



Actes du colloque de Montpellier

Université Paul-Valéry - Montpellier III

9-13 septembre 2008

Editeur scientifique
Freddy VINET

Comité éditorial

Laurent Boissier, Albert Colas, Stéphanie Defossez, Nancy de Richemond,
Martine Fabre, Monique Gherardi-Demarque, Frédéric Leone, Tony Rey

Colloque organisé par le laboratoire GESTER EA 3766 avec le soutien de
l'Université Paul-Valéry, l'Université Montpellier II, Pôle Universitaire
Européen, Groupama, le Conseil Général de l'Hérault, le Conseil Général du
Gard, Météo-France, l'Ademe, l'Agence de l'Eau RM&C et la Région
Languedoc-Roussillon.

Climats et risques climatiques en Méditerranée

XXI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie

Climats et risques climatiques en Méditerranée

Actes du colloque de Montpellier

Université Paul-Valéry Montpellier III

9-13 septembre 2008

Editeur scientifique
Freddy VINET

Comité éditorial

Laurent Boissier, Albert Colas, Stéphanie Defossez, Nancy de Richemond,
Martine Fabre, Monique Gherardi-Demarque, Frédéric Leone, Tony Rey

Colloque organisé par le laboratoire GESTER EA 3766 avec le soutien de
l'Université Paul-Valéry, l'Université Montpellier II, Pôle Universitaire
Européen, Groupama, le Conseil Général de l'Hérault, le Conseil Général du
Gard, Météo-France, l'Ademe, l'Agence de l'Eau RM&C et la Région
Languedoc-Roussillon.

Participation à la mise en page finale de l'ouvrage
Monique Gherardi-Demarque, Martine Fabre

Les opinions exposées
dans les articles qui suivent
n'engagent que leurs auteurs

Introduction au XXI^{ème} colloque de l'AIC

Climats et risques climatiques en Méditerranée

Ce volume de 712 pages prouve une nouvelle fois s'il en était besoin la bonne santé de l'Association Internationale de Climatologie. Dans un monde scientifique de plus en plus anglicisé, l'AIC maintient annuellement un grand rendez-vous scientifique francophone autour de la climatologie. Après Tunis en 2007, l'autre rive de la Méditerranée répond en accueillant à Montpellier le XXI^{ème} colloque de cette association.

Depuis quelques années, le thème des risques a focalisé toutes les attentions. A Epernay en 2006, les congressistes s'étaient penchés sur « les risques liés au temps et au climat ». A Tunis, les thématiques étaient clairement méditerranéennes « climat, tourisme, environnement ». A Montpellier, la thématique centrale, mais non exclusive, est celle des risques climatiques en Méditerranée.

Le climat de la Méditerranée est tellement prégnant et caractéristique qu'il en a pris le nom. Il est marqué par des manifestations extrêmes (sécheresses, fortes précipitations, vagues de chaleur) qui en font un climat générateur de risques. En Méditerranée et dans le monde, la succession d'événements climatiques extrêmes comme les inondations d'Europe centrale en 2002, les sécheresses (1976, 1989-1990, 1996), ou la canicule de 2003 en Europe occidentale sont de plus en plus interprétés sous le signe du réchauffement climatique. Le thème de la ressource en eau est fondamental sous les latitudes méditerranéennes. A la marge nord des sécheresses sahariennes, les inquiétudes concernant une éventuelle diminution à venir des précipitations sont légitimes dans une aire géographique où la pression anthropique s'accroît. De nombreux articles de ce volume se penchent sur ce problème. A l'inverse, la question de l'accroissement des précipitations intenses se pose, mais la relation au réchauffement climatique est encore incertaine.

À ce titre, les colloques de l'Association Internationale de Climatologie (AIC) permettent de faire le point sur ces événements climatiques extrêmes considérés, à tort ou à raison, comme les premiers signes du « Global Change ». Si le consensus est à peu près général sur le réchauffement de l'atmosphère, les conséquences sur les autres paramètres climatiques et sur les milieux naturels en général sont plus incertaines. On envisagera aussi les liens entre évolution du climat et biodiversité ou risques sanitaires.

Cependant, les interactions homme/climat ne sont pas à considérer seulement sous un angle négatif. Le climat est aussi source d'énergie inépuisable, et à l'heure où les énergies fossiles renchérissent, les énergies renouvelables connaissent un regain d'intérêt. Malheureusement, les climatologues n'ont pas proposé de travaux sur ce thème comme ils ont pu le faire par le passé sur les gisements éoliens et solaires.

Ainsi, bien que centrés sur les risques climatiques, les débats suscités par le colloque doivent s'élargir pour envisager une vision équilibrée du climat et une analyse sereine de son évolution. Les thèmes abordés seront les suivants :

Climatologie méditerranéenne : climat et ressource en eau
Variation récente des climats, détection du changement climatique
Mesure et analyse prospective du changement climatique
Outils et techniques de la climatologie : instrumentation, télédétection, modélisation
Impacts du changement climatique
Climat et santé. Climat et pollution

Extrêmes hydro-climatiques
Climatologie urbaine. Vague de chaleur
Climat et agriculture, climats et milieux naturels
Pluviométrie tropicale

Mais comme le classement en thématique est toujours un peu artificiel, nous avons préféré pour plus de commodité un classement alphabétique par premier auteur

Outre son ancrage méditerranéen, la ville de Montpellier était particulièrement qualifiée pour accueillir un colloque sur ces thèmes car elle s'est spécialisée depuis quelques années sur l'étude des risques et leur gestion. De nombreuses formations universitaires forment des étudiants sur le diagnostic et la gestion des risques. A l'Université Montpellier III, le Master professionnel « gestion des catastrophes et des risques naturels » accueille en géographie des étudiants en quête de savoir faire sur ces thèmes « porteurs ». Qu'il nous soit d'ailleurs permis de remercier les étudiants de cette formation qui ont participé à l'organisation du colloque.

Le colloque se tiendra à l'Université Paul-Valéry du 9 au 12 septembre 2008. Il se prolongera par une excursion le samedi 13 septembre en Camargue et dans le Gard sur le thème des relations homme-climat. Le matin sera consacré à la visite de la saline d'Aigues-Mortes. Dans cet espace deltaïque, l'activité salinière bénéficie d'une très forte évaporation et d'un ensoleillement important. La traversée du site permet de visualiser la bonne intégration de l'activité salinière dans un milieu d'une richesse écologique exceptionnelle jusqu'au rivage menacé par l'érosion des plages et la disparition du cordon dunaire.

La visite se poursuit sur le site particulier du vignoble de listel où la vigne profite de conditions édaphiques atypiques pour sa croissance. A l'issue de cette visite, une croisière repas à bord de la péniche Pescalune permettra de profiter de la variété de paysages deltaïques qui composent la Petite Camargue.

L'après midi nous conduira vers Ambrussum site archéologique occupé dès la préhistoire. L'occupation y est permanente à partir de la fin du IV^e siècle av. J.-C. et l'apogée du site a lieu après la conquête romaine, lorsque Ambrussum devient un relais sur la voie domitienne.

L'excursion s'achèvera dans la petite ville de Sommières qui vit au rythme des vidourlades, les crues du fleuve Vidourle. Le retour sur Montpellier se fera vers 19 heures.

Les dernières phrases de cet éditorial seront pour les personnes qui nous ont aidé à préparer ce colloque en particulier G. Beltrando qui nous a fait bénéficier de son expérience mais aussi les organisateurs des précédents colloques (O. Cantat, H. Boubaker). Merci au bureau de l'AIC (outre G. Beltrando : M. Erpicum, H. Quenol, et S. Bigot) et aux membres du comité de relecture scientifique qui n'ont pas ménagé leur peine. L'équipe Gester a assuré l'organisation pratique du colloque avec une mention particulière à Monique Gherardi-Demarque dont l'efficacité dans l'organisation de ce type d'événement a été précieuse et à Martine Fabre pour la relecture de ces actes. Que les collègues qui ont aidé à l'organisation soient ici remerciés.

Merci à tous d'avoir répondu présent à ce nouveau rendez-vous de l'Association Internationale de Climatologie en particulier les collègues étrangers qui ont fait le déplacement malgré les contraintes financières.

F. Vinet, T. Rey

CONFERENCES INVITES

LE RISQUE D'INCENDIES DE FORET EN REGION MEDITERRANEENNE : COMPREHENSION ET EVOLUTION

Pierre CARREGA

Université de Nice / UMR Espace/CNRS

98 Bd Herriot 06204 Nice cedex 3

France

carrega@unice.fr

Résumé : *Le risque d'incendie de forêt est une notion composite complexe, obéissant à des pas de temps très différents (de la minute à la décennie), et dans lequel les facteurs météorologiques jouent un rôle essentiel dans l'éclosion et dans la propagation. Un feu catastrophique nécessite l'association d'un aléa favorable (mise à feu par temps chaud, sec et venteux, et avec une végétation déshydratée), d'une susceptibilité très forte (végétation inflammable, dense et multi-stratifiée, pentes topographiques...), et d'une vulnérabilité importante (enjeux exposés et difficultés de lutte). L'évolution future semble beaucoup plus dépendante de l'activité humaine que du changement climatique.*

Mots-clés : incendie, climat, susceptibilité, risque.

Abstract : *Forest fire risk is a complex synthesis, characterized by very different time scale intervals (from minute to decade), to which meteorological factors are playing a very important fiddle, concerning birth and fire propagation. A catastrophic fire is due to the association of a favourable hazard (fire lighting with hot, dry and windy weather, and with dry vegetation), very high susceptibility (flamable, dense and multi-stratified vegetation, topographic slopes...), and an important vulnerability (stakes, difficulty to fight...). Future evolution in Mediterranean regions seems much more linked to human activities and soil occupation, than to climate change.*

Key-words : Fire, climate, susceptibility, risk.

Introduction

Les régions de climat méditerranéen connaissent de nombreux incendies depuis la préhistoire, comme l'ont montré divers travaux archéologiques. Fortement humanisée et donc transformée, en terme d'occupation du sol, la bordure méditerranéenne est soumise à une sécheresse estivale, parfois très prononcée et durable, juste pendant la période où les plantes ont le plus besoin d'eau. Phénomène moins connu, les hivers, parfois assez peu arrosés en montagne, sont aussi la période où se déclenchent des incendies, particulièrement à la fin de la saison, quand l'herbe a gelé, ce qui l'a déshydraté, et favorise les départs de feu. Dans les régions où la montagne touche la mer, comme les Alpes-Maritimes, par exemple, il est fréquent que la fin d'hiver connaisse davantage d'éclosions d'incendies que l'été ; mais les incendies catastrophiques, brûlant d'énormes superficies et provoquant des ravages sont, par contre, un phénomène exclusivement estival.

La très grande variabilité interannuelle et surtout le rythme saisonnier marqué qui caractérisent aussi bien le nombre de départs de feux que les superficies brûlées, suggèrent que les feux de forêt sont sous la dépendance non exclusive de phénomènes fonctionnant à des échelles de temps très courtes : en un lieu donné, un feu pourra démarrer facilement un jour et ne pourra qu'avorter le lendemain ! (fig. 1 et 2). Ces échelles temporelles courtes sont, soit liées à l'homme (la plupart des mises à feu), soit liées aux mécanismes physiques qui font le climat. Mais il est également vrai qu'à conditions météorologiques favorables similaires, nombre de feux s'éteignent spontanément, faute de carburant, alors que d'autres génèrent de véritables catastrophes.

Quelle que soit sa cause initiale, une fois produite (c'est « l'éclosion »), la flamme va donner -ou non- naissance à un feu dont le devenir (la « propagation ») est particulièrement lié, d'une part à la couverture végétale qui constituera le « fuel », le carburant, et d'autre part, aux conditions météorologiques qui vont influencer, sinon commander la combustion, et jouer le rôle de comburant.

La notion de risque, pour les incendies de forêts, comme pour les autres risques, naturels ou non, est ambiguë, au sens où elle décrit à la fois la probabilité d'un événement, c'est-à-dire l'aléa, et les conséquences de cet événement, liées à l'homme et à son emprise sur le milieu, donc à sa vulnérabilité. C'est d'ailleurs la définition officiellement retenue par l'UNESCO depuis les années soixante dix, définition malheureusement appauvrissante dans la mesure où elle est source de confusions, particulièrement pour ce qui concerne les facteurs « naturels » qui agissent sur le feu.

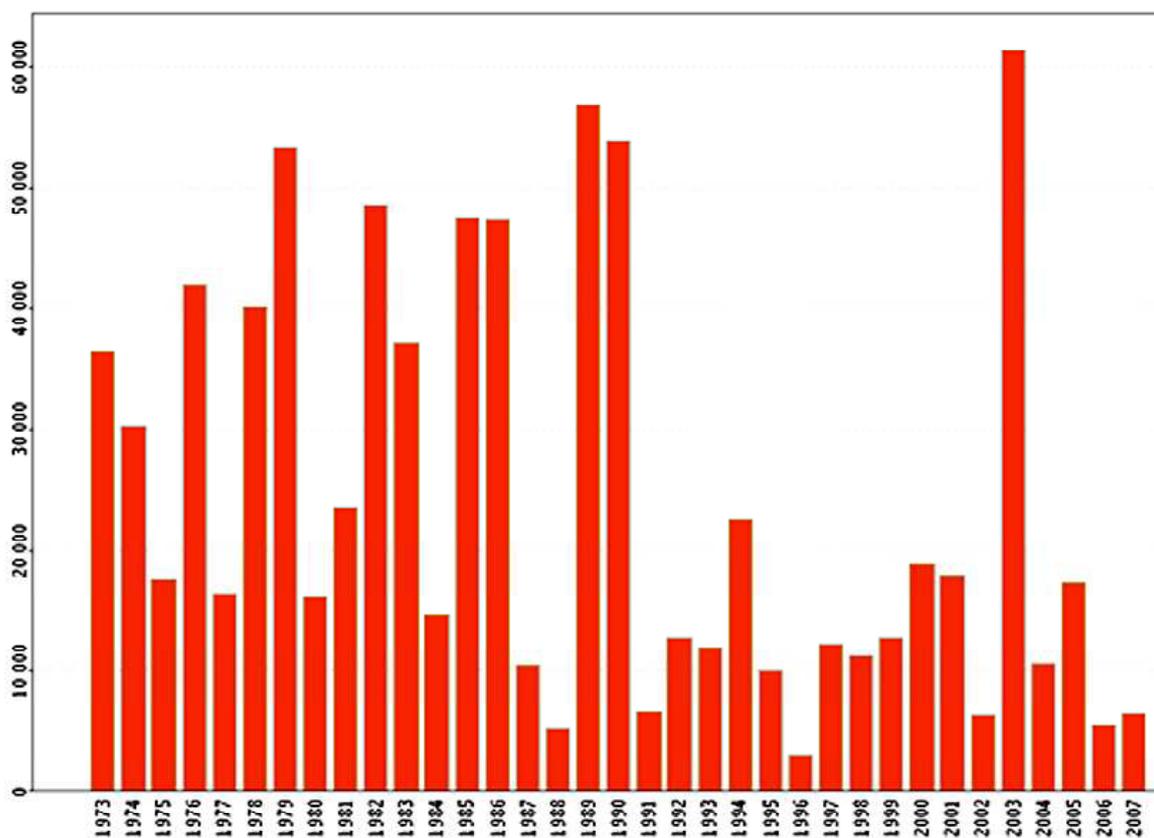


Figure 1. Nombre total annuel des incendies de forêts ayant affecté les 15 départements du Sud-Est de la France (proches de la Méditerranée) de 1973 à 2007. Source : Prométhée.

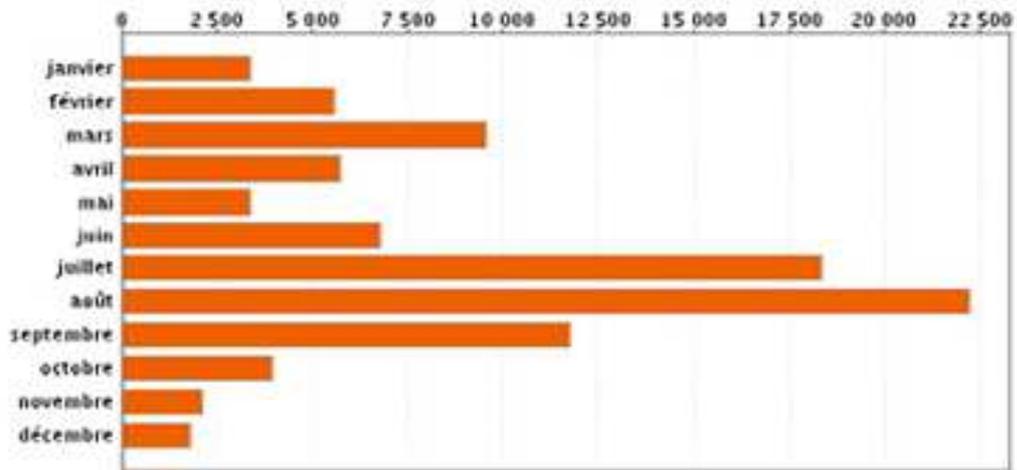


Figure 2. Nombre mensuel total d'incendies de forêts ayant affecté les 15 départements du Sud-Est de la France de 1973 à 2007. Source : Prométhée.

Délibérément, la vulnérabilité ne sera pas traitée dans ces lignes, mais la notion de risque sera discutée et enrichie en termes de composantes. Dans un second temps, allant ensuite dans le sens contraire du déroulement d'un feu, nous remonterons à sa source, en insistant sur les combinaisons qui produisent des feux si différents. Enfin l'évolution actuelle et future du risque d'incendie de forêt sera évoquée.

1. Les composantes des risques « naturels » en général, et du risque de feu de forêt en particulier.

1.1. Trois composantes, et non deux pour les risques naturels !

Le simple suivi du déroulement d'un événement « naturel » dangereux montre aisément que séparer ses composantes en deux parties, aléa et vulnérabilité, peut le priver de lisibilité. L'exemple d'une crue est particulièrement démonstratif : considérer qu'elle représente l'aléa (comme l'estiment généralement les victimes ou les assureurs) revient à agglomérer des phénomènes parfois totalement séparés et indépendants les uns des autres, donc à ne pas pouvoir démêler les agents qui ont combiné leurs effets pour aboutir à la montée des eaux. Reconsidérons la question :

- Dans une crue « flash » méditerranéenne en particulier, l'aléa n'est pas la crue, mais bien l'orage qui va générer une forte intensité de pluie (et sans lequel il n'y aurait aucune crue).

- Une deuxième composante, essentielle, va maintenant intervenir, on peut l'appeler « susceptibilité ». Elle est, pour un épisode pluvieux donné, le potentiel du milieu biophysique, plus ou moins influencé par l'homme, à produire ou non une crue, par l'intervention de la pente, de la perméabilité de la roche et du sol, de la couverture végétale, par le tracé plus ou moins hiérarchisé du réseau hydrographique, bref, par tout ce qui va agir sur le trajet de l'eau une fois celle-ci parvenue à la surface. Certes, l'homme peut avoir agi sur certains de ces caractères (en particulier la couverture végétale), mais outre que l'artificialisation est, à ce stade, bien inférieure à ce qu'elle est dans la composante « vulnérabilité », le débat ne consiste pas à opposer l'homme à la nature, mais à identifier les étapes d'un processus.

En résumé, la quantité d'eau précipitée dépendra donc du positionnement de la cellule orageuse par rapport au bassin - versant (centrée sur un seul ? à cheval sur deux ?) et de l'intensité de la pluie ; et la montée des eaux dépendra du coefficient de ruissellement, lui-même commandé par la susceptibilité évoquée ci-dessus, et par le passé pluviométrique récent (les sols sont-ils saturés ?), etc. A ce stade, en un même endroit, il est évident qu'une même

précipitation n'engendrera pas les mêmes crues, ou que deux crues presque similaires peuvent avoir à leur origine deux aléas différents, du fait du rôle de la susceptibilité qui transforme en ruissellement violent (la crue « flash ») les gouttes tombées du ciel (l'aléa).

- La troisième composante est bien sûr constituée par la vulnérabilité, qui regroupe ce qui procède des activités humaines, et de leur fragilité face au type d'évènement : densité, enjeux (vies humaines, richesses), prévention (par exemple les digues, etc), moyens de lutte pendant la crue, résilience, etc. Elle est entièrement caractérisée par l'artificialisation. Une même crue n'ayant pas les mêmes effets destructeurs selon qu'il y a ou non à détruire...

Le tableau 1 est une synthèse non exhaustive des trois composantes énoncées ci-dessus, appliquées à des manifestations d'origine différente, dans lesquelles les processus naturels sont déterminants, au minimum parce qu'ils constituent le déclencheur, l'aléa.

Tableau 1 : Manifestations d'un « excès naturel » et composantes du risque induit. La spécificité des atteintes à l'homme n'est pas mentionnée.

Manifestation	Aléa	Susceptibilité	Effets – Vulnérabilité *
Tremblement de terre	séisme	type de terrain, résistance (géologie)	effondrement des constructions - structures
Tsunami	séisme	position, profil littoral	effondrements, dégâts et destructions par eau
Crue	forte pluie	imperméabilité du sol occupation du sol, pente...	effondrements, dégâts et destructions par eau
Glissement terrain	forte pluie	pente, nature roche, végétation	ensevelissements, destructions
Incendie	éclosion du feu	type de végétation, pente (propagation)	végétation diverse et forêt, maisons brûlées
Cinématique de l'air, objets volants	Vent très fort	forme du relief, effets Venturi, frein végétation	Destruction totale ou partielle de constructions

* La spécificité des atteintes à l'intégrité humaine (décès, blessures, traumatismes) n'est pas indiquée ici.

Pour un incendie de forêt, l'aléa est la flamme de départ, quelle que soit son origine, alliée à des conditions météorologiques autorisant son développement, et sur lesquelles nous reviendrons. L'échelle de temps qui gouverne l'aléa est pour l'essentiel très courte : quelques minutes, quelques heures, car le « temps » météorologique change vite.

La susceptibilité regroupe les caractères qui vont commander la propagation du feu (pour des conditions météorologiques données), et son pas de temps est beaucoup plus long que pour l'aléa : il se compte en mois pour la phénologie, et en années pour la morphologie générale de la végétation. Les paramètres importants sont en particulier la biomasse, caractérisée par sa densité, sa stratification verticale (l'herbe communique le feu aux arbustes qui, à leur tour, le transmettent aux arbres), ses essences plus ou moins inflammables ; et l'orientation ainsi que la valeur de la pente face au feu. Traditionnellement, tous ces caractères sont inclus dans l'aléa, par exemple dans la conception des Plans de Préventions du Risque Incendie de Forêt (PPRIF) en France, où le terme « aléa » est constitué de la combustibilité de la végétation et de la biomasse, de la pente du terrain, de la position dans le versant, et de l'exposition, tous facteurs, qui on le sait, varient sur un long pas de temps.

Enfin, la vulnérabilité concerne tous les efforts faits (ou non) sur le long terme pour l'instruction des populations ou des sauveteurs, la lutte immédiate contre les flammes

(moyens aériens et terrestres), la présence humaine plus ou moins dense et la richesse des biens, etc. C'est volontairement que cette composante ne sera pas développée ci-dessous.

1.2. La composante « susceptibilité » du risque d'incendie de forêt.

On devine que pour une situation météorologique donnée, et en particulier la vitesse du vent, la propagation des flammes sera fort variable, en fonction de la susceptibilité du terrain pour ce faire. Un certain nombre de travaux ont depuis longtemps porté sur la susceptibilité, ou plutôt sur des parties précises de cette dernière, aboutissant généralement à des cartographies du « risque de feu ». Ces études consistent le plus souvent en une description du couvert végétal, en terme de formation, de groupements, d'essences, ou encore de combustibilité et d'inflammabilité, caractères qui changent lentement dans le temps et sont tout désignés pour étayer les propositions ou décisions d'aménagement (fig. 3).

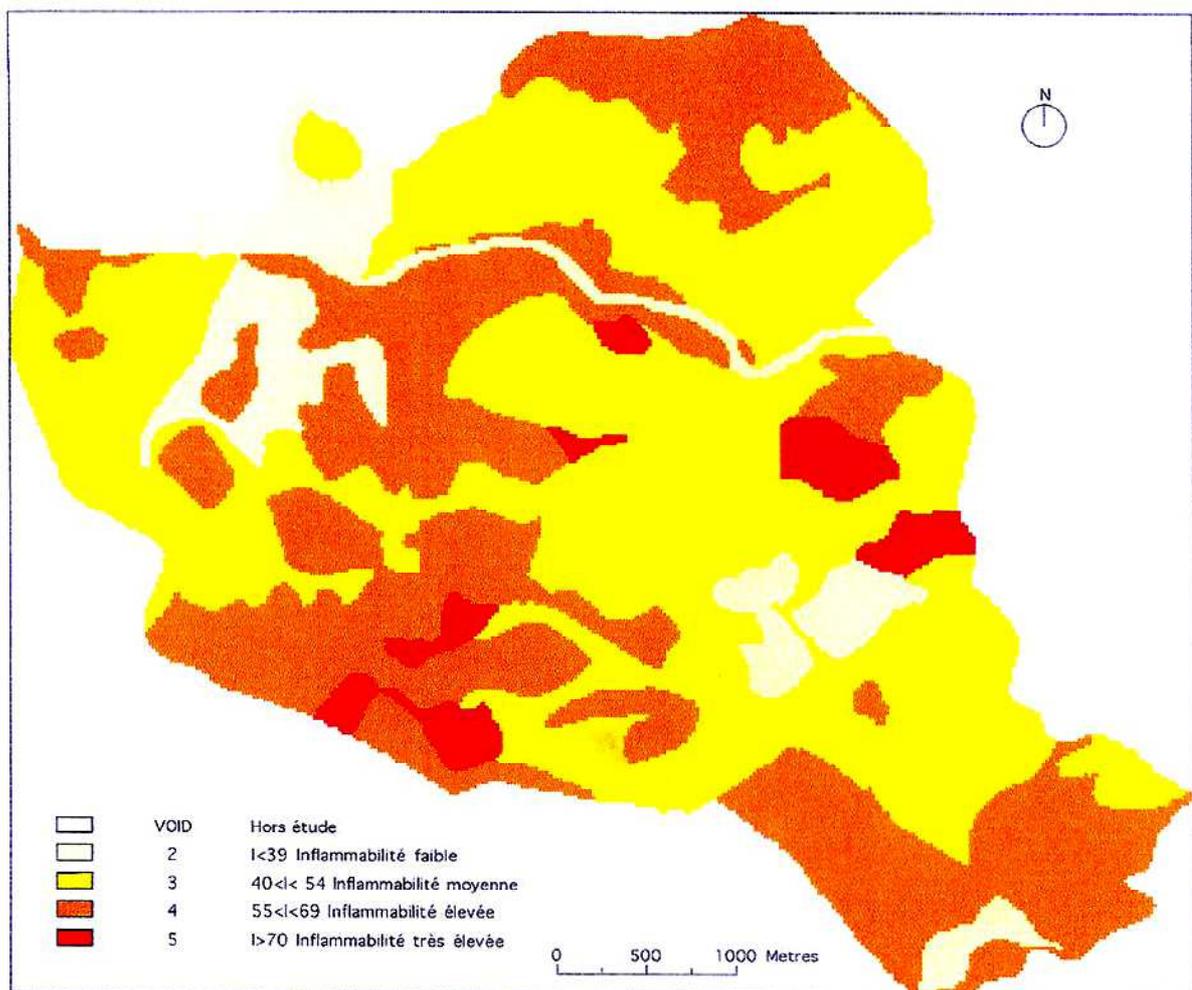


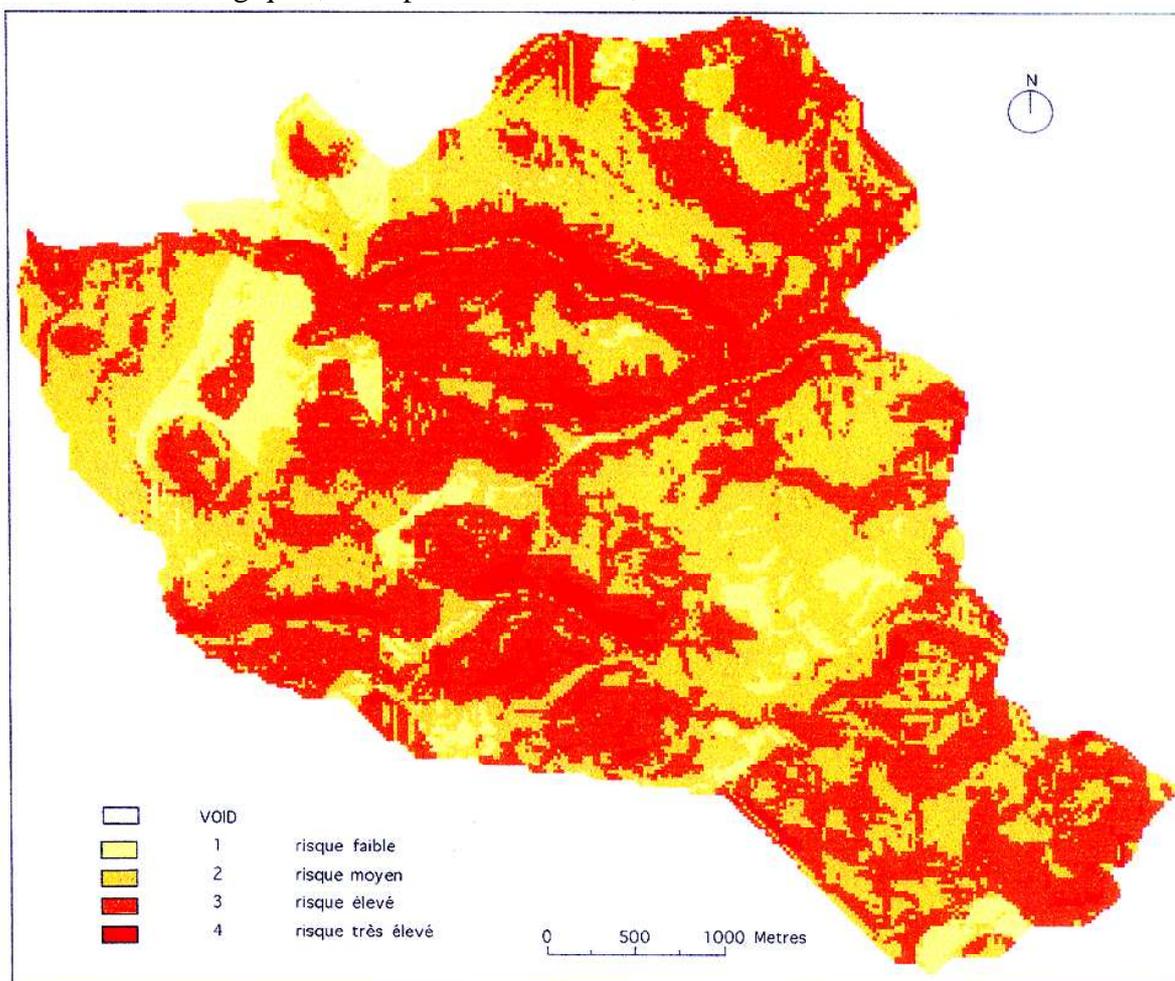
Figure 3. Carte de l'indice d'inflammabilité (hors facteurs météorologiques) sur la commune de Valbonne (06). Méthode Alexandrian (1982). Source : R. BLANCHI, 1996.

Réclamées plus ou moins explicitement par les aménageurs, les forestiers ou les pompiers, des combinaisons plus subtiles sont ensuite apparues à partir des années 80 et surtout 90, sous formes d'indices de propagation potentielle ou de susceptibilité, même s'ils ne portent pas explicitement un tel nom (fig. 4).

Le devenir d'une éclosion d'incendie est donc très variable en fonction de la capacité qu'aura le milieu à propager les flammes, donc de sa susceptibilité, et selon le contexte précis

en aval de l'éclosion, il y aura une infinité de possibilités, depuis le non - événement jusqu'à l'incendie catastrophique, le « mégafire ».

La susceptibilité obéit à un pas de temps beaucoup plus long que l'aléa puisqu'elle concerne des données qui changent lentement s'il n'y a pas de perturbation (végétation) ou même pas du tout, à l'échelle humaine (pente du relief). En dehors des efforts humains pour l'éteindre, la propagation d'un incendie de forêt dépendra donc de la susceptibilité, mais aussi de phénomènes changeant beaucoup plus vite, parfois en quelques dizaines de minutes : les conditions météorologiques, et en particulier le vent, relevant de l'aléa.



2. La composante « aléa » du feu de forêt : une combinaison.

2.1. La mise à feu

La cause des incendies est très inégalement connue selon les pays, et en fait, selon les efforts consentis pour se donner les moyens d'investigation nécessaires. La France, par rapport à l'Espagne, par exemple, se fait malheureusement remarquer par la grande proportion (environ 50%) de feux d'origine officiellement inconnue, mais il semble bien qu'en règle générale, la très grande majorité des incendies soit due à une intervention humaine. Corrélativement, la foudre est dans l'ensemble peu responsable, contrairement par exemple, aux Montagnes Rocheuses et au Canada continental, éloignés de l'océan, parce que les orages sont le plus souvent accompagnés ou suivis de précipitations, du fait de la phénoménale source de vapeur d'eau qu'est la mer Méditerranée. En montagne méditerranéenne toutefois, à

la limite du domaine, il peut néanmoins arriver que des feux soient à l'origine déclenchés par la foudre même s'il pleuvait, dans les milieux où l'humus est épais et où le feu a pu y couvrir, avant d'éclorre en surface avec le retour du soleil et du vent, comme cela se produit dans les Landes.

Sans qu'il soit possible de modéliser de manière déterministe les comportements humains (négligence, pyromanie, etc), l'approche statistique montre clairement une corrélation entre nombre d'éclosions et proximité d'une route ou d'habitations (fig. 5). Ce constat indéniable s'explique par l'occurrence fréquente de mises à feu par imprudence ou volonté, là où se trouvent les hommes. Les jets de mégots, barbecues ou écobuages mal éteints sont ainsi à eux seuls une source très importante de départs de feu, le nombre suppléant la faible probabilité de succès du feu, en particulier pour les mégots en bordure de route...

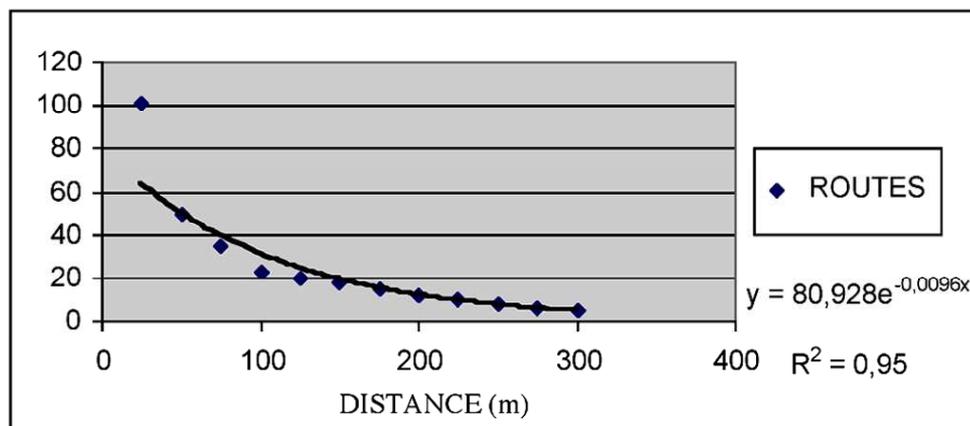


Figure 5. Relation entre le nombre de départs de feu (ordonnée) et la distance à la route (par pas de 25 m) dans les Alpes-Maritimes de 1991 à 2003. Source : J.G. ROBIN, 2006.

Ce caractère explique par exemple pourquoi les indices d'éclosion non météorologiques incorporent le réseau routier, comme celui de Chuvieco (1989), par exemple (fig 6). Les approches de ce type ou celles simplement fondées sur l'historique des feux permettent de définir les endroits qui, chroniquement, sont plus « sensibles » que d'autres, mais, bien que très utiles pour la prévention, ils ne sont qu'un potentiel atemporel incapable de distinguer l'évolution du danger d'un jour à l'autre. C'est ici qu'intervient l'autre pan de l'aléa : les conditions météorologiques.

2.2. La météorologie

Il est bien établi que la combustion est individuellement favorisée par plusieurs variables dont la combinaison peut devenir « explosive » : température et rayonnement solaire élevés, faible hygrométrie, vent fort et régulier, toutes variables qui peuvent évoluer très vite en cours de journée, et qui en général tendent vers l'inverse à la tombée de la nuit. D'où la figure 7 montrant que la plupart des feux se déclarent entre 11h et 19h.

On estime, condition nécessaire mais non suffisante, qu'un autre facteur pèse lourdement sur les chances d'éclosion d'un feu : c'est la teneur en eau du combustible. S'il s'agit de la litière ou de bois mort, la relation (négative) sera forte avec l'humidité relative de l'air et l'absence de pluie dans les 3 ou 4 jours précédents. C'est par contre plus subtil pour les plantes vivantes qui puisent leur eau dans les réserves du sol, et la mesure de cette variable est difficile, qui change lentement dans le temps, en fonction de l'évapotranspiration, en l'absence de pluie.

La télédétection s'y applique (fig. 8) avec un succès mitigé en cherchant une relation entre activité chlorophyllienne et teneur en eau qui ne sont généralement pas bien corrélées, sans

oublier que la nébulosité empêche un suivi continu ; mais la puissance de recouvrement spatial de cette technique est un atout indéniable (Eufirelab, 2005).

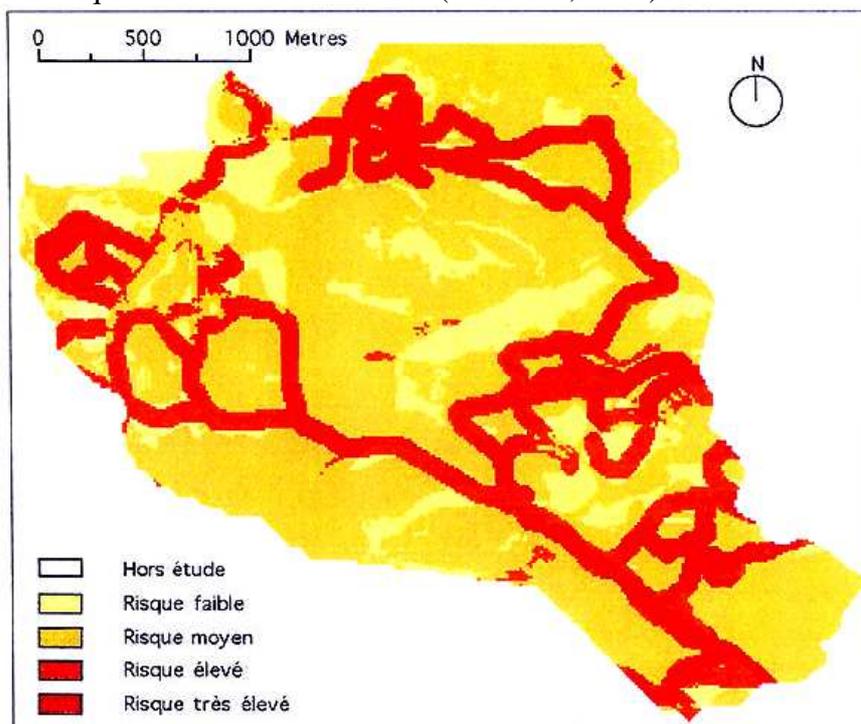


Figure 6. Spatialisation de l'indice d'éclosion de CHUVIECO (hors facteurs météorologiques) sur la commune de Valbonne (Alpes-Maritimes). Source : R. BLANCHI, 1996.

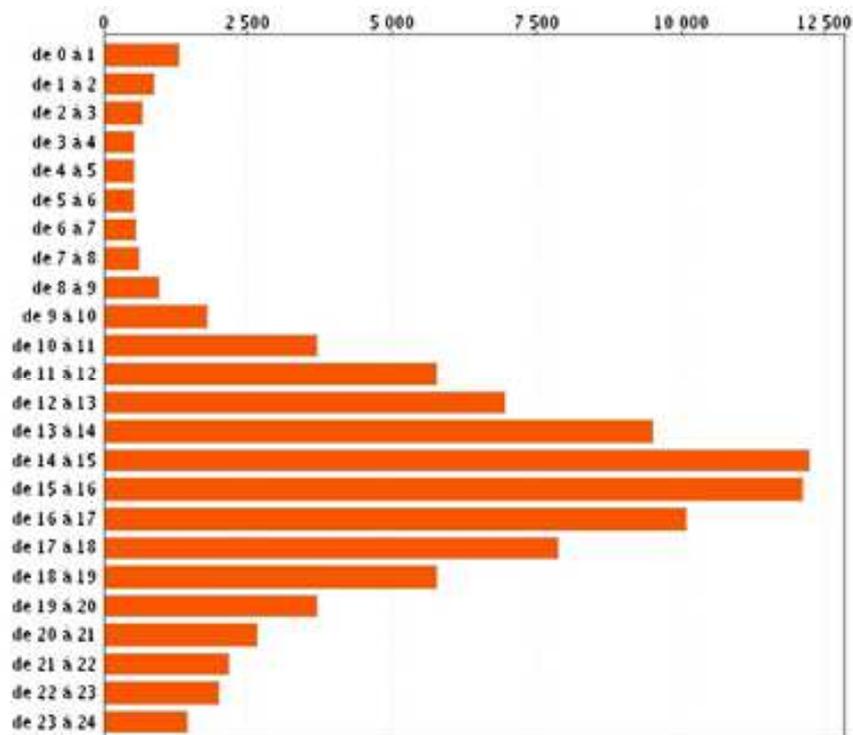


Figure 7. Heures de départ des feux dans le Sud-Est de la France, de 1973 à 2007. Source : Prométhée.

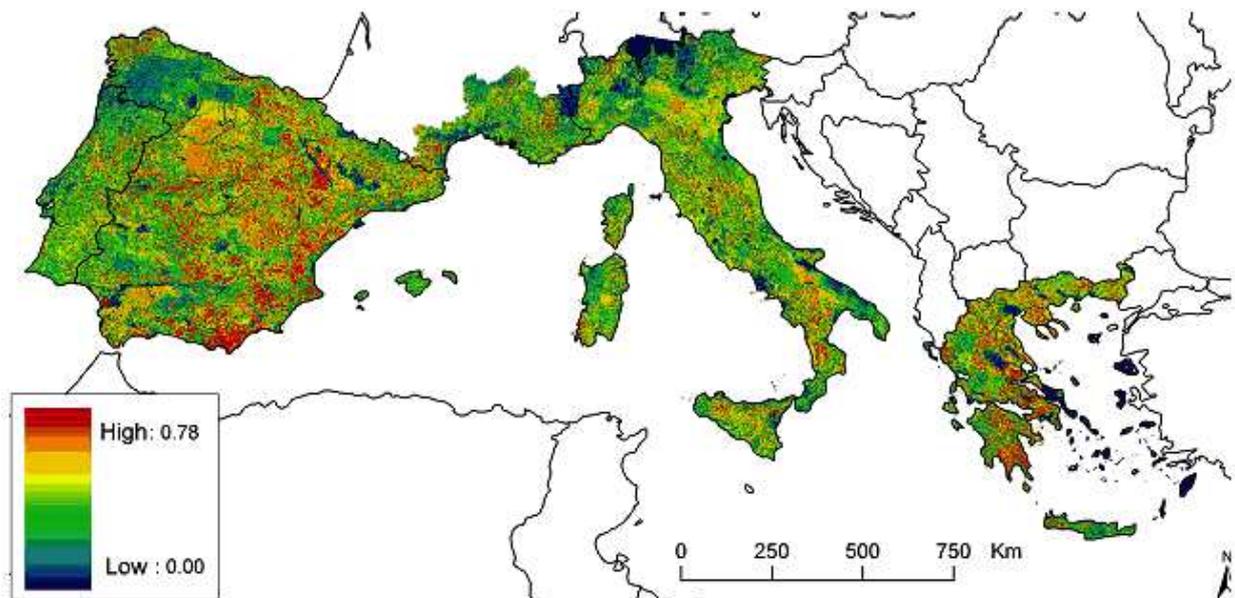


Figure 8. Probabilité d'éclosion à partir de la teneur en humidité des plantes, le 10 août 2004. Source Eufirelab.

C'est pourquoi l'estimation de la réserve utile en eau du sol comme traceur du stress hydrique des plantes continue à être majoritairement utilisée opérationnellement : le sol est traité comme un réservoir qui se remplit par les précipitations et se vide par évapotranspiration, tout ceci à une échelle spatiale assez grossière. La relation entre réserve et teneur en eau des plantes est assez forte en saison végétative, mais diminue à la fin de l'été pour devenir sans grand intérêt l'hiver, quand la végétation est en dormance. L'évolution du taux de remplissage de cette réserve se fait lentement en l'absence de pluies, par décroissance ayant l'allure d'une exponentielle décroissante (sans atteindre zéro). Raffinement apparu dans les années 80 (Carrega, 1987), d'autres réserves plus superficielles peuvent être suivies, à plus faible rétention d'eau : par exemple celle de la litière, ou des herbacées, etc, ce qui permet de mieux traduire la déshydratation de telle ou telle strate végétale (Indice canadien). Un sol desséché en surface est plus propice à l'éclosion, alors que si la déshydratation est uniquement profonde (grâce à des pluies récentes peu abondantes dont seuls les horizons superficiels ont profité), c'est la propagation qui sera facilitée, par l'important stress hydrique des arbres et arbustes.

Le succès d'une éclosion est toujours le résultat d'une combinaison de facteurs allant dans le même sens et constituant des types de temps qu'on pourrait appeler « favorables au feu », et que réussissent parfaitement bien à élaborer certaines circulations atmosphériques. Un sol et de l'air chauds et secs, avec un fort rayonnement solaire, et du vent ? C'est généralement du Foehn. Qu'il s'agisse d'un Foehn avec précipitations au vent (avec perte d'eau provoquant un réchauffement à la descente, sous le vent, plus intense que n'a été le refroidissement à la montée), ou d'un Foehn sec au vent, lié à irruption d'air d'altitude (Carrega, 2002), l'effet sur le risque d'incendie est aussi fort dans les deux cas. En Provence, tous les gros feux catastrophiques qui se terminent faute de combustible malgré les efforts humains, sont liés à cette situation, ou au Mistral.

Il est vrai que les variables météorologiques n'agissent pas que sur l'éclosion, le vent en particulier, est très impliqué dans la propagation : une fois l'éclosion réalisée (un excès de vent pouvant même la gêner), un renforcement du vent apporte davantage d'oxygène. Mais aussi, en allongeant mécaniquement la longueur de la flamme qu'il couche, il va accentuer l'effet de « panneau radiant » et l'advection turbulente d'air brûlant dans la végétation non

encore brûlée, ce qui va accroître le préchauffage de cette dernière ainsi que la perte de son eau. Or tout gramme d'eau (issu de la sève) déjà évaporé économisera 537 calories qui serviront à accroître la chaleur libérée par la combustion, bel exemple de rétroaction positive.

2.3. Les indices de risque météorologique et les combinaisons

Toute mobilisation d'hommes et de matériel ayant un coût, il est souhaitable d'obtenir la meilleure adéquation spatio-temporelle, entre les moyens et le risque « réel » de feu de forêt. Cela signifie être capable de tenir compte à la fois de la susceptibilité (s'installer en pré-alerte en forêt), et de la vulnérabilité (près des lieux à enjeux), contexte spatial ; et des conditions météorologiques du moment, sachant que le risque change vite dans le temps, contexte temporel.

Les indices variant quotidiennement ou même heure par heure cherchent à répondre à ce « cahier des charges » soit sur le seul plan météorologique, à échelle spatiale assez grossière, excepté certains travaux pionniers (fig. 9), soit encore mieux, en tenant compte également de la susceptibilité, comme le fait la méthode canadienne de l'Indice Forêt-Météo (IFM).

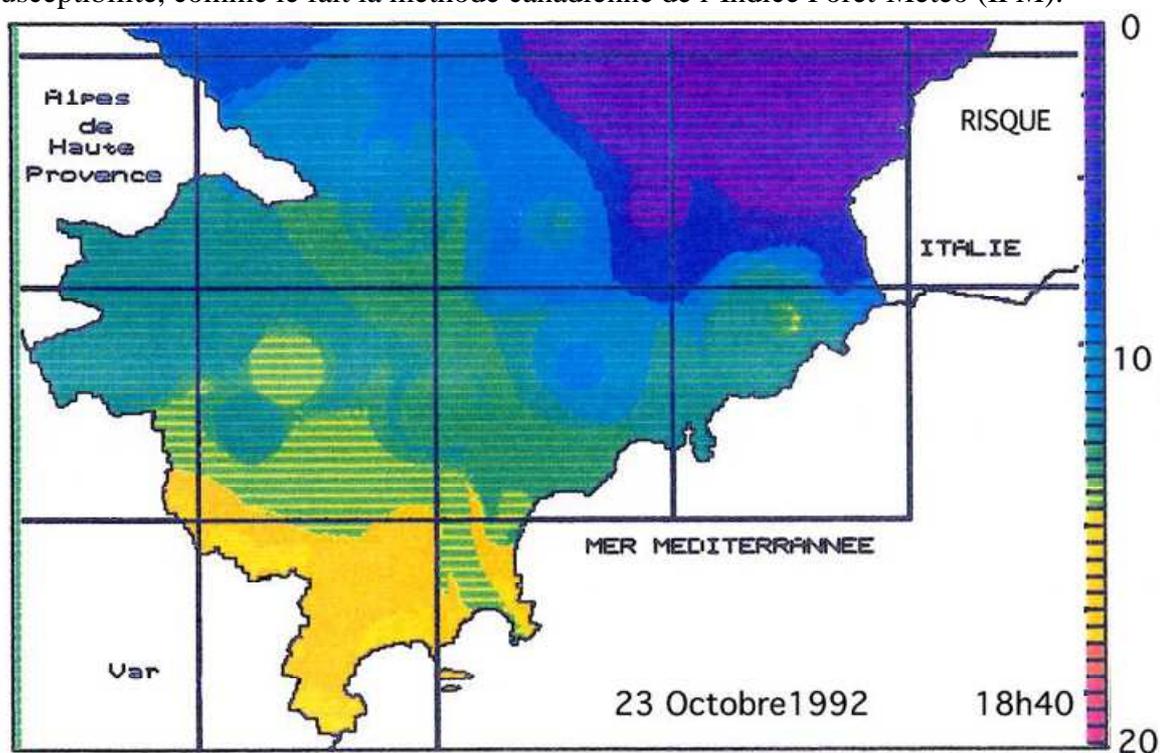


Figure 9 Carte du risque météo d'incendie de forêt (indice Carrega I85/90) calculé à fine échelle spatiale (pixel 200m) utilisé opérationnellement de 1990 à 2000 par le Service de Défense Incendie et de Secours (SDIS) des Alpes-Maritimes (exemple du 23 octobre à 18h40).

3. Evolution du risque

3.1. Des conditions météorologiques plus favorables au feu dans le futur ?

L'époque actuelle se veut assez volontiers catastrophiste, et curieusement, parfois réductrice et simpliste dans le domaine du « global change ». Le risque de feu de forêt n'a, bien entendu, pas dérogé à la règle, et des Cassandre annoncent de ci de là, pour le futur, un accroissement obligatoire du risque météo d'incendies de forêt, arguant que, comme la chaleur et la sécheresse de l'été 2003 seront de plus en plus communes dans le futur, les feux seront également plus nombreux et plus dévastateurs... C'est face à de telles déclarations que le découpage du processus de feu en trois composantes prend tout son intérêt. Il s'agit d'abord

de vérifier que les variables météorologiques iront dans un sens favorable au feu : c'est probable pour deux d'entre elles, la température et la diminution des précipitations à certains moments encore mal définis, à l'échelle régionale. Or diverses études ont montré que le facteur météorologique principal de la propagation des feux demeure la vitesse du vent, et rien ne dit que la fréquence des vents forts, en particulier Mistral ou Foehn, s'élèvera dans le futur. Aucune tendance de ce type n'apparaît dans le passé récent, et les modèles couplés, en accroissant les températures polaires boréales tendraient plutôt à diminuer les gradients de pression... Pas de raisons particulières donc, de voir le vent devenir plus fréquent et plus rapide, et par conséquent, de considérer que l'aléa météorologique sera nécessairement en augmentation en région méditerranéenne.

3.2 L'importance des politiques d'aménagement pour le futur : susceptibilité et vulnérabilité.

Du fait de la relation forte entre présence humaine et éclosions, il est clair que les politiques d'aménagement vont continuer à jouer un rôle capital. Le cas le plus emblématique est évidemment celui du « mitage » de la forêt par des maisons généralement construites dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle. Diminuant la susceptibilité puisqu'elles sont a priori moins combustibles que la forêt, ces habitations sont cependant, statistiquement, à la fois facteur de départ de feu (accroissant l'aléa), et facteur de vulnérabilité, puisqu'elles constituent un enjeu important, et de plus, détournent les moyens de lutte contre le feu de forêt. La figure 10 illustre ces changements majeurs intervenus en seulement 30 ans (et bien supérieurs en 50 ans) sur la Côte d'Azur : accroissement synchrone de la superficie forestière, du nombre d'habitations en forêt, et des problèmes associés. La priorité d'intervention des pompiers est en effet codifiée dans l'ordre suivant : vies humaines, richesses matérielles (maisons), forêt. La présence de maisons en forêt condamne donc cette dernière à brûler davantage, tant que leur densité ne suffit pas à enrayer la propagation, et donc que la susceptibilité demeure élevée.

En France, on cherche à réduire les éclosions en réduisant l'accès au combustible, structurellement d'une part, par la politique des PPR (arrêt des constructions en forêt), et conjoncturellement d'autre part, avec les arrêtés municipaux ou préfectoraux (routes forestières interdites en cas de risque « météo » élevé). Cette intervention, bénéfique pour l'aléa, va en revanche se traduire, en dehors des mesures de réduction localisée de la susceptibilité que constitue le débroussaillage obligatoire, par un accroissement général de la susceptibilité. Faute d'une agriculture ou d'une occupation de l'espace aboutissant à d'importantes coupures de combustible, l'on tend vers un aménagement dichotomique, forêt – non forêt. Par définition, les forêts vides d'habitat seront moins vulnérables, mais l'accumulation croissante de biomasse accroît la susceptibilité, et les condamne à des destructions à faible occurrence, mais massives.

Conclusion

Si, clairement, le risque d'incendie de forêt ne relève pas que de la météorologie, cette dernière est la principale composante capable de rendre compte à une échelle de temps assez courte (inférieure à quelques mois ou semaines), de la variabilité temporelle des feux. Elle est surtout la seule à pouvoir engendrer, pour un lieu donné, de telles inégalités dans le comportement et les conséquences, d'un jour à l'autre, sinon d'une heure à l'autre.

Bien que les variables météorologiques soient relativement aisées à mesurer, les indices météo sont paradoxalement parmi les moins validés aujourd'hui, car, faute de mieux, les différents tests de comparaison entre valeur d'indice météo et « gravité » des feux réels ont porté jusqu'à présent sur le nombre d'éclosions et les superficies brûlées par chaque feu (Viegas et al., 1999). Pourtant, ces deux variables ne décrivent pas correctement l'objectif d'un indice météo qui est, toutes choses étant égales par ailleurs, de prévoir « l'intensité » du

feu, et d'annoncer sa difficulté d'extinction. Or, pour des conditions météorologiques données, l'allumage est surtout aléatoire, et la superficie dépend de la susceptibilité et de la vulnérabilité...

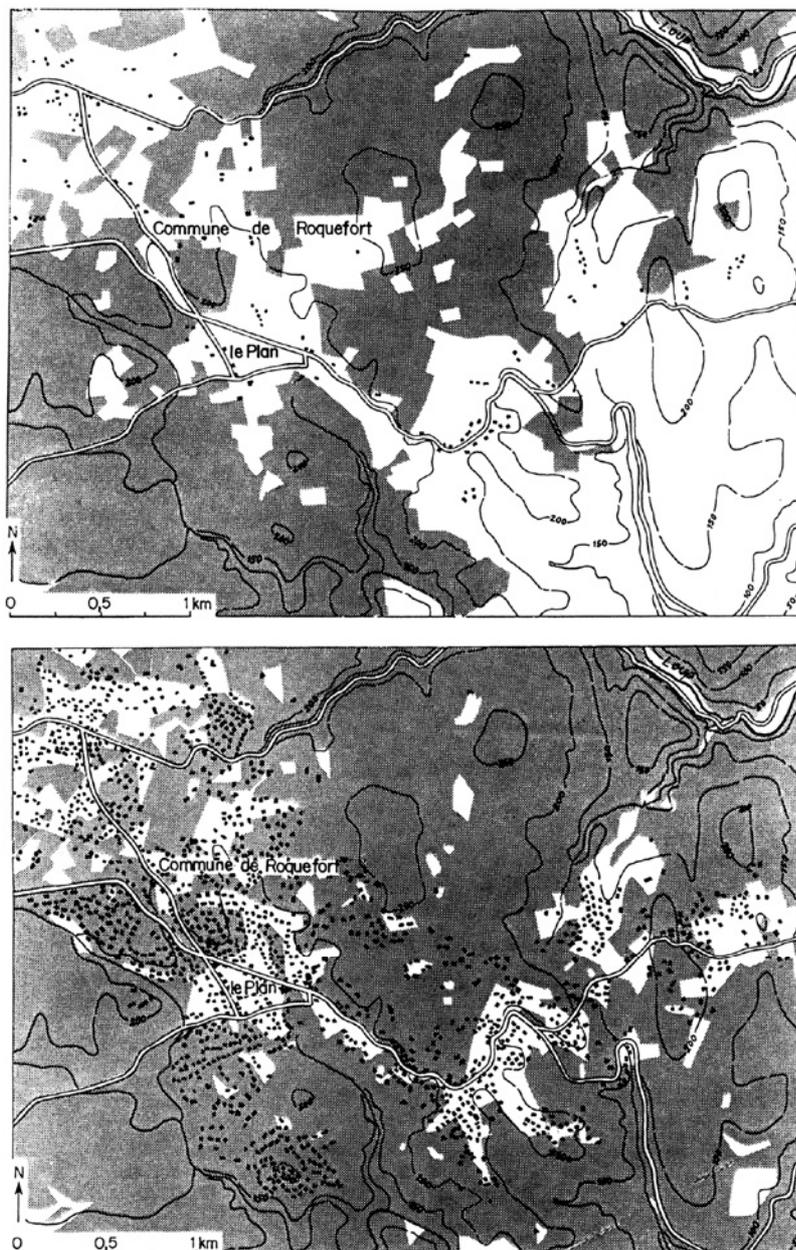


Figure 10. Les transformations du paysage entre 1931 et 1981 à Roquefort les Pins (Alpes-Maritimes). Noter l'extension de la forêt (en gris) et de l'habitat dispersé (en noir).

La vitesse de propagation, l'énergie libérée, la hauteur des flammes... sont de meilleurs estimateurs, mais il est également vrai que ces variables ne peuvent être mesurées qu'au sein d'expériences sur le terrain, en grandeur nature, dont la difficulté et la lourdeur d'organisation sont indéniables.

Références bibliographiques

ALEXANDRIAN D., 1982. Estimation de l'inflammabilité et de la combustibilité de la végétation. *CEMAGREF*, **BI** n° 228, pp. 31-39

- ALEXANDRIAN D., GOUIRAN M., 1990. Les causes d'incendies, levons le voile. *Revue forestière française*. n° sp. 1990, pp. 33-41
- BLANCHI R., 1996 : Impacts des aménagements sur le risque d'incendie de forêt. Proposition d'une méthode d'évaluation appliquée à la commune de Valbonne. *Mémoire de DEA*, Univ. Nice, 89 p.
- CARREGA P., 1991. "A Meteorological Index of Forest Fire Hazard in Mediterranean France". *The International Journal of Wildland Fire* **1(2)**, 1991, Roslyn, Wa (U.S.A.), pp. 79-86.
- CARREGA P., 1992. "*Topoclimatologie et habitat*". Thèse Doctorat d'Etat, ronéo, Nice, 475 p. + annexes. Publiée en 1994 dans la *Revue d'Analyse Spatiale*, Nice, n° 35 et 36. 408 p.
- CARREGA P., NAPOLI A., 2002. "Climat, Fœhns et incendies de forêts". *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol. 14., pp. 35-43.
- CARREGA P. 2005. « Le risque d'incendie en forêt méditerranéenne semi-urbanisée : le feu de Cagnes-sur-mer (31 août 2003) ». *L'Espace géographique*. 2005-4. pp.305-314
- CARREGA P., FOX D., 2006. "Detailed measurements of natural and fire generated winds in the field. First conclusions of experiments conducted in Alpes-maritimes (France) 2004-2006." *Vth International Forest Fire Conference*. Coimbra (Portugal). Novembre 2006. Forest Fire Research & Wildland Fire Safety. Cd Rom. Millpress, Rotterdam.
- CARREGA P., JERONIMO N., 2007. Risque météorologique d'incendie de forêt et méthodes de spatialisation pour une cartographie à fine échelle. *Actes du XXème colloque international de l'AIC*. Tunis, sept. 2007. pp. 168-173.
- CARREGA P. 2007. *Information Géographique et Climatologie*, Hermès- Lavoisier, 2007, 240 pages.
- CHUVIECO E., CONGALTON R.G., 1989. Application of remote sensing and GIS to forest fire hazard mapping. *Rem. Sens. Environ.*, **29**, pp. 147-159
- DELHON C., BERGER J. F., 2007. Incendies et végétations pyrophiles sur le littoral de la Côte d'Azur depuis 9000 ans. *Actes du colloque "feux de végétation actuels et passés"*, Besançon, 28-29 janvier 2007, Univ. Franche – Comté.
- PAULET J.P., 1991. Les causes des incendies de forêt en Provence-Côte d'Azur : le cas des Alpes-Maritimes. *Rev. d'Anal. Spat. Quant. et Appliq.*, Nice, pp. 27-37
- PPRIF Vence, 2002. Préfecture des Alpes-Maritimes
- ROBIN J.G., CARREGA P., FOX D., 2006. Modelling fire ignition in the Alpes-Maritimes Department, France. A comparison. *Vth International Forest Fire Conference*. Coimbra (Portugal). Novembre 2006. Forest Fire Research & Wildland Fire Safety. Cd Rom. Millpress, Rotterdam.
- ROTHERMEL R. C., CATCHPOLE E. A., 1993. Fire behaviour experiments in mixed fuel complexes. *The International Journal of Wildland Fire* **3(1)**, 1993, Roslyn, Wa (U.S.A.), pp. 45-57.
- VIEGAS D.X., SOL B., BOVIO G., NOSENZO A., FERREIRA A., 1999. Comparative study of various methods of fire danger evaluation in southern Europe. *International Journal of Wildland Fire* **9(4)**, 1999, pp. 235-246.

http://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/fr/background/bi_FWI_summary_f.php

www.eufirelab.org

www.promethee.com

L'HISTORICITE DU CLIMAT. DE L'AGE DU BRONZE A L'EFFET DE SERRE

LE ROY LADURIE Emmanuel

Professeur au Collège de France

Ce texte est la transcription de la conférence du professeur E. Le Roy Ladurie en ouverture du XXI^{ème} congrès de l'Association Internationale de climatologie qui aura lieu à Montpellier du 9 au 12 septembre 2008

Partir de l'idée que nous vivons dans un climat stable depuis une dizaine de milliers d'années, mais que ce climat est sujet à des fluctuations : à l'échelle d'une génération (une trentaine d'années), ces fluctuations ne dépassent pas, ou n'atteignent pas 1° C dans les moyennes multidécennales. L'ordre de grandeur en serait plutôt d'un demi degré centigrade ; c'est ce qu'on appelle une certaine stabilité. Les fluctuations multiséculaires nous sont néanmoins connues, elles sont restées longtemps, jusqu'au XX^e siècle, dans cet ordre de grandeur ou peut-être un peu plus, elles nous sont connues pour l'Europe occidentale par l'évolution des grands glaciers alpins, notamment en Suisse avec l'énorme glacier d'Aletsch et quelques autres ; et puis Chamonix, en France. On obtient ainsi des alternances, de longues alternances, entre ce qu'on appelle un « petit optimum », ou des « petits optimums », on devrait dire « optima », phase de relative douceur climatique qui dure éventuellement un ou plusieurs siècles, un optimum, c'est-à-dire une phase de plusieurs siècles de climat un peu plus chaud et éventuellement plus sec selon les régions, climat favorable en tout cas aux productions agricoles dans des pays comme la France ou l'Italie du Nord et du Centre.

Un premier optimum de ce genre se trouve aux environs de l'âge du bronze, entre 1500 et 1000 av. J.-C. (ne parlons pas du grand optimum de la préhistoire lointaine, quelques milliers d'années avant notre ère, mais c'est une autre question). Cet optimum de l'âge du bronze fut-il favorable aux paysans clairsemés qui vivaient à cette époque ? Difficile à dire.

Puis un petit âge glaciaire (modéré) s'écoule de 900 à 400 av. J.-C., petit âge glaciaire ou PAG, autrement dit période plus fraîche avec avancée des glaciers alpins. Puis de 400 BC à 200 AD environ, on dispose à nouveau d'un optimum, le petit optimum romain (POR) après le petit optimum du bronze (POB), le POR coïncide avec les plus beaux siècles de la république romaine et de l'Empire en sa prospérité, et l'on peut penser que là aussi ce beau temps assez répandu a pu favoriser l'agriculture, et l'économie républicaine puis impériale en général.

Un nouveau petit âge glaciaire s'étend entre 270 apr. J.-C. et 600 ; il coïncide avec la déchéance de l'Empire romain et les ruineuses invasions germaniques ; et l'on peut simplement dire, ce qui ne va pas bien loin, que lui, ce nouveau PAG n'a pas joué de rôle particulier dans cet affaiblissement et puis disparition de la puissance romaine remplacée par les Barbares en attendant les Mérovingiens.

Beaucoup plus intéressant, de ce point de vue, est le petit optimum médiéval qui court de 900 à 1100, voire jusqu'à 1200 ou 1300 apr. J.-C. Le maximum de chaleur entre 1000 et 1100 a-t-il favorisé la poussée des grands défrichements et de l'expansion agraire médiévale ? C'est assez vraisemblable, et cela jusqu'au moment de l'âge gothique, probablement inclus.

Nous arrivons enfin au PAG développé dans sa forme la plus classique, celle ou celui qui va de 1300 à 1860 (petit âge glaciaire). Lors d'une première phase, ce PAG concerne plus particulièrement le XIV^e siècle, disons de 1303 à 1380. Forte poussée des glaciers suisses, notamment ceux d'Aletsch et de Gorner, Aletsch avançant par moment de quarante mètres par année, le tout étant indicatif d'hivers plus froids et souvent plus neigeux, et d'étés pourris néfastes aux céréales (le blé, citoyen du Moyen-Orient à l'origine, est amateur de beaux étés

chauds à la Breughel [les Moissonneurs], et l'été trop frais et trop pluvieux fait, lui, du tort). Ce sont ces étés trop frais et trop pluvieux qui ont découragé la fusion des glaces au XIV^e siècle (avancée du glacier d'Aletsch, etc.) et qui ont noyé certaines moissons, dont celles de 1314-1315, engendrant ainsi l'une des pires famines du Moyen Age. Citons Baudelaire, tardif, mais involontairement topique à ce propos.

Quand le ciel bas et lourd pèse comme un couvercle...
Et que de l'horizon embrassant tout le cercle
Il nous verse un jour noir plus triste que les nuits ;
Quand la terre est changée en un cachot humide,
Où l'espérance comme une chauve-souris,
S'en va battant les murs de son aile timide
Et se cognant la tête à des plafonds pourris ;
Quand la pluie étalant ses immenses traînées
D'une vaste prison imite les barreaux...
Des cloches tout à coup sautent avec furie [*le toscin*]
Et lancent vers le ciel un affreux hurlement,
Et de longs corbillards, sans tambours ni musique, [*la mortalité*]
Défilent lentement... l'Espoir,
Vaincu, pleure, et l'Angoisse atroce, despotique,
... Plante son drapeau noir.

Donc cette famine 1314-15 met fin à la belle époque d'expansion économique de l'âge gothique en attendant les malheurs assez différents dus à la peste noire de 1348 et aux guerres de Cent Ans.

Par la suite le XV^e siècle, le Quattrocento, ne retrouve pas les froidures du XIV^e siècle au même degré – si on peut dire –, on reste néanmoins dans le PAG qui va durer au total un peu plus de cinq siècles et demi, de 1300 à 1860. Le XV^e siècle, Quattrocento, nous présente une certaine variété (pédagogique) de désastres céréaliers ; il n'y a pas que des désastres bien sûr, il y a parfois de bonnes années ; néanmoins, la famine de 1420 est une disette d'échaudage, soleil trop chaud qui grille le grain des récoltes. Le blé aime le soleil certes (mais point trop n'en faut) ; le tout compliqué par les malheurs de la guerre de Cent Ans (Isabeau de Bavière, etc.). Cette association mauvaise météo/misères de la guerre/famine, c'est celle-là même qu'on retrouvera à diverses reprises, notamment sous Louis XIV, et jusque pendant la Seconde Guerre mondiale avec les disettes de 1940, 1942, par exemple ; et puis 1947 bien sûr.

Sous Louis XI, nous sommes confrontés à la famine de 1481, fille d'un été pourri, elle aussi, mais également précédemment d'un hiver glacial. En somme, voici les trois ennemis du blé, donc du pain quotidien, ce sont l'été pourri (1315) ; l'été trop chaud et trop sec (1420) ; l'hiver glacial qui gèle les semences en terre (1481) ; c'est un trio dangereux et alternatif que nous retrouverons à maintes reprises (la famine de pluie de 1692-93 ; l'hiver froid de 1709 ; l'échaudage de 1846, par exemple). Mais pour en rester à la fin du Moyen Age, et à la Renaissance, parlera-t-on ensuite d'un beau XVI^e siècle ? Là aussi, disons qu'il faut couper la poire en deux, même si l'on n'est pas vraiment sorti du petit âge glaciaire, la période qui va de 1500 à 1560 est assez riante : beaux étés, hivers doux parfois, glaciers alpins en recul. Chacun se souvient ici de la canicule de 2003 quand la chaleur estivale fut excessive avec une forte mortalité de personnes âgées ; et quand les vendanges eurent lieu vers le 18 août au lieu de septembre-octobre en temps normal. Eh bien en 1523, la vendange eut lieu à moins cinq, ça doit faire le 26 août au lieu de septembre-octobre en temps normal, en 1523 on eut cette

vendange en août, 25 août et un été torride ; cela dit, moins torride qu'en 2003, en 2003 la vendange a eu lieu à moins treize, ce qui doit faire vers le 18 août, en 1523 la plus précoce connue avant ce n'était quand même que le 25 août. D'une façon générale, première moitié du XVI^e siècle on eut toute une série de belles saisons se produisant entre 1500 et 1560. Mais l'après-1560 est différent, et il se marque par un retour en force du petit âge glaciaire. C'est l'époque de la grande offensive des glaciers alpins à Chamonix, à Courmayeur, à Grindevald et en Suisse.

Cette offensive glaciaire a dû démarrer vers 1570 ; elle culmine une première fois au cours des années 1597-1600. Puis les glaciers gardent des proportions majestueuses jusque vers 1643 (mer de Glace, visible désormais depuis le village de Chamonix), voire 1653 (Aletsch). Offensive qui coïncide logiquement avec un certain nombre de grandes famines nées du froid neigeux d'hiver et de la pluie excessive estivale, à partir de 1562, en liaison, comme d'habitude, avec les malheurs français des guerres de religion. Certaines de ces famines participent, sans plus, au déclenchement de grands épisodes politico-religieux par suite du mécontentement des peuples devenus du coup contestataires. Ainsi la famine préluant à l'iconoclasme flamand (1566) et au déclenchement de la Ligue parisienne (1586-88).

Une autre de ces famines contemporaines d'un PAG intensifié, en 1596-97, est évoquée avec talent par Shakespeare dans le *Songe d'une nuit d'été*, drame et comédie qui date de ces mêmes années très exactement :

« Ainsi les vents, voyant leur fuite inutile, comme pour se venger ont fait monter de la mer des brouillards contagieux, porteurs d'épidémies, ceux-ci retombant sur la terre ont rendu les rivières si orgueilleuses et si gonflées qu'elles ont bientôt débordé sur la terre ferme. C'est en vain que le bœuf a tiré sur son joug, le laboureur a sué tant et plus, mais sans le moindre succès. Le blé encore en herbe verte a pourri avant même que l'épi barbu ne se forme. [*typique, printemps pourri.*] Dans les terres noyées, le parc clôturé reste vide, déserté par les bestiaux qu'a frappés l'épizootie du murrain, les corbeaux s'engraissent aux dépens de ces troupeaux de cadavres. Le dessin des jeux de marelle est maculé de boue, et l'herbe folle efface les fins lacis de ce labyrinthe abandonné. Humains frères mortels, vous voudriez jouir de vos amusements d'hiver, mais la nuit n'est plus remplie des hymnes des cantiques de Noël. Car la lune, gouvernante des déluges est pâle de fureur, elle détrempe tout dans l'air à tel point que fleurissent partout les rhumatismes et les inversions de température. Les saisons sont altérées, les gelées couvertes de poils blancs piquent du nez dans le frais giron des roses cramoisies. Et toute cette progéniture de malheur est le fruit de nos querelles, de nos dissensions, c'est nous qui sommes responsables et auteurs, à l'origine de tant de catastrophes. »

Shakespeare, *Le songe d'une nuit d'été* (1595-1597)

[*C'est donc une allusion à la crise de 1596-1597, née du froid, de la pluie, etc. lors de cette exaltation du petit âge glaciaire*]

Ce petit âge glaciaire de forte intensité coïncide, selon Pfister, avec les années 1570-1630. Il chevauche la belle période d'Henri IV, dit de la « poule au pot » (les guerres de religion étant terminées), lors de la *paix* en vigueur (1600-1610) ; et ce même petit âge glaciaire de forte intensité coïncide ensuite avec une famine anglaise née de la pluie et du froid en 1622 ; et puis famine du Sud-Ouest français en 1629-1630 ; rare spectacle que celui de la susdite famine anglaise dans une grande île économiquement plus avancée que la France pourtant, au point de vue du commerce maritime et d'une agriculture plus perfectionnée, plus efficace.

Pour le XVII^e siècle : on peut parler d'un XVII^e frais, ce qui est conforme au schéma du petit âge glaciaire. Mais enfin, il y a beaucoup de nuances. Car c'est une vision trop générale d'hémisphère Nord.

Prenons donc l'Europe occidentale, la France. On a quand même, malgré cette fraîcheur prononcée, des vagues de chaleur sur quelques années, sur une décennie, assez bien marquées. Je pense aux années 1635-1638, avec leur mortalité due aux dysenteries caniculaires qui frappaient essentiellement les bébés, les petits enfants. Alors que la canicule de 2003 frappera, elles, les personnes âgées. Les bébés de nos jours sont désormais bien protégés par d'excellentes méthodes médicales.

À partir de 1645 et jusqu'en 1715, soit presque exactement les limites du règne de Louis XIV, de sa naissance à sa mort, sévit ce qu'on appelle le « Minimum de Maunder », du nom d'un astronome anglais, qui a un peu volé en fait les découvertes d'un astronome allemand nommé Spörer. Que s'est-il passé ? On a eu, de la part du soleil, de la part de notre étoile, une sorte de grève des taches solaires qui a duré soixante-dix ans, de 1645 à 1715, grève qu'on retrouve de temps à autre dans les étoiles de type solaire, en effet.

Beaucoup de scientifiques considèrent que le Minimum de Maunder a pu contribuer à produire un peu plus de fraîcheur ou de froidure sur la planète et donc sur l'Europe par suite de mécanismes divers : léger affaiblissement du rayonnement de notre étoile, ou tout autre processus... Il m'est difficile de me prononcer, n'étant pas un scientifique, mais un simple historien.

Quoi qu'il en soit, je crois qu'il faut admettre avec la Suédois Moberg et son équipe, l'idée d'un XVII^e siècle frais, peut-être 0,65° en dessous de nos moyennes du XX^e siècle lui-même un peu réchauffé. Les glaciers alpins restent gros de toute manière ; et après le PAG, petit âge glaciaire de forte intensité de 1570-1630, on a un PAG de moyenne intensité pour tout le reste du XVII^e, et j'ajouterai du XVIII^e.

*

* *

Néanmoins la notion de variabilité du froid au chaud et vice versa reste essentielle. Les belles années ensoleillées, les beaux étés en tout cas, ne manquent pas au XVII^e, la chose va de soi, sous le règne de Louis XIV jusqu'en 1715, lors du Minimum de Maunder (mêmes dates). Parmi ces belles années j'ai mentionné 1635-1638, avec des dysenteries caniculaires, morts des bébés, etc.

Dans le style réchauffé aussi, ensoleillé, les années 1660, les années Colbert, sont magnifiques ; pourtant après la famine d'une année de mousson comme en 1661 ; mais ces années 1660 ensuite sont très belles, étés chauds de 1661 à 1672 ; l'incendie de Londres en septembre 1666 souligne ces canicules, dans une grande ville où la chaleur aride de ces années a tout desséché, même les pierres. De même les superbes années 1680, ensoleillées, elles aussi, belles et grosses moissons ; le blé et le pain sont à bas prix ; Louis XIV peut nourrir ses troupes à bon marché, grâce à elles, il est le Dominant de l'Europe, qu'il s'agisse de la paix de Ratisbonne ou de la très fâcheuse Révocation de l'édit de Nantes (1685).

Je mentionnerai encore, sous Louis XIV vieillissant, les années brûlantes de 1705-1707, millésime de très fortes dysenteries, caniculaires elles aussi, qui laissent derrière elles 200 000 morts dans le cadre de l'Hexagone actuel. Cadre artificiel bien sûr – maintenant on peut les compter, on a des statistiques – surtout des enfants, une fois de plus. Néanmoins, malgré ces accès de chaleur ou de fièvre, la notion de PAG (Petit âge glaciaire), ou de Minimum de Maunder peut-être, n'est pas un vain mot sous Louis XIV. Il y a en effet de périodiques accès de fraîcheur ou de froid, dont l'un très grave à la fin du XVII^e siècle, les années 1690. Citons d'abord les trois années fraîches et pluvieuses de la première Fronde (1648-1649-1650), cet événement révolutionnaire français, et anglais du reste, qui a des causes essentiellement politiques. Mais en provoquant, ou en aidant à provoquer, des crises de subsistances (1649,

France-Angleterre) par déficit de la récolte du blé et hausse des prix, celles-ci ont aggravé le mécontentement populaire et rendu plus aigus les conflits socio-politiques de la part du petit peuple dans le genre frondeur.

On citera aussi l'étonnante année 1675. C'est l'année sans été, vendanges ultra-tardives, où en plein été, Madame de Sévigné écrit à sa fille qui réside alors en Provence : « Nous nous chauffons, et vous aussi, ce qui est une bien plus grande nouvelle » ; et elle ajoute : « Le procédé du soleil et des saisons semble être changé... ». Madame de Sévigné a-t-elle entendu parler du minimum des taches solaires ? Celui qu'ont bien observé, à la même époque, ses amis de l'Observatoire de Paris, fondé par Colbert et Louis XIV. Pourtant le plus grand accès de froid qui pourrait peut-être correspondre au Minimum de Maunder, mais c'est difficile à prouver, ce plus grand accès, le plus redoutable qu'ait connu l'Europe depuis plusieurs siècles jusqu'à nos jours, c'est celui de la décennie 1690 disons des années 1689-1700, quelque chose comme ça. Cela se traduit, du fait de pluies excessives et grands froids, par la famine française et occidentale, de 1692-1693. Elle fait passer de vie à trépas 1 300 000 habitants de l'Hexagone, en plus de la mortalité normale, à cause de la faim et des maladies qui prolifèrent sur la sous-alimentation (typhus, dysenteries, fièvres, typhoïde, etc.). C'est là, combinée aux guerres, une des grandes épreuves de la fin du règne de Louis XIV, qu'ont soulignée Fénelon et Vauban et qui font de la France d'alors, expression exagérée, « un grand hôpital désolé et sans provisions ».

Un peu plus tard, et du fait de cette même série de froidures excessives qui plus est hyper-pluvieuse des années 1690, on a la famine de 1696-1697, en Écosse, Norvège, Suède et surtout Finlande, un petit pays infertile et mal peuplé, certes, de 300 000 habitants, mais cette famine tue quand même 25 % de la population finlandaise, c'est vraiment une très grosse disette de type quasiment médiéval. Le XVIII^e siècle est sur la voie du réchauffement ; on a pourtant le grand hiver de 1709 qui restera célèbre. C'est, nous dit-on, l'hiver le plus froid, ou le plus glacial, qu'ait connu l'Europe depuis 500 ans (selon Luterbacher). Chiffre à revoir peut-être : on a néanmoins 600 000 morts supplémentaires en France (Hexagone) sur environ vingt millions d'habitants ; morts de froid pour certains d'entre eux ; mais surtout, et bien davantage, ils sont morts des conséquences de la famine qu'a provoquée ce grand hiver en tuant les semences dans les sillons, lors de janvier-février 1709. Certes, on a ressemé de l'orge au printemps de 1709, mais cela n'a pas suffi à conjurer le manque de céréales, et la plus grande partie des morts ont péri à cause de la famine qui a sévi notamment au *printemps* de 1710, puisque les famines sont le fait d'un mauvais climat par exemple d'un certain hiver, de la mauvaise récolte qui s'ensuit lors de l'été suivant après cet hiver, postérieurement à cet hiver, et enfin du déficit des grains qui se fait sentir, lui, du fait de cette mauvaise récolte et qui devient très sensible lors du printemps suivant. Donc il y a du décalage ! Froid de janvier 1709, mauvaise récolte de juillet 1709, famine de mars-avril 1710, quand les stocks sont épuisés ; c'est comme on dit le temps des cerises, le temps de la grande faim.

Je voudrais souligner aussi qu'on pense toujours à la mortalité d'été depuis le grand accident de 2003, les 17 000 morts ; des personnes âgées, pour la plupart, mais l'hiver de 1709 n'est pas seul à prouver ce qui suit : à savoir que la mortalité d'hiver en fait est bien plus régulière, bien plus considérable que la mortalité d'été, laquelle existe cependant, elle aussi, comme on le verra en 1719 et plus tard. Cela dit malgré le grand hiver de 1709, le XVIII^e siècle est marqué par un certain réchauffement de 1701 à 1739 (d'après les températures anglaises). La production agricole et la démographie en sont très stimulées aussi bien en Europe qu'en Chine : un grand pays dont la population double au XVIII^e siècle, pas seulement à cause des exportations de porcelaine de la Compagnie des Indes vers l'Europe ; il y a certainement des facteurs écologiques à l'intérieur même du Céleste Empire, parmi lesquels ce réchauffement lent et progressif du climat eurasiatique on ne sorte pas tout à fait du petit âge glaciaire.

Reste que ce réchauffement lors de la première tranche du Siècle des Lumières, n'a pas eu que de bons effets. Chaud c'est bien ; trop chaud, c'est dangereux. La France en 1718-1719 expérimente deux canicules estivales. Sauterelles venues d'Afrique du Nord en Languedoc, anticyclone des Açores déployé au maximum, rivières et nappes phréatiques très basses du fait de la sécheresse, empoisonnement et infection des eaux, toxicose et déshydratation des bébés. Bilan : 450 000 morts sur 21 000 000 de Français, ce qui ferait aujourd'hui une mortalité de 1 200 000 à 1 300 000 personnes. Encore une fois grosse différence d'avec 2003, ce ne sont pas les personnes âgées, ce sont les enfants qui périssent (manque d'hygiène, etc.). Le plus étonnant est que cette énorme tuerie est passée presque inaperçue, si l'on excepte les prêtres qui envoyaient au paradis toutes ces petites âmes innocentes, et puis bien des parents attristés. La France avait alors l'un de ses gouvernements les plus éclairés, celui du Régent, lequel ne semble pas pourtant avoir prêté la moindre attention à un tel massacre. Pas question de limoger en tout cas un ministre de la Santé, ce poste ministériel n'existait pas, comme dans le cas plus tard par contre de M. Mattei, en 2003.

Ces redoutables dysenteries, toxicoses infantiles, etc. caniculaires, on les retrouvera encore, presque semblables à elles-mêmes, au terme d'étés trop chauds en 1747 et 1779, 200 000 morts supplémentaires chaque fois. Et ce ne sera pas fini, même si les choses s'améliorent : lors de la grande canicule estivale de 1911, on aura encore, non pas des centaines de milliers, mais des dizaines de milliers de morts, surtout infantiles, en France. C'est une façon de rappeler, ce dont les démographes sont toujours conscients, qu'il y avait dans l'Ancien Régime traditionnel deux types de surmortalités, le cas échéant excessives. Soit : intestinales et déshydratation en été (diarrhées, dysenteries, etc.) ; cardio-vasculaires et broncho-pulmonaires en hiver. Soulignons tout de suite que la surmortalité hivernale était plus considérables et plus fréquentes que les surmortalités estivales, même si cette catégorie de mort hivernale pouvait apparaître plus coutumière, mieux acceptée que sa consœur estivale. Le fait que les vieux meurent en hiver, c'est considéré, à tort sans doute, comme normal. Tandis qu'en été, voyez 2003, ça choque.

Cela dit, ces super mortalités d'origine plus ou moins météo ou climatique, en ce XVIII^e siècle plus ou moins réchauffé, mais quand même empreint de variabilité, chaude ou froide, bref, elles procèdent, ces super mortalités, soit de canicules comme nous venons de le voir, soit d'excès de pluies ou de froid qui attaquent les corps humains, c'est le cas du froid bien sûr, mais aussi agressent les moissons et donc provoquent des crises de subsistances parfois très importantes. Ainsi, celle de 1740, fille d'un hiver glacé et de trois saisons ultérieures pourries occasionne *grosso modo* 100 000 morts supplémentaires par rapport à la normale ; ce qui est beaucoup certes, mais ce qui est relativement peu néanmoins par rapport aux 1 300 000 morts de 1693-94 et aux 600 000 de 1709, les deux précédentes grandes crises. La France du XVIII^e en réalité a déjà fait de très grands progrès économique (croissance du produit national) entre 1713 et 1740, ne disons pas trop de bien de Louis XV, qui n'y est pas pour grand-chose, mais au moins il n'y a pas fait obstacle. Quant à la crise de 1770, année trop fraîche et fort humide en hiver-printemps-été, avec mauvaises récoltes. Elle se traduit comme en 1740 par 100 000 morts supplémentaires en France, c'est à la fois, répétons-le, beaucoup trop dans l'absolu et assez peu dans le relatif par rapport aux méga-famines et méga-mortalités louis-quatorziennes. Le progrès national toujours ! 100 000 morts quand même un peu de faim, mais beaucoup comme toujours d'épidémies fleurissant sur la sous-alimentation ; comme d'habitude de typhus, dysenterie, fièvres, etc., car la peste, elle, a disparu depuis longtemps, depuis le XVII^e siècle, depuis le dernier tiers du XVII^e siècle, et depuis 1720 à Marseille.

Surtout la crise de subsistances de 1770 s'est traduit par un autre genre de crise, politique, ministérielle. La liberté de commerce des grains qu'on avait promulguée en 1764,

en période de bonnes récoltes est abrogée. La disette contraint l'État à recourir au contrôle des prix et des trafics ; le dirigiste Terray ainsi que Maupeou remplacent le libéral Choiseul en 1770, effectivement.

Crise politique, je viens de le dire, mais parlons aussi fin de la fin du XVIII^e siècle, du XVIII^e siècle d'Ancien Régime. Nous approchons maintenant de la crise politique majeure, la Révolution française. Bien entendu, elle n'est point provoquée par le climat ou la météo, ça serait absolument grotesque de dire cela. Cette Révolution française a toutes les causes que l'on sait – politiques, économiques, culturelles, religieuses ou anti-religieuses, voyez les marxistes (Soboul, le rôle de la bourgeoisie), les non-marxistes (Furet, encore autre chose), mais il ne s'agit sûrement pas, chez ces deux grands auteurs, du climat. Et pourtant il y a bien, non pas une causalité météo mais plus modestement au contexte météo de la pré-révolution et de la Révolution française. Suivons pas à pas cette enfilade événementielle quoique très brièvement.

Enfilade : il y a d'abord la guerre des farines (printemps 1775), série de révoltes populaires au printemps de cette même année, à la suite d'une mauvaise récolte céréalière 1774, elle-même victime des pluies d'hiver-printemps-été d'un temps de mousson, pas spécialement frais du reste. À la limite, cette guerre des farines est une espèce de petite répétition, d'avant-première des grandes émeutes frumentaires et autres des années 1788-1789.

Il y a ensuite ce que mon maître Ernest Labrousse a appelé pompeusement « la crise de l'économie française de 1778 à 1789 », comme prélude à la Révolution française. En fait Labrousse s'est trompé sur ce point, il y a bien une crise en 88-89, on en reparlera, mais il y a par ailleurs, lors de la période antérieure soi-disant de crise, *seulement quatre années*, faut-il dire crises ?, quatre années assez particulières (1778-79-80-81). Ce sont les quatre ans qui courent de 1778 à 81, fortes de très beaux printemps et d'étés très chauds, le tout productif d'admirables et gigantesques récoltes de vin, la vigne est très heureuse, ainsi que les vins de haute qualité. Les châteaux du Bordelais, du Médoc sont ravis ; ils vendent leurs excellents produits exceptionnellement bons et très chers ; par contre le vigneron moyen, producteur de piquette ou de vin ordinaire, est victime de la surproduction et de la baisse momentanée des prix du breuvage en question ; celle-ci due à la surproduction. Tout cela c'est d l'histoire du climat, le climat du vignoble, mais ça n'a pas grand-chose à voir avec les préparatifs de la Révolution française.

Incidemment notons que ce ne sont pas seulement les années 78-79-80-81, mais c'est la décennie 1771-80 qui est très chaude en Angleterre, par rapport aux autres décennies du XVIII^e siècle ; elle a presque une météo d'effet de réchauffement quasi global !

*

* *

La décennie 1780, une décennie *de facto* préparatoire à la Révolution, mérite d'être attentivement considérée de notre point de vue. On signale d'abord l'éruption du volcan Laki en Islande (1783), avec écoulement en nappes de laves dont les émanations gazeuses tuent hommes et bêtes par inhalation d'acide sulfurique sous forme de gouttelettes aériennes 20 % de la population islandaise meurt, le bétail islandais ayant péri lui aussi, d'où famine. En Angleterre et en France, ces inhalations, venues, outre les émanations soufrées, d'Islande par les courants aériens tuent plusieurs dizaines de milliers de personnes. Mais ce n'est pas une perte démographique très importante, il serait ridicule de dire, comme le font certains auteurs anglais, qu'on tient là une des causes de la Révolution française. Passons.

On en dira autant de la sécheresse de 1785, événement météo incontestable où Labrousse et d'autres historiens ont voulu voir, ne serait-ce que par allusions, l'une des multiples causes, encore elles de la Révolution ! Or en fait, cette année-là, et au cours des

saisons suivantes, la situation des subsistances est restée excellente en dépit ou à cause de cette sécheresse, et il n'y a là nulle causalité en ce qui concerne notre propos, ou fort peu.

Par contre, un peu plus tard, la période qui va de l'automne 1787 à juillet 1789 offre des déterminations climatiques anti-subsistancielles (problème de hausse du prix du pain, et mécontentement concomitant) qui est vraiment pré-révolutionnaire, qui est très intéressante, et du reste causalité reconnue depuis longtemps par des auteurs aussi différents que Furet, Soboul et Georges Frèche. L'environnement agro-météo pré-révolutionnaire peut se décomposer dans la courte durée, chronologiquement, en cinq phases dont les trois premières concernent précisément l'agro-météo ; les deux dernières, ses conséquences sur le terrain.

1°) l'automne 1787, très humide, trop humide : il paralyse ou endommage les semences des grains, et ampute par avance la moisson future de 88 ;

2°) printemps 88, trop chaud, donc un échaudage du début d'été qui accroît cette amputation ;

3°) intempéries orageuses, grêles, etc., pendant l'été 88. Elles achèvent l'amputation susdite et proposent une récolte céréalière inférieure de 30 % à la normale ;

4°) manque de blé, de ce fait, entre l'été 88 et le début d'été 89, engendrant fortes hausses des prix du vin et nombreuses révoltes de subsistance dues au mécontentement populaire, en ce contexte ;

5°) ces émeutes tournent pour bien d'autres motifs aussi en révolution politique, sur fond d'émeutes de subsistances en effet, les 13 puis 14 juillet 89 avec tout ce qui va s'ensuivre et qui n'est plus du tout de notre sujet.

Une conjoncture agro-météo analogue dessine les journées de prairial au printemps 1795 : a) échaudage et intempéries de 1794, comme ci-dessus en 1788 ; mauvaises récoltes en cette même année, contemporaines incidemment de thermidor ; b) mécontentement populaire aboutissant, lors du printemps suivant (1795) aux journées révolutionnaires de prairial ; c) mais l'issue est différente de 1789, elle est même presque inverse. La bourgeoisie parisienne réprime durement le mouvement barricadier sans-culotte de prairial, marquant ainsi le triomphe de la révolution bourgeoise (« centriste » si l'on veut) sur la révolution jacobine.

Histoire du climat : Deuxième partie L'époque contemporaine XIX^e-XXI^e

On pourrait évoquer d'autres mouvements populaires consécutifs à des agressions ultérieures, d'ordre météo, contre les moissons, et donc contre les subsistances au temps de Napoléon Bonaparte (1802 et 1811). L'épisode le plus intéressant, c'est celui du volcan indonésien de Tambora, faisant une gigantesque irruption quasiment inouïe à l'échelle historique en avril 1815, empoussiérant et obscurcissant l'atmosphère de la planète, privant ainsi l'agriculture nord-américaine, européenne et autre d'une certaine dose, fut-elle minime, de chaleur et d'irradiance solaire, et « créant » ainsi 1816, l'année sans été avec moissons affaiblies, crises de subsistance, révoltes en France et en Angleterre (« du pain ou du sang »), et même mortalités en Europe centrale (Bavière, etc.).

Ce sont surtout les deux révolutions du XIX^e siècle (1830 et 1848) qui, comme en 1788-89, dénoncent sur les marges l'impact d'une météo anti-subsistancielle et pré-révolutionnaire, en concurrence bien sûr avec l'immense et prédominante causalité non climatique. Ici mon maître Labrousse, rendons-lui cette justice, a vu très clair sur 1830 et 1848, différence d'avec ses erreurs relatives aux années 1780-87.

1830, année des révolutions, les Trois Glorieuses, certes motivées par les désirs de la bourgeoisie, voulant participer au pouvoir gouvernemental, et par ailleurs défendre, la liberté de la presse. Mais l'intervention des masses populaires parisiennes ou d'une partie d'entre elles lors des barricades de juillet 1830, a été essentielle elle aussi ; tout simplement parce qu'il y avait alors un mécontentement plébéien contre la vie chère qui était elle-même le fait des récoltes de grain déficitaires de 1827 à 1830 (et même jusqu'en 1831, vis-à-vis de l'insurrection lyonnaise de 1832). La cause de ce déficit des céréales était, comme si souvent, l'excès des pluies, plus ou moins, pendant les cinq années en question (1827-31) ainsi que le grand hiver de 1829-1830 qui a gelé beaucoup de semis et de semailles, celles-ci par ailleurs traumatisées ultérieurement du fait de l'excès des pluies susdites.

[Rappelons que le froment, fils du climat aride et chaud du Moyen-Orient, lieu d'origine des céréales, d'abord sauvages, puis cultivées depuis dix mille ans, était accoutumé au climat chaud et sec de cette région, ce qui prédisposait ce froment, une fois transporté en Europe à souffrir du climat parfois glacial et de l'excès des pluies de notre météo des pays tempérés d'Occident, devenus eux aussi, comme chacun sait, grands producteurs de céréales.]

Enfin dernier épisode révolutionnaire, bien analysé par Ernest Labrousse également, comme 1830 : c'est 1848. Ici du point de vue de l'écologie, on distingue outre les causalités habituelles d'une révolution à motivations politique, culturelle, etc., on distingue en outre deux contextes écologico-météo de la révolution de 48, à partir des fondamentaux de 1845-47.

Deux phénomènes, un phénomène purement écologique mais non pas climatique : c'est la maladie des pommes de terre venue d'Amérique, une spore, un champignon, un *fungus*, avec en conséquence une énorme famine de type médiéval en Irlande (un million de morts sur 9 millions d'habitants), le tout lié le cortège mortel en effet des sous-alimentations, dysenteries, fièvres, thyphus, etc. Mais il y a aussi en 1846-47 un élément véritablement agro-météo, c'est le coup d'échaudage, la violente canicule très sèche de l'été 1846, générale dans tout l'hémisphère Nord, et qui, dans nos pays d'Europe, et spécialement la France, grille les froments ; ceux-ci en dépit de leur origine moyen-orientale souffrent aussi quand même, le cas échéant, d'un excès de chaleur et de sécheresse. D'où là aussi, baisse de 30 % environ des moissons de 1846, en France, Angleterre, Allemagne, Italie. Nous avons ainsi un double effet agro-météo, qui se rattache à notre sujet ; pour les populations pauvres, sans être nécessairement misérables, c'est-à-dire pour la majorité des populations ouest-européennes de ce temps-là, deux catastrophes, pommes de terre et céréales, c'est trop. La crise du blé tout seul, on aurait supporté ; la crise des pommes de terre toutes seules, on aurait supporté

également ; mais les deux à la fois c'est vraiment excessif. Lors de la crise pré-révolutionnaire de 1846-47, le pouvoir d'achat populaire, dans ces conditions se concentre sur le pain, devenu très cher, le pain quotidien, d'où mévente du textile et chômage du prolétariat des filatures et tissages, prolétariat comme toujours très inflammable et facilement émeutier, voire révolutionnaire. D'où aussi des mortalités européennes, 200 000 morts pour la seule France en 1846-47 ; et bien sûr un mécontentement massif ; c'est l'une des causes de la révolution parisienne de février 1848, les barricades, encore elles ; puis révolution européenne à Vienne et à Berlin. Les résultats sont les mêmes qu'en 1789, mais les causes météo sont différentes. La révolution de 1788 naît dans un contexte, je ne dirai pas une causalité, d'échaudage et d'intempéries ; celle de 1830, c'est un contexte de pluies excessives et de grand hiver ; 1848 enfin, contexte d'échaudage et de maladie de la pomme de terre.

On aura encore quelques crises de subsistances, mais liées, elles, à la pluie et au froid au cours des années 1850 en France pendant la fin de la Seconde République et la décennie 1851-60 de l'Empire autoritaire de Napoléon III. Mais le grand événement qui va nous préoccuper ici dans la fin de cette conférence, et dans le cadre de cette réflexion sur l'histoire du climat, c'est en 1860 la fin du petit âge glaciaire ; 1860 précisément, c'est comme une date de bataille. Petit âge glaciaire qui avait duré (avec des hauts et des bas certes) 560 ans depuis le début du XIV^e siècle, depuis 1300, plus d'un demi-millénaire. On est là dans le cadre d'une histoire classique, petit âge glaciaire ou PAG puis fin du PAG ; autrement dit longue durée, et puis l'événement de rupture et début du rétrécissement glaciaire : 1860. En somme, c'est à la fois du Braudel et du Michelet. Braudel qui fut à l'origine des premières intuitions sur l'histoire du climat dans son livre sur la Méditerranée.

Les grands glaciers des Alpes, glaciers du Rhône, Aletsch, Grindelvald, mer de Glace, et autres glaciers de la vallée de Chamonix, Courmayeur inclus, ces glaciers avaient atteint un maximum au cours du PAG, avec un stade de forte intensité du PAG qui avait duré notamment (après une période plus calme) de 1811 à 1859. Ceci en raison, semble-t-il, d'un rafraîchissement du climat, mais aussi et surtout de grosses chutes de neige, lesquelles poussaient à l'accroissement et au développement des glaciers alpins.

À partir de 1860 inversement, c'est donc la débâcle. C'est la remontée des langues glaciaires, par exemple la mer de Glace qui jadis était visible depuis le village de Chamonix, et qui va maintenant se cacher, lors de cette remontée, derrière les hauteurs du Montenvers. Certains petits glaciers des Alpes [*ces quelques lignes je pourrais couper après*] avaient commencé à remonter dès la fin des années 1830, mais le gros de la troupe est en proie au processus de débâcle glaciaire à partir de cette donnée stratégique de 1860.

Les causes de ce processus : réchauffement peut-être, ce réchauffement qui sera évident, en corrélation avec la débâcle glaciaire, lors du XX^e siècle de 1900 à 2008, le climat se réchauffera ; les glaciers des Alpes, mais aussi du monde entier reculeront. Mais de 1860 à 1900, ou jusqu'à 1890, on ne peut pas dire qu'il y ait eu un réchauffement du climat de la région des Alpes, malgré des épisodes d'étés chauds, comme au cours des années 1860 par exemple. Le fait essentiel, semble-t-il, pour les Alpes, entre 1860 et 1900, dates rondes, semble bien avoir été une crise de la neige hivernale. Une diminution des chutes de neige hivernale, qui aurait contribué à réduire l'accumulation des glaces dans les hauteurs montagneuses où naissent et se développent, effectivement, les glaciers, ce qui induisait ensuite, au terme de quelques années, un retrait de la langue glaciaire, celle-ci positionnée dans les parties inférieures des massifs alpins, ces langues glaciaires n'étant plus suffisamment alimentées par les amas de glace venus des altitudes. L'apogée des glaciers, c'était *le Voyage de Monsieur Perrichon*, en Savoie, c'était l'époque de *Tartarin sur les Alpes*, d'Alphonse Daudet. Ensuite va venir le recul post-1860 ou postérieur à 1870.

*

* *

On pourrait faire ici une distinction : la fin du petit âge glaciaire alpin, la *nabka* des glaciers commence en 1860, et se poursuit jusqu'à nos jours sans désespérer. Au début de ce rétrécissement des glaciers alpins c'était surtout le manque de neige hivernale qu'il fallait mettre en cause de 1860 à 1900 ; mais le début du vrai réchauffement qui va durer avec des hauts et des bas jusqu'à nos jours – ce vrai réchauffement, ne commencent l'un et l'autre qu'à partir de ce qu'on pourrait appeler 1900-1910. Tréfonds du froid d'abord, ou du moins du frais, dans les vingt dernières années du XIX^e siècle ; puis montée très marquée des températures sur la planète en général et en Europe occidentale tempérée, en France, en particulier, à partir de 1910 (date ronde), et jusqu'à nos jours, le tout en deux phases ; une première phase du réchauffement depuis 1910, date ronde jusque vers 1950/1955 ; 1950 *idem*, puis un rafraîchissement de 1950 à 1970 environ ; enfin un nouveau réchauffement, deuxième phase du réchauffement séculaire, très vif à partir des années 1970, et des années 1980, on pourrait prendre comme repère la canicule-sécheresse de 1976, avec ensuite une nouvelle et forte rupture en direction du chaud jusqu'à maintenant, à partir de 1988-89-90, faut-il mettre en cause la chute du Mur de Berlin ?, soyons sérieux bien sûr, mais on pourrait parler de ce point de vue d'une révolution de 1989, ou 88-89, révolution du chaud, pourquoi pas. Rien à voir bien sûr avec Berlin.

Démarrons lors du dernier plancher du froid, aux années 1887-91 ; la famine russe de 1891 est liée effectivement à un hiver froid. Et d'abord les années 1901-1910 marquent un raisonnable plancher de la fraîcheur, en attendant le réchauffement séculaire qui va s'ensuivre.

La décennie 1900-1910 est fraîche, mais connotée quand même par la notion de variabilité qu'il ne faut pas perdre de vue quand on parle de réchauffement ou de rafraîchissement.

Donc la décennie 1901-1910, fraîche encore, mais variable, disais-je. On y trouve en particulier deux hivers très froids, celui de 1907 (1906-07). Toujours la variabilité : lors de cette décennie encore assez rafraîchie, vous avez tout de même de très beaux étés, notamment ceux de 1904, 1905 et 1906, avec des mortalités de canicule, surtout les enfants, dysenteries, toxicoses liées à la chaleur. Vous avez 13 000 morts supplémentaires de canicule en 1904, sur le territoire français ; et tout de même 14 600 en 1906. Ces chiffres de M. Rousseau sont solides.

D'autre part, ces trois étés 4, 5, 6, excitent la vigne, avec trois années de grosses productions viticoles qui sont à l'origine de l'écroulement des prix du vin, et de la révolte des vignerons du Midi de 1907, bien connue, sous la direction de Marcelin Albert. On notera également les inondations parisiennes de janvier 1910, avec une année 1910 extrêmement pluvieuse, destructrice de ce fait des récoltes de blé et qui aurait pu donner une famine, comme au temps de Louis XIV, mais les importations de céréales en provenance des Etats-Unis et de la Russie de à l'époque sauvent évidemment, sans difficulté, la situation. C'est à peine si le prix du blé augmente malgré ce gros déficit des moissons. La décennie 1911-1920, la deuxième du siècle, marque une première progression des moyennes décennales annuelles, des 22 stations d'observation de l'Hexagone, soit 2 dixièmes de degré en plus, on passe de 11,4 à 11,6 degrés de moyenne annuelle nationale, c'est peu, me direz-vous, mais c'est une tendance qui va se confirmer jusqu'au milieu du XX^e siècle. Dans cet esprit, la canicule de 1911, surtout sensible en juillet, en août et en septembre, fait 40 000 victimes, essentiellement des enfants, grosse différence d'avec 2003, où ce seront les personnes âgées au nombre de 17 000 qui seront affectées par cette mortalité de masse, 40 000 victimes en 1911, et, faible consolation, l'été très chaud, très sec a donné un vin d'excellente qualité. Ajoutons que ce phénomène mortalitaire est européen. Ouest européen, en tout cas.

La Première Guerre mondiale (14-18) recrée momentanément les conditions d'un impact antisubsistances du climat telles qu'elles avaient régné jadis sous l'Ancien Régime économique, avant 1850 ; 14-18, manque d'engrais, de machines et de main-d'œuvre, elle-même mobilisée. Dans ces conditions, le rude hiver de 1916-1917, même compte tenu d'un adoucissement assez général des hivers depuis 1900 en raison du réchauffement climatique du XX^e siècle, ce rude hiver agresse les récoltes, spécialement celles d'Allemagne, et crée ainsi les conditions d'une disette, dans les empires centraux, connue sous le nom d'hiver des rutabagas. Ce sera du reste l'une des causes politiques plus que climatique de la révolution allemande de 1918.

Nous arrivons maintenant à la décennie 1921-1930. Le réchauffement continu pour les 22 stations de l'Hexagone, bien réparti sur cet espace français. On était à 11,4° de moyenne annuelle en 1901-1910 ; 11,6° en 1911-1920 ; 11,8° en 1921-1930. On progresse donc de 0,2° par décennie. C'est régulier.

Ce réchauffement 1921-30 est symbolisé en particulier par la canicule sèche certes de 1921, pour l'été. Vin excellent millésime 1921 qui aime l'été chaud, grosse moisson, dans une grande partie de l'Europe, simplement la sécheresse a diminué les fourrages et fait un peu de tort à l'élevage. Avec hélas, en contrepartie, une grosse mortalité de canicule : 11 300 morts en 1921, moins qu'en 1911, on en avait eu 40 000, mais enfin c'est assez considérable ; on est dans les records des mortalités de canicule, pratiquement jusqu'en 2003. 1906 : 14 600 morts ; 1904, 13 000 et 1911, 40 000 ; 1921 : 11 000. Ajoutons, hasard ou logique climatique, que 1921 est aussi une année de canicule et de sécheresse aux États-Unis.

Autres canicules typiques de ces années 21-30 déjà quelque peu réchauffées, ce sont les canicules de 1928 et 1929 ; très belles moissons, vins de grande qualité qui aiment ces étés chauds et secs, mais aussi grosses vendanges qui font s'écrouler les prix du vin méridional et hurler les malheureux viticulteurs. Et puis il y a les mortalités corrélatives : 5 400 morts supplémentaires avec la canicule de 1928 ; 4 400 *idem* pour celle de 1929 ; et puis surtout en 1929, il y eut avant l'été, avant cette canicule, l'hiver de 28-29, il y a eu un grand hiver, ... qui laissa derrière lui des dizaines de milliers de morts supplémentaires [*chiffre à revoir*].

La décennie 1931-40, est signalée par un léger rafraîchissement des moyennes annuelles, moins 0,1°, moins un dixième. Dès lors nous arrivons à la décennie la plus réchauffée du premier XX^e siècle, celle de 1941-50, à 12° de moyenne annuelle, contre 11,4° au début du siècle, on a donc gagné en un demi-siècle, 6 dixièmes de degré, ce qui n'est pas négligeable. La décennie 1941-50 commence mal, avec trois grands hivers consécutifs, à la queue leu leu, 1940, 1941, 1942 ; ils aggravent bien sûr considérablement les difficultés de ravitaillement, déjà largement obérées par les réquisitions de nourriture qu'opèrent les Allemands sur notre territoire. L'hiver 41-42 en particulier, très rude depuis Moscou jusqu'aux Pyrénées, a contribué largement à la défaite des armées hitlériennes précisément, celles-ci très mal équipées contre le froid, face aux troupes russes du général Joukov, lui-même fortement aidé en l'occurrence par le général Hiver. Par la suite le réchauffement du milieu du siècle, celui des années quarante, si vous voulez, se fait sentir avec force avec de chauds étés tous les deux ans en 1943, 45, 47 et 49. L'an 1943 bien réchauffé soulage un peu les populations par de meilleures récoltes lors d'une année terrible par ailleurs : Shoah, etc.

1945 avec un vin magnifique, le Mouton Rothschild 45, même pas besoin de phytosanitaire, ce vin est délicieux par lui-même, du fait des belles chaleurs estivales qu'il a reçues.

1947, avec tout de même un grand hiver et un très bel été, donc finalement une assez mauvaise récolte et une crise alimentaire qui contribue à la dureté des grèves de 1947.

Et enfin 1949 avec les fameux incendies des Landes de l'été 49, et pour cause, étant donné la canicule de cet été-là.

*
* *

De 1951 à 1970, et même en France jusqu'à vers 1980, on assiste à une phase bidécennale, voire tridécennale de rafraîchissement. Faut-il incriminer les aérosols, les poussières, dégagés par l'industrialisation massive des Trente Glorieuses, qui diminuent légèrement le rayonnement solaire et favorisent un certain refroidissement ? Quoi qu'il en soit, le fait même de se rafraîchissement est là, et on le retrouve à l'échelle de l'hémisphère Nord, et peut-on dire même de la planète. Ce rafraîchissement est manifeste dès la décennie 51-60, et on peut l'exemplifier, par le grand hiver de février 1956 tuant les oliviers et laissant derrière lui une traînée de 8 000 morts supplémentaires.

De même la décennie suivante, la décennie rafraîchie 1961-70 est signalisée par le très grand hiver 62-63, quatre mois de très basse température moyenne avec 28 000 morts en plus¹.

*
* *

À partir de 1981 et en particulier, on peut même dire à partir de 1975-76, le réchauffement est reparti de plus belle ; les industriels ont-ils dépollué les aérosols issus de leurs usines ? Ou bien tout simplement la croissance économique mondiale est telle que plus rien ne résiste à l'invasion du CO₂, et que le réchauffement devient effectivement irrésistible ? On note en tout cas une prise de température beaucoup plus nette que dans la première phase du XX^e siècle, puisque on passe de 11,7° des moyennes françaises des 22 stations dans les années 1971-80, c'est un recul par rapport aux 12,0° des années 1941-500 ; on passe de 11,7° (1971-80) à 12,2° dans les années 1981-90 ; et puis 12,7° pour 1991-2000, la décennie la plus chaude du XX^e siècle, on gagne donc un degré en trente ans, et pour ce qu'on sait de la décennie 2001-2007, on serait maintenant à 13,0° de moyenne annuelle, c'est-à-dire qu'en quarante ans, on aurait gagné plus d'un degré en moyennes annuelles françaises ; un rythme d'accroissement nettement plus rapide que dans la première phase du réchauffement, lors de la première moitié du XX^e siècle.

Les faits les plus marquants au cours de la décennie 1971-80, tout à fait à la fin de la période de rafraîchissement, c'est la grande sécheresse de 1976, avec des vins merveilleux, certes, notamment les vins allemands du Rhin et de Moselle, millésime 76, mais tout de même une assez forte mortalité.

La décennie 1981-90, jout, elle, d'un réchauffement global déjà d'un demi-degré et surtout un démarrage de la chaleur des automnes, les autres saisons se réchauffant mais moins nettement, mais les automnes prennent de l'avance, se réchauffent beaucoup, d'où des vendanges merveilleuses, puisque celles-ci se font en automne ; et des Bordeaux tout à fait extraordinaires, qu'a célébrés Robert Parker, le grand spécialiste des vins bordelais.

La décennie 90, j'ai dit, la plus chaude du XX^e siècle à 12,7° de moyenne ; elle est introduite surtout par ce qu'on peut appeler la révolution de 1988-89-90, après laquelle plus rien n'est comme avant, ça n'est pas la chute du Mur de Berlin (1989), bien sûr, qui est à l'origine de cette révolution, mais ces trois années de chaleur tout à fait extraordinaire, après lesquelles les températures accrues vont rester en place, et on a eu ce qu'on va appeler, pour les vins de Bordeaux, « l'inoubliable tiercé », 1988-89-90, trois millésimes successifs d'une extraordinaire qualité en ces trois années qui sont trois années de saisons très belles, tièdes, chaudes ; et donc, à partir de la décennie 1990, ce ne sont plus seulement les automnes, c'est l'ensemble des quatre saisons qui se réchauffe, c'est une période très heureuse, la décennie

¹ Hiver 63 sur surmortalité, hiver 61-70.

qui va disons de la chute du Mur de Berlin 1989, au 11 septembre 2001, on a l'impression que le monde va être en paix, on est très heureux, climat très doux, tiède, de type toscan, vins délicieux, etc., malgré les coups de gong mauvais de la guerre des Balkans et (au point de vue climat) la tempête de fin décembre 1999 ; puis, passé l'an 2000, le réchauffement continu ; on arrive, dans les années 2001-2007, à 13° de moyennes annuelles pour l'Hexagone, avec les grands événements signalétiques qu'on connaît bien, la canicule de 2003 (17 000 morts !) ; la canicule de juillet 2006, qui fait aussi quelques milliers de décès en plus ; et puis les chaudes saisons en Europe de l'automne 2006, de l'hiver 2006-2007, du printemps et spécialement du mois d'avril 2007, qui sont à elles seules une espèce de canicule hivernale et printanière (Yiou) ; et enfin notre hiver actuel qui paraît dans l'ensemble assez doux, malgré des hauts et des bas. À signaler la merveilleuse année, dans toute la France viticole, des vins du millésime 2005 ; une année glorieuse pour la viticulture française et européenne, avec un temps régulièrement beau et chaud, et des précipitations parfaitement adaptées, un véritable triomphe de l'œnologie, mais fortement encouragée, de l'Alsace au Bordelais, par un climat très favorable.

On me demandera peut-être pour conclure : que pensez-vous des polémiques sur le CO₂, telles que les a menées Claude Allègre ; je vous répondrai que je ne suis pas un scientifique, je ne suis qu'un historien, néanmoins je suis assez convaincu, je dois dire, par la démonstration du GIEC sur les dangers, quand même, du réchauffement excessif qui pèsera sur l'humanité au XXI^e siècle en raison de l'excès des émissions de gaz à effet de serre, CO₂, méthane, etc.

Mais mieux vaut pour cet exposé, jeter un regard nostalgique sur le passé récent sur les années 1990-2000. Dira-t-on que jamais l'Europe n'a été aussi heureuse que lors de ces années 1988-2001, Balkans exceptés. Mettons à part en effet les guerres fratricides qui se sont déroulées dans l'ex-Yougoslavie. Le reste : la chute du communisme exorcisait la crainte du danger de guerre mondiale qui aurait longtemps pesé sur nos pays du fait de la division Est-Ouest, désormais défunte. Quant aux températures, elles étaient tièdes sans être brûlantes. C'était vraiment l'optimum, certes momentanément. Les printemps, les étés, les automnes aussi étaient de type toscan, alcyonien ; les hivers plus doux que jamais, par rapport aux neuf décennies antérieures de ce qui pour nous, désormais, s'appelle le « siècle précédent ». Les vins, sans avoir l'exquise qualité de leurs prédécesseurs des années 1980, n'en étaient pas moins, à maintes reprises très généreux et d'excellent niveau, principalement à partir de 1995. La Bourse allait grand train au bénéfice, à tout le moins, de ceux qui pouvaient jouir de ses bienfaits. Il faudra, dans des ordres d'idées très différents, le coup de gong sanglant du 11 septembre 2001, et la canicule tueuse de 2003, pour que nos concitoyens d'Europe sortent enfin de cette espèce de délicieuse torpeur fin de siècle qu'allaient quelque peu démentir à bref délai dès 2001-2003, terrorisme et canicule, en effet, les commencements du nouveau millénaire. Disons-nous paraphrasant Talleyrand, que ceux qui n'ont point vécu existentiellement la délicieuse décennie 1990, que ceux-là, n'ont pas vraiment connu la douceur de vivre ?

LES FORTES PRECIPITATIONS D'ORIGINE MEDITERRANEENNE CAUSE DES CRUES EXTREMES EN ESPAGNE ET LE SUD DE LA FRANCE

MARIA DEL CARMEN LLASAT

Département d'Astronomie et Météorologie. Faculté de Physique, Université de Barcelone, Avda. Diagonal 647, 08028 Barcelona. Spain. carmell@am.ub.es

Résumé : *Ce travail a pour objectif de se livrer à une analyse climatique et météorologique des inondations qui ont affecté la Catalogne (Espagne) dont on sait que certaines touchèrent aussi le Sud-Est de la France. C'est le cas des importants événements d'octobre 1907, octobre 1940, novembre 1982, septembre 1992 et novembre 1999. Quelques événements ont concerné aussi l'Italie, comme est le cas de septembre 1992. On complète cette analyse avec l'étude des inondations historiques depuis le XV^e siècle. L'analyse météorologique considère la situation synoptique aussi que les facteurs de mésoéchelle.*

Mots-clés : *précipitation, crues, Méditerranée, climatologie*

Abstract : *The aim of this work is the climatic and meteorological analysis of the floods that have affected Catalonia (Spain) and the South of France on the 20th century. This is the case of the following events: October 1907, October 1940, November 1982, September 1992 and November 1999. Some of these events have also affected Italy, like this one of September 1992. The study is completed with historical information since the 15th century. The meteorological analysis includes both the synoptic and mesoscale analysis.*

Key-words: *rainfall, floods, Mediterranean, climatology*

Introduction

Pour l'ensemble du territoire espagnol, entre 1950 et 1999, environ 1.400 personnes ont trouvé la mort à la suite d'inondations en Catalogne. Le Consortium de compensation des assurances en Espagne (CCS) a indemnisé, entre 1971 et 2002, à hauteur de 1.574.530.945 € les dommages liés aux inondations sur le territoire espagnol, ce qui correspond à 78,86 % de la totalité (Llasat, 2004b). En ce qui concerne la France, les inondations du 8 septembre 2002 dans le Gard (Languedoc-Roussillon), avec un record de 687 mm en 24 heures, ont provoqué la mort de 23 personnes et des dommages estimés à 1.200 millions d'euros (Legrand *et al*, 2003).

Certainement, les inondations constituent les plus importants risques naturels en Méditerranée Occidentale. Parfois, les fortes pluies affectent tout d'abord Espagne et ensuite la zone française. Ces précipitations peuvent dépasser les 200 mm par jour et même, en certains cas extrêmes, les 400 mm en 24 heures. Ces épisodes commencent habituellement en Catalogne (exceptionnellement ils peuvent commencer en la région de Valencia), plus particulièrement dans sa partie la plus méridionale et ils se déplacent vers le Nord où sont enregistrés les maximums. Dans le Sud de la France, les régions les plus touchées sont les Pyrénées Orientales et l'Hérault, et parfois, en certains épisodes, on enregistre des niveaux de pluie supérieurs à ceux de la Catalogne. C'est le cas des importants événements d'Octobre 1907, Septembre 1992 et Novembre 1999. Il y a d'autres situations dans lesquelles la pluie affecte simultanément les deux pays, comme les événements d'Octobre 1940, Novembre 1982 et Octobre 1987.

Le présent travail commence par l'analyse climatologique des inondations historiques en Catalogne, et particulièrement ces qu'ont affectée la France. On commente aussi l'évolution des inondations jusqu'à aujourd'hui aussi que l'influence des changements dans la vulnérabilité. Ensuite, on montrera les principales caractéristiques météorologiques liées à ces événements et les possibles changements au cours du temps.

1. Les inondations historiques

Les dernières 15 années ont été le témoin en Europe d'un important développement des recherches climatiques basées sur des sources documentaires historiques (Barriendos & Martin-Vide, 1998; Brázdil *et al*, 1999; Camuffo & Enzi, 1994, 1996; Lang *et al*, 1998a, 1998b; Pfister, 2002 ; Barriendos *et al*, 2003 ; Duband, 2003 ; Jacobeit *et al*, 2003 ; Llasat *et al*, 2005). En France et en Espagne, ce type d'étude était déjà initié par Champion (1862) et Rico Sinobas (1850), et suivi par Pardé (1925) et Le Roy Ladurie (1967) entre d'autres. Dans le cas des inondations l'expérience accumulée permet de définir des critères méthodologiques minimaux et communs. Lorsqu'une inondation laisse une trace documentaire, les remarques principales portent sur les impacts: destruction des infrastructures, répercussions sur les populations et dommages provoqués à l'activité agricole. Bien peu souvent sur les aspects météorologiques et hydrologiques: caractéristiques principales de l'épisode de précipitation, comportement temporel du débordement ou indication des maximums atteints et débits. Ces données permettent d'effectuer une classification très générale mais commune à toutes les séries d'inondations reconstruites:

- Inondation ordinaire: De graves crues avec dommages des infrastructures hydrauliques. Pas de débordement ou, s'il s'en produit un, de très faible intensité.
- Inondation extraordinaire: Des crues avec débordement. Des dommages subis par les infrastructures hydrauliques et des problèmes dans la poursuite des activités quotidiennes.
- Inondation catastrophique: Des crues avec important débordement. Dommages généraux et destruction d'infrastructures, de logements, de voies et de cultures.

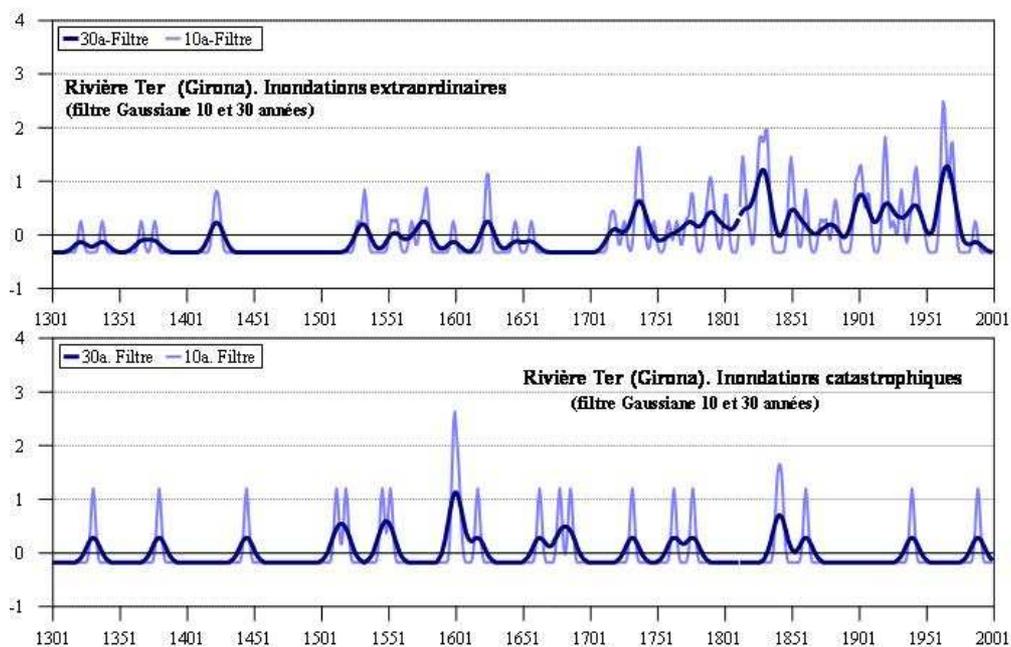


Figure 1. Evolution des inondations à Gérone (NE de l'Espagne) depuis de le XIV^e siècle (Llasat, 2004a)

Au cours des 6 derniers siècles, le bassin versant qui a enregistré le plus grand nombre d'inondations en Catalogne est celui du fleuve Ter (Llasat *et al*, 2005), avec 121 épisodes

(1322-2000) à Gérone (Fig.1) suivie du fleuve Llobregat, avec 112 épisodes (1315-2000). L'étude des séries normalisées d'inondations catastrophiques (Llasat et al, 2005) montre l'existence de 3 périodes pendant lesquelles la fréquence de ces événements augmente par rapport à la moyenne: 1582-1632, avec des pics en 1592 et en 1606, 1768-1800, avec des pics en 1777 et en 1791, et 1833-1868, avec un pic en 1855. Elles sont conventionnellement appelées oscillations du fait que les 3 périodes sont suivies d'un retour aux conditions préalables ou normales. Les oscillations identifiées lors des inondations catastrophiques coïncident avec les épisodes de croissance d'une grande partie des glaciers alpins, épisodes qui ont eu lieu au cours de la mini-glaciation, encore appelée "Little Ice Age" (Pfister, 1988). C'est pourquoi on peut supposer qu'il existe un patron climatique aux caractéristiques spécifiques qui explique ou génère ces deux processus naturels.

L'étude des inondations historiques de l'Ardèche, le Drac et l'Isère, en France, montre que les inondations catastrophiques sont distribuées uniformément entre 1600 et 1900 et que aucune inondation majeur a été produite dans le XXe siècle (Barriandos *et al*, 2003). Dans le cas des rivières Segre, Llobregat et Ter, on ne trouve aucune tendance pour les inondations catastrophiques (Llasat et al, 2005). Ce manque de tendance claire se trouve aussi dans les séries de précipitation pour toute l'Espagne (Llasat et Quintas, 2004). Si l'on tient compte de toutes les inondations, y compris celles qui ne produisent que peu de dommages (inondations ordinaires), on trouve une augmentation à la fin du XXe siècle (Barrera *et al*, 2006). Cette augmentation peut être liée, soit à une plus grande couverture des médias, soit à la baisse du seuil de sensibilité (croissance de vulnérabilité), soit à un changement des conditions géomorphologiques ou hydrologiques du bassin versant (Llasat, 2004b). Cette augmentation est plus accentuée dans le cas de la région côtière, dès le XIXe siècle (Llasat *et al*, 2005). Une première comparaison avec les précipitations annuelles et maximales enregistrées à Barcelone depuis 1787 ne semble pas justifier cette tendance, qui paraît, au contraire, due à l'occupation progressive du territoire en bordure des fleuves (Barrera et al, 2006). Cette croissance de la vulnérabilité peut être observée en Gérone, jusqu'à la moitié du XXe siècle, pour diminuer après comme conséquence, surtout, de la construction des barrages sur les Ter (Fig.1).

L'étude des inondations depuis la période historique permet de connaître les aspects les plus généraux de ce phénomène et la fréquence avec laquelle il affecte les deux pays. La table 1 montre une liste des événements communs. Ceci est le cas, par exemple, de l'épisode de novembre 1617, dont les effets n'ont pas encore été dépassés de par leur extension et leur ampleur : entre le 30 octobre et le 6 novembre 1617 tous les fleuves compris entre le Turia (Valencia) et, au moins, le Têt (Perpignan) débordèrent avec des conséquences qui s'avèrent catastrophiques. Entre le 7 et le 29 octobre 1907 se sont produits différents épisodes d'inondations qui ont affecté l'Espagne, la France et l'Italie. Le Tech a atteint le niveau de 3,40 m au Pont du Diable, avec un débit de 1 500 m³/s

2. La période 1840-1870

La période 1840-1870 a été remarquable pour le grand nombre d'inondations enregistrées en Europe, et, particulièrement, dans la zone Méditerranéenne espagnole et française. Les trois plus grandes crues de la Loire (1846, 1856, 1866) ont été enregistrées aussi dans la période historique 1840-1870, comprenant l'événement de 1853. Cette période a été aussi extraordinaire par la croissance des inondations à d'autres parties de l'Europe comme l'Allemagne, la Suisse et la Italie (Llasat, 2007). Lang et al. (2001) identifient pour cette période, sept inondations en Ardèche ; Duband (2003) montre que pendant cette période les plus grandes crues du Rhône ont été enregistrées, de même que le nombre des crues éclaircies pendant le 19^e siècle dans les Cévennes, a été supérieur à ce des siècles XVIII et XIX. Pour cette même période on trouve une augmentation des crues dans la zone Méditerranéenne

espagnole, et particulièrement en Catalogne, où on identifie dans la période 1840-1870, 105 inondations qui ont affecté 24 cités réparties dans 10 bassins versants.

Bien que les pluies fortes en zone Méditerranéenne soient surtout associées à des situations convectives, usuellement de mésoéchelle, une période aussi anormale en fréquence et magnitude des inondations, en une région si grande, doit être associée à une situation atmosphérique anormale à grande échelle. Si on regarde les dates des inondations on trouve deux concomitances temporelles entre les inondations enregistrées, ce qui indique la nécessité d'une situation générale propice au développement des pluies fortes, principales responsables des inondations au Sud de l'Europe. La reconstitution des champs spatiaux de pression au sol à échelle journalière pour cette période, a permis d'identifier six types de circulation atmosphériques associés aux inondations: 1. Sud (H sur l'Est d'Europe); 2. Nord (L sur Europe et H sur Islande); 3. Ouest (L sur Islande, H sur Méditerranée); 4. Cyclonique (L sur Europe, H sur Islande et Scandinavie) ; 5. Anticyclonique (H sur Espagne, L sur centre/nord Europe) ; 6. Est (H sur centre Europe). La comparaison de la distribution de ces types avec l'actuelle, ainsi que des index de circulation montre l'existence d'une anomalie pendant cette période, en favorisant les situations synoptiques associées aux pluies fortes. D'autre côté, la finalisation de la LIA et la présence d'une majeure quantité de glace contribuent positivement à l'augmentation des inondations de printemps pendant cette période (Llasat, 2007).

3. La situation météorologique

Du point de vue synoptique ou à grande échelle, il règne habituellement (Ramis et al, 1994) sur la zone affectée et pendant les jours antérieurs à l'épisode, une situation anticyclonique qui évolue pendant les heures qui le précèdent du fait de l'apparition de basses pressions, généralement produites par une dépression de faibles dimensions qui se situe sur la Méditerranée Occidentale. Quelques fois, la présence d'une dépression en hauts niveaux favorise l'advection de vorticité potentielle. Ceci favorise le développement, sur la zone affectée, de facteurs plus importants à mésoéchelle. Par exemple, les pluies fortes qui ont produit les inondations de septembre 1992 ( pisodes 22-23 et 26-28 septembre) en France et Italie et ont commencé sur la côte Méditerranée espagnole, étaient dues à la formation d'un Système Convectif   M so chelle (SMC) développé sur une zone de forte instabilité potentielle, importante convergence de vapeur d'eau, renforcement du vent vertical quasi-geostrophique ainsi que valeurs élevées du CAPE (Llasat *et al*, 1999). Le vent aux niveaux inférieurs, qui est passé de composante SE   SO tout au long de l' v nement a été le responsable de la dynamique du système ainsi que de son incidence perpendiculairement à la côte, où l'effet orographique a été décisif.

Un autre aspect important réside dans l'apport de la Méditerranée elle-même en tant que source d'alimentation en vapeur d'eau, qui permet aux systèmes convectifs de se maintenir et de se déplacer vers d'autres zones, comme cela s'est produit en Novembre 1999, lorsque l'instabilité permit la formation d'importants orages sur la Catalogne et, quelques heures plus tard, sur le Sud de la France. Le facteur orographique est, lui aussi, intéressant (Llasat *et al*, 2000), facteur qui, pour les épisodes analysés est dû, de façon évidente, à la présence de la chaîne des Pyrénées. La conséquence majeure est double: d'une part la création de ce que l'on appelle le dipôle orographique, qui entraîne une modification du flux à niveaux faibles et moyens, et facilite des arrivées d'air humide et chaud sur les régions où se développent les orages. D'autre côté, le forçement ascensionnel de la masse d'eau chaude et humide qu'arrive de la Méditerranée.

Si on parle des  v nements historiques, une situation stationnaire de type 1 (voir classification antérieure) favorable à l'entrée d'air Méditerranée sur la côte mais avec une évolution du flux du SE, S ou SW, a été la responsable de pluies fortes et continues pendant

tout le mois d'octobre de 1907. L'augmentation des inondations pendant la période 1840-1870 a été due surtout à l'augmentation des situations méridionales de type 1. L'événement de 1617 semble avoir été produit par une situation du type 4. Les crues catastrophiques des 6-9 Novembre 1982 aussi que celles de 17-19 Octobre 1940 ont été liées à une situation stationnaire de type 1.

	Degré d'affectation en Espagne	Niveau Têt à Perpignan	Niveau Tech au Pont du Diable (Débit)	Maxi Cum (mm)		Maxi 24 heures (mm)	
				Esp.	Fr.	Esp.	Fr.
1/6-11-1617	Général (2)						
15/17-10-1763	Segre (2) Ter (2)	3.90 m.					
7-12-1772	Ter (1)	5.50 m.					
14-11-1777	Ter (1)	2.40 m.	(1750)				
19/20-10-1876	Ter (1)	> 4 m.					
13/15-1-1898	Ter (1)		(950)				
12/13-10-1907	Segre (1)		3.40 (1500)				
7-10-1919	Ter (2)		2.10 (730)				
19/20-2-1920	Ter (1)		2.80 (1200)				
29-10-1920	Ter (1)		2.10 (730)				
17/19-12-1932	Ter (2)		2.75 (500)				
17/20-10-1940	Ter (2)	5.60 m.	5.94 (2500)	866	1052	352	840
4-11-1962	Ter (1)		3.0 (680)			218	
13-9-1963	Ter (2)		3.1 (750)				
7/10-10-1965	Ter (2)		3.2 (820)			200	
4-3-1969	Ter (1)		2.9 (600)				
5-4-1969	Ter (1)		3.20 (820)			219	
11/12-10-1970	Ter (1)		4.2 (1400)	356		245	232
21/23-9-1971	Ter (1)		3.8 (1200)	378		288	
18/19-10-1977	Ter (2)		4.0 (1300)	385		276	278
8-11-1982	Ter (2)		3.0 (680)	610	549	341	408
30-9/2-10-1986	Ter (1)			95	192	119	304
3-10-1987	Ter (2)		(1020)	346		153	420
3-10-1988						228	
26/28-9-1992						>100	324
12/13-11-1999	Muga (1)				620	>200	

Tableau 1: Fréquence et caractéristiques hydrométéorologiques des principaux épisodes communs au Nord-Est de l'Espagne et au Sud de la France. (1) extraordinaire, (2) catastrophique. (LLasat et al, 2003)

Conclusions

D'après le XIV^{ème} siècle on peut analyser les inondations qu'ont été produites en Catalogne aussi que ceux qu'ont aussi affecté les Sud de France. L'analyse de la pression au sol permet classifier les situations synoptiques et trouver l'existence d'anomalies liées aux périodes exceptionnelles. L'analyse de situations récentes montre qu'en plus de la situation synoptique, les facteurs de mésoéchelle et l'orographie jouent un rôle déterminant dans la localisation des pluies fortes. On peut distinguer deux types de situations de crues communes: simultanées, comme celles de 1982, et les autres avec un déplacement plus rapide, mais avec des périodes stationnaires (cas 1992).

Références bibliographiques

- Barriendos, M., Martin-Vide, J., 1998. Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries). *Climatic Change*, **38**, 473-491.
- Barriendos, M., Coeur, D., Lang, M., Llasat, M.C., Naulet, R., Lemaitre, F. et Barrera, T., 2003. Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14th-20th centuries). *Natural Hazards and Earth System Science* **3**, 583-592.

- Barrera, A., Llasat, M.C., Barriendos, M., 2006. Estimation of the extreme flash flood evolution in Barcelona country from 1351 to 2005. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 505-518.
- Brázdil, R., Glaser, R., Pfister, C., Antoine, J.M., Barriendos, M., Camuffo, D., Deutsch, M., Enzi, S., Guidoboni, E., Rodrigo, F.S., 1999. Flood events of selected rivers of Europe in the Sixteenth Century. *Climatic Change*, **43**, 239-285.
- Camuffo, D. & Enzi, S., 1994. The climate of Italy from 1675 to 1715, Frenzel, B. (ed.): *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, 243-254.
- Camuffo, D. & Enzi, S., 1996. The analysis of two bi-millennial series: Tiber and Po river floods, Jones, P.D.; Bradley, R.S. & Jouzel, J. (eds.): *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, 433-450.
- Champion, M., 1862. *Les inondations en France depuis le VI^e siècle jusqu'à nos jours*. Dunod, Paris.
- Duband, D., 2003. Extreme rainfall and flood events in autumn during the 19th and 20th centuries in basins of southern Europe influenced by Mediterranean meteorological conditions. *Paleofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*, 313-320.
- Jacobeit J., Glaser R., Luterbacher J., et Wanner H., 2003. Links between flood events in Central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1172-1175.
- Lang, M., Coeur, D., Lallement, C., Naulet, R., 1998a. Use of historical information for flood frequency studies : the example of the Guiers river. *Heavy Rains and Flash Floods Proceedings*, Istanbul, 47-53.
- Lang, M., Coeur, D., Lallement, C., Naulet, R., 1998b. Valorisation de l'information historique pour la prédétermination du risque d'inondation : application au bassin du Guiers. *Ingénieries EAT*, **16**, 3-13.
- Lang, M., Naulet, R., Recking, A., Cœur, D., Gigon, C., 2001. Étude de cas : l'analyse des pluies et crues extrêmes observées depuis 200 ans dans un bassin cévenol, l'Ardèche, Colloque SHF « Variations climatiques et hydrologie – Paris décembre 2001 », 23-32 .
- Le Roy Ladurie, E. (1967): *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, Paris.
- Legrand P., Brugnot G. et Baumont G., 2003. Retour d'expérience des inondations de septembre de 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches de Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme. Contribution du Groupe d'Appui et d'expertise scientifique. (CD-ROM)
- Llasat, M.C., Ramis, C. & Lanza, L., 1999. Storm tracking and monitoring using objective synoptic diagnosis and cluster identification from Infrared Meteosat imagery: a case study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 71, 139-155.
- Llasat, M.C., 2004a. Les crues méditerranéennes récentes et historiques (Espagne, France, Italie), conséquences-enseignements-projets.crues extremes regionaux en europe. *La Houille Blanche*, 6, 37-41.
- Llasat, M.C., 2004b. La vulnérabilité en Catalogne et la perception sociale. *La Houille Blanche*, 6, 71-75.
- Llasat, M.C., Rigo, T. & Montes, J.M., 2000. "Orographic role in the temporal and spatial distribution of precipitation. The case of the internal basins of Catalonia (Spain)". *Proceedings of Mediterranean Storms, EGS Plinius Conference, Maratea, Italy, October 1999*, 41-55.
- Llasat, M.C. et Quintas, L., 2004. Stationarity of Monthly Rainfall Series since the Middle of the 20th Century. Application to the Case of the Peninsular Spain. *Natural Hazards* **31**, 613-622.
- Llasat M.C., Barriendos, M., Barrera., A. et Rigo, T., 2005. Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th Century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *Journal of Hydrology*. **313**, 1-2, 32-47.
- Llasat, M.C., 2007. L'aléa météorologique dans les situations d'inondations extraordinaires à échelle régionale au sud de l'Europe : de la période 1840-1870 jusqu'à l'événement de 1999. *La Houille Blanche*, 2, 38-43.
- Pardé, M., 1925. Le régime du Rhône. *Revue de Géographie Alpine*, **13**, 460-547.
- Pfister, C., 1988. *Klimageschichte der Schweiz, 1525-1860*, Paul Haupt, Bern.
- Pfister, C., 2002. *Surmonter les catastrophes naturelles : le cas de la Suisse entre 1500 et 2000*. Haupt : 264 pp.
- Ramis, C., Llasat, M.C., Genovés, A. & Jansà, A., 1994. The October-1987 floods in Catalonia: synoptic and mesoscale mechanisms. *Met. Apps.*, 1, 337-350
- Rico Sinobas, M. (c. 1850): "Fenómenos meteorológicos en la Península Ibérica desde el siglo IV hasta el XIX", Archives de la Real Academia de Medicina de Madrid, Manuscrits, 23-4-15.

**RESUMES
DES COMMUNICATIONS
ET DES POSTERS**

EMERGENCE ET EVOLUTION DE LA FIEVRE CATARRHALE OVINE (OU BLUE TONGUE) EN ALGERIE

ABDERRAHMANI B.¹, EL-GOUTNI F.¹, HAMEL Med.R.¹, DOBBI A.², HASSINI N.³, HADJEL M.⁴

¹ Département de climatologie et traitement des données, I.H.F.R, Oran

² Département de mécanique, Université de Ouargla

³ Département de biologie, Faculté des Sciences, Université d'Es-Sénia, BP 1524 Oran

⁴ Département de chimie, Faculté des Sciences, USTO Med Boudiaf Oran

Résumé : La fièvre catarrhale ovine (blue tongue) est une maladie propre aux pays à climat chaud. Sa transmission se fait par l'intermédiaire d'insectes infectés du genre *Culicoides*, dont l'activité croît aux températures supérieures à 18 °C. Le réchauffement climatique aidant, plusieurs foyers ont été repérés dans certaines régions d'Europe.

Introduite à partir de la Tunisie, la fièvre catarrhale ovine est apparue pour la première fois en Algérie dans la localité d'El Tarf en juillet 2000. L'épidémie s'est ensuite propagée vers les wilayas de l'Est, pour atteindre rapidement certaines localités du centre du pays telles que Jijel, Bejaia, Tizi-Ouzou, avec une prédominance en zones rurales. Après une période « d'accalmie » due aux conditions météorologiques défavorables ou à la non déclaration de la maladie, des cas de FCO furent récemment observés à l'ouest du pays ; l'aire d'évolution et la progression spatiale de la maladie semblent présenter certaines particularités.

Mots-clés : fièvre catarrhale, réchauffement climatique, épidémie, conditions météorologiques.

Abstract: The ovine catarrhal fever (blue tongue) is a disease appropriate to warm climate countries. Its transmission is made through infected midges called *Culicoides*, which activity grows by temperatures higher than 18 °C. The global warming helped the emergence of several epidemics in some European regions.

Introduced from Tunisia, the ovine catarrhal fever appeared for the first time in Algeria in El Tarf region in July 2000. The disease was then propagated eastward reaching quickly the center region of the country such as Jijel, Bejaia, Tizi-Ouzou, with ascendancy in rural zones. After calm period due to the unfavourable weather conditions or to the unstatement of the disease, cases of FCO were recently observed in the West region of the country; the area of evolution and the spatial progress of the disease seem to present some particularities.

Key words: catarrhal fever, global warming, epidemic, weather conditions.

Introduction

La Fièvre Catarrhale constitue une maladie importante touchant principalement les ruminants. Chez les ovins, cette pathologie est classée dans la liste A de l'OIE (Organisation Internationale de Epizooties) ; l'espèce bovine, quant à elle, développe une forte résistance à la maladie. Les bovins sont considérés comme de très bons réservoirs de la maladie vu que les signes cliniques et les lésions chez les bovins sont rares (Hourrigan & Klingsporn, 1975).

Des foyers de la maladie ont été identifiés en Tunisie en juin 1999. En Algérie, la FCO fait des apparitions sporadiques; les premiers foyers ont été localisés en 1999-2000 dans les wilayas frontières d'El-Tarf, Souk-Ahras, Tébessa et Annaba (fig. 1) avec identification de virus de sérotype 2 du même type que celui ayant touché le cheptel tunisien en 1999 et début 2000, puis en région Ouest et Sud Ouest du pays à l'été 2006.

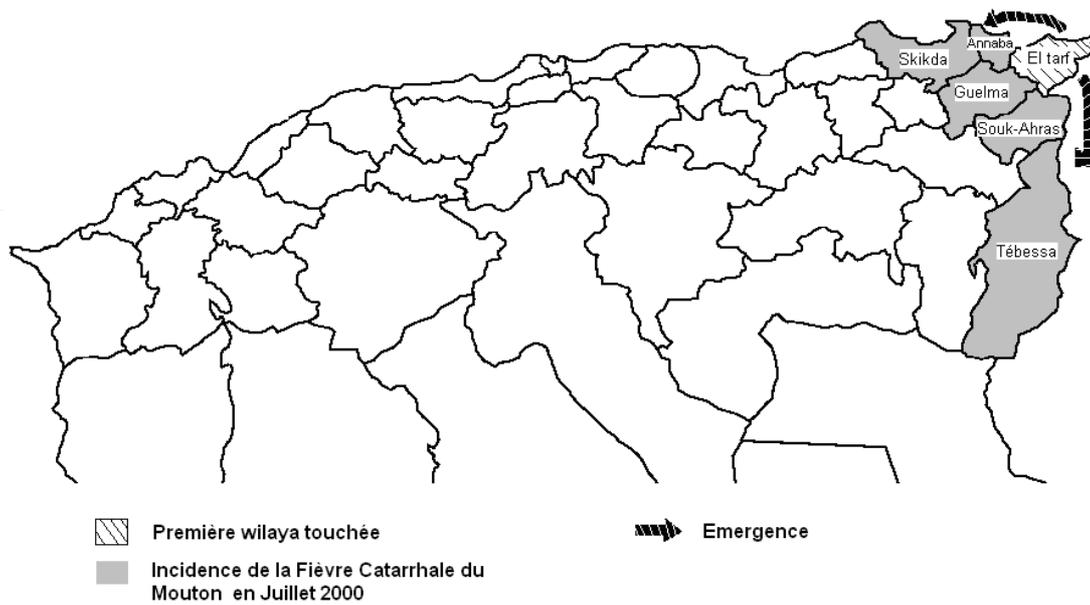


Figure 1. Emergence de la Fièvre Catarrhale du Mouton en 2000.

La deuxième émergence de la maladie, touchant les wilayas du centre et de l'ouest du pays avec identification de virus de sérotype 1, a été observée en 2006 (fig. 2).

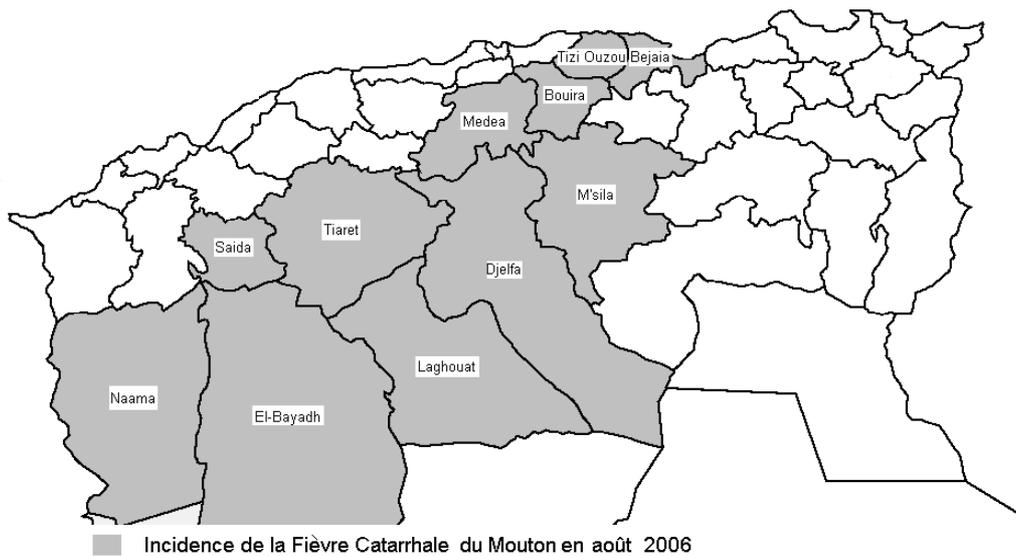


Figure 2. Emergence de la Fièvre Catarrhale du Mouton en 2006.

1. Matériel et méthode

Après avoir situé et délimité les foyers endémiques de la FCO, on se propose d'étudier les conditions climatiques à l'origine de l'apparition et de la propagation de cette maladie. Deux types de données ont été nécessaires à la réalisation de notre travail : les données climatiques fournies par les services climatologiques de l'Office National de la Météorologie Algérienne (ONM) et des données statistiques en relation avec la maladie extraites du site de l'Office International d'Epizooties (O.I.E).

La méthodologie adoptée consiste à comparer l'incidence spatio-temporelle de la FCO sur le territoire durant la période considérée, à l'évolution des paramètres climatiques ou

environnementaux (Température minimale, maximale et moyenne, humidité de l'air, vent, bilan hydrique, précipitations etc.), susceptibles de régir la capacité vectorielle de l'insecte.

2. Résultats

2.1 Facteurs climatiques liés à l'émergence de la FCO

2.1.1. Température

De récents travaux dus à Mellor (1993) ont mis en évidence l'influence de la température sur l'activité, la durée d'incubation et la virulence de l'insecte.

L'examen des trois courbes montre une incidence maximale de la FCO en juillet, due à une activité vectorielle intense de l'insecte *C. Imicola*, favorisée par des températures maximales dépassant 25°C (fig. 3).

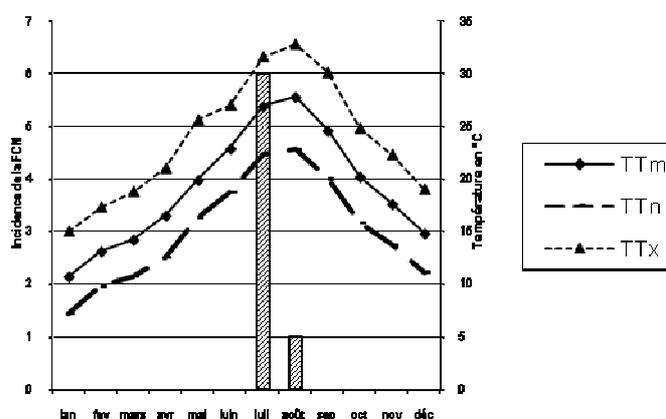


Figure 3. Températures moyenne, minimale, maximale et incidence de la FCO à El-Kala (année 2000).

2.1.2. Humidité

La courbe présente la même configuration pour l'ensemble des stations étudiées : les fortes humidités de l'air des trois mois précédant l'apparition de la FCO, associées à un sol suffisamment humide, ont favorisé la prolifération de l'insecte à des degrés différents (fig. 4).

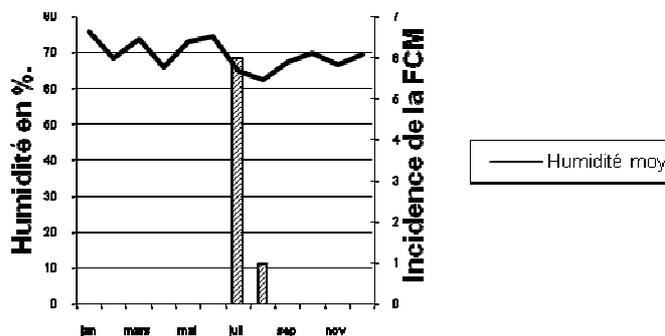


Figure 4. Humidité moyenne mensuelle et incidence de la FCO à El-Kala (année 2000).

2.1.3. Précipitations

Sur les graphiques représentant l'évolution simultanée du cumul annuel des précipitations et l'incidence de la FCO dans les wilayas touchées (fig. 5), on note une incidence supérieure à

5, le maximum étant enregistré à El-Kala, où de fortes précipitations (plus de 50 mm) ont été enregistrées en mai et juin (source : bulletin mensuel CCN-ONM Alger).

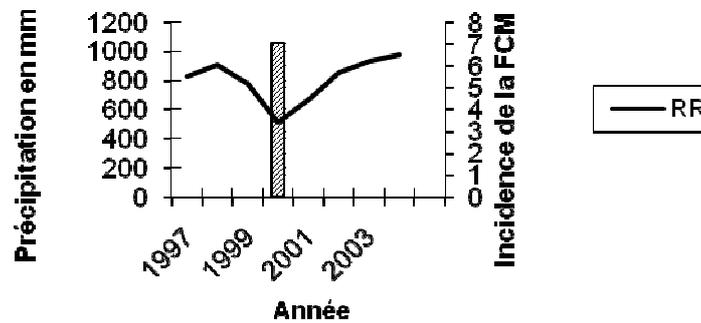


Figure 5. Cumul annuel des précipitations et incidence de la FCO à El-Kala.

L'incidence maximale correspondant à un cumul de pluie annuel d'environ 500 mm laisse penser que les précipitations ont été favorables au développement du culicoides imicola, ceci est en accord avec les travaux de Meiswinkel et al (2004) en Afrique du sud.

2.1.4. Evaporation

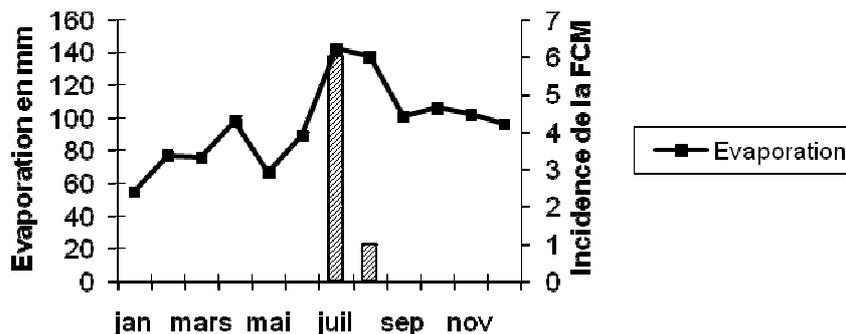


Figure 6. Evaporation mensuelle et incidence de la FCO à El-Kala année 2000.

L'évaporation apparaît comme un facteur limitant dans la biologie de l'insecte (fig. 6). Une forte évaporation entraîne la dessiccation des œufs – larves- nymphes et une réduction de la population. Ce peut être le cas pour la wilaya de Guelma où des vents forts de l'ordre de 13m/s accompagnés d'un sirocco ont été enregistrés en date du 15/7/2000.

2.1.5. Vent

Le transport inter wilayas du cheptel malade peut être un moyen de propagation de la maladie. Cependant, la direction et la vitesse du vent sont aussi des facteurs déterminants dans la dispersion passive des insectes vecteurs de la maladie, préalablement infectés (fig. 7 et 8).

La fièvre catarrhale ovine étant une maladie à transmission vectorielle où l'acteur principal est un insecte dont la dispersion peut être active ou passive (transport par le vent), sa répartition géographique est en partie due au vent. Pour apprécier le rôle que semble jouer ce paramètre dans la distribution spatiale de la maladie, nous avons déterminé, à partir des données climatologiques disponibles, les directions de déplacement éventuel des insectes.

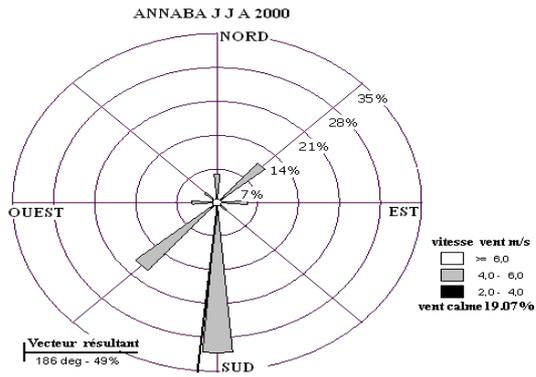


Figure 7. Direction probable de l'insecte vecteur Annaba (juin, juillet et août 2000).

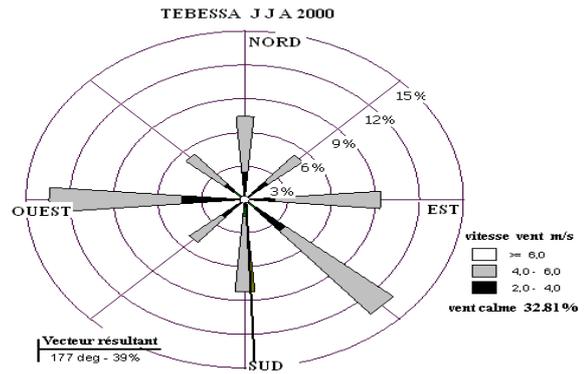


Figure 8. Direction probable de l'insecte vecteur Tébessa (juin, juillet et août 2000).

La direction dominante de déplacement des vents vers le Sud semble justifier l'aire de répartition de la maladie dans l'axe Annaba – Tébessa.

2.2 Evolution et propagation de la FCO

En 2006, la situation épidémiologique semble se présenter différemment : ainsi des cas ont été simultanément observés à El Bayadh, Laghouat et Tizi Ouzou en juillet de la même année. La maladie s'est ensuite propagée vers le nord et le centre du pays (fig. 9 à 12).

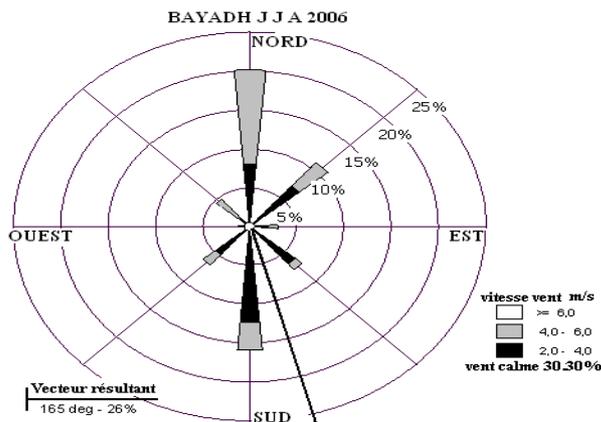


Figure 9. Direction probable de l'insecte vecteur, El-Bayadh (juin, juillet et août 2006).

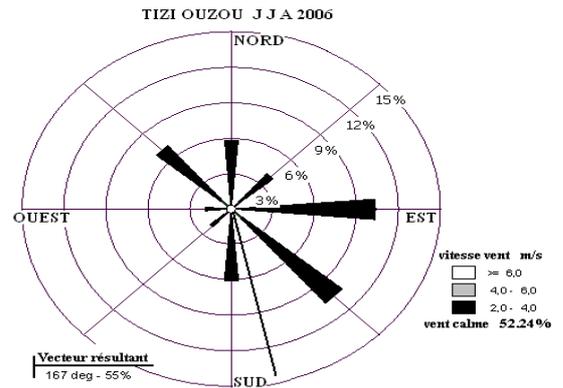


Figure 10. Direction probable de l'insecte vecteur Tizi-Ouzou (juin, juillet et août 2006).

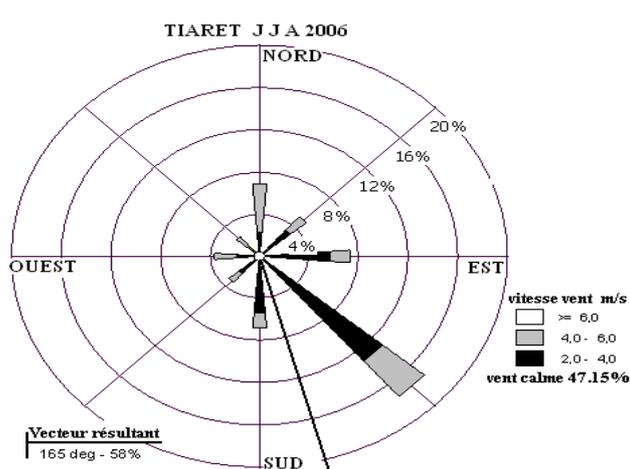


Figure 11. Direction probable de l'insecte vecteur Tiaret (juin, juillet et août 2006).

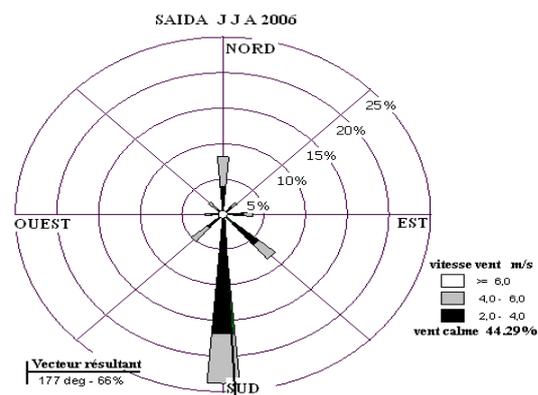


Figure 12. Direction probable de l'insecte vecteur Saida (juin, juillet et août 2006).

Les vecteurs résultants portés sur les roses de fréquences et directions des vents indiquent le sens de déplacement de l'insecte vecteur. Ils justifient, *a posteriori*, la configuration géographique de la pathologie représentée précédemment en figure 2.

Conclusion

Dans cette étude nous avons tenté d'expliquer le rôle, à l'échelle synoptique, des principaux paramètres climatiques dans l'émergence et la propagation de la fièvre catarrhale ovine.

Les températures élevées et les fortes humidités contribuent à la délimitation géographique de la maladie, les régions Est du territoire recevant en moyenne plus de 600 mm de pluie par an.

En plus de la dynamique du cheptel lui-même pouvant être à l'origine de la propagation de la maladie, le vent joue un rôle important dans la configuration spatiale des aires de contamination.

Notons enfin qu'en l'absence de données chiffrées sur cette pathologie sur une longue période, nous n'avons pu établir de relations significatives entre l'occurrence de la maladie et les paramètres climatiques dominants.

Références bibliographiques

- Hourrigan J.L., Klingsporn A.L., 1975. Epizootiology of bluetongue: the situation in the United States of America. *Aust Vet J. Apr*, **51**(4):203-208.
- Sellers R.F., Mellor P. S., 1993. Temperature and the persistence of virus in *Culicoides* spp. during adverse conditions. *Revue Scientifique et Technique de l'Office International des Epizooties*, **12**, 733-755.
- Meiswinkel R., 1997. Discovery of a *Culicoides* imicola-free zone in South Africa: preliminary notes and potential significance. *Onderstepoort J. Vet. Res.*, **64**,81-86.
- Gerbier G., Zientara S., Albina E., Grillet C., Gregory M., Baldet T., 2004. Fièvre catarrhale Ovine : évolution et répartition des sérotypes dans le bassin méditerranéen et en France. *Bull. Epid.Afssa DGAI*, **15**, 3-5.
- Mellor P. S., Leake C. J., 2000. Climatic and geographic influences on arboviral infections and vectors. *Rev. Sci. Tech.*, **19**, 41-54.

Mellor P.S., 2004. Environmental influences on arbovirus infections & vectors. In: *Microbe-Vector Interactions in Vector-Borne Diseases*, 63rd Symposium of the SGM, University of Bath March 2004. eds. *SH Gillespie, GL Smith & A Osbourn, Cambridge University Press*, 181-198.

FAO, 1999. Manual on the preparation of national animal disease emergency preparedness plans. *FAO Animal Health Manuals Rome*, 6, 83.

Walker A. R., 1977. Adult lifespan and reproductive status of *Culicoides* species in Kenya, with reference to virus transmission. *Bulletin of entomological research*. **67**, 205-215.

Ward M. P., 1994. Climatic factors associated with the prevalence of bluetongue virus infection. *The Veterinary Record Vol. 134*, **16**, 407-410.

Direction des Services Agricoles de la wilaya d'Oran (DSA).

Office National de la Météorologie Dar El Beida, Alger : Bulletin climatologique mensuel.

LA RELATION ENTRE L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN ET LA DENSITÉ DU BÂTI : CAS DE LA VILLE D'ALGER

ACHOUR-BOUAKKAZ N. ¹, ABDOU S. ²

¹ Maître assistant, département d'architecture et d'urbanisme, Université Mentouri Constantine, Algérie.

E-mail: ab_nawel6@yahoo.fr

² Laboratoire « architecture bioclimatique et environnement » (A.B.E), Université Mentouri Constantine,

E-mail: outassaliha2004@yahoo.fr

Résumé : Afin d'établir la relation entre la variation de la température sous forme d'îlot de chaleur urbain et la densité du bâti, une étude de cas a été menée dans la ville d'Alger où 3 stations météorologiques sont retenues pour l'investigation. Pour vérifier la relation entre l'évolution des températures de l'air et la densité du bâti, des graphes représentant les données mensuelles et annuelles (températures moyennes minimales, maximales et moyennes) de la station météorologique de Dar El Beida, la station de Bouzaréah et la station d'Alger Port ont été réalisés. Par ailleurs, la densité du bâti au niveau des stations météorologiques sélectionnées a été calculée à partir de vues aériennes de la ville d'Alger, en prenant en compte un échantillon de l'ordre de 1/10 de la surface de la vue aérienne, et en sélectionnant à l'intérieur de cet échantillon différents îlots dont les densités sont calculées séparément pour obtenir une moyenne de densité pour chaque station. La mise en relation des données de température et des densités du bâti calculées pour chaque station, ainsi que la comparaison entre les trois sites a permis de mettre en évidence l'existence du phénomène d'îlot de chaleur urbain. L'îlot de chaleur urbain est défini comme étant une zone urbanisée caractérisée par des températures estivales plus élevées que l'environnement immédiat, avec des différences qui varient selon les auteurs de 5°C à 10°C (Guay F., Baudouin Y., 2003). Il est aussi défini par la différence de température qui existe entre le centre de la ville et le milieu rural, qui se développe en règle générale la nuit par temps calme (Givoni B., 1989).

Mots-clés : Changement climatique, îlot de chaleur urbain, densité du bâti, température de l'air.

Abstract: In order to establish the relation between the variation of the temperature in form of urban heat island and density of the built plan, a case study has been directed on the town of Algiers at the level of which three meteorological stations are kept for the investigation. In order to verify the relation between the evolution of air temperatures and the density of the built plan, graphs representing monthly and annual data (minimal average, maximal average and average temperatures) of the meteorological station of Dar El Beida, the station of Bouzaréah and the station of Alger Port were carried out. In addition, the density of the built plan at the level of the selected weather stations is calculated starting of sights on the town of Algiers, by taking into account a sample of about a 1/10 of the surface of the [aerial](#) view, and by selecting inside this sample various islands of which the densities are calculated separately to obtain an average of density for each station. Establishing the relation between temperatures data and the densities of the built plan calculated for each station, and comparing the three stations revealed the existence of the phenomenon of urban heat island. The urban heat island is defined as being a built-up zone characterized by summer temperatures higher than their environment, with differences which vary according to authors from 5°C to 10°C (Guay F., Baudouin Y., 2003). It is also defined by the temperature difference which exists between downtown and rural areas, which is developed as rule in the night with calm weather (Givoni B., 1989).

Key words: Climate change, urban heat island, density of the built plan, air temperature.

Introduction

La présente recherche vise à établir la relation entre les changements climatiques à l'échelle locale, qui s'exprime sous forme de variation de la température décrite par le phénomène d'îlot de chaleur urbain. A cet effet, le choix du site d'investigation s'est porté sur la ville d'Alger compte tenu du nombre de stations existantes et fonctionnelles à son niveau. Tout d'abord, la température est traitée pour la décennie 1990-2000 avec les valeurs maximales, minimales et moyennes au niveau de chaque station météorologique. Ensuite, la densité moyenne du bâti pour ces mêmes sites a été calculée afin de comparer avec la moyenne de température pour chaque station météorologique.

L'objectif est la mise en évidence de la relation entre la variation de température et la densité du bâti à travers l'hypothèse affirmant que plus l'emprise au sol est élevée plus grande est la quantité de radiation réfléchie (Aida M., 1982).

1. Présentation du site d'investigation

Les trois stations retenues pour l'investigation se situent au niveau de la ville d'Alger (fig. 1). Alger, est située sur la rive sud de la mer Méditerranée et au Nord du continent africain, par $36^{\circ}43' N$ et $03^{\circ}15'E$ (Encyclopédie Encarta, 2005). La localisation des stations météorologiques est définie dans le tableau 1 :

Stations	Latitude	Longitude	Altitude
1 Bouzaréah	$36^{\circ}48'$	$03^{\circ}01'E$	344 m
2 Alger Port	$36^{\circ}46'$	$03^{\circ}06'E$	08 m
3 Dar El Beida	$36^{\circ}43'$	$03.15'E$	26 m

Tableau 1. La localisation géographique des 3 stations météorologiques. Source : ONM Alger 2005.

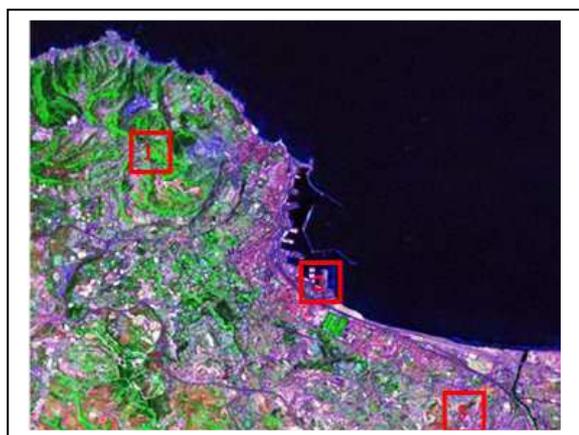


Figure 1. Localisation des stations sur une vue satellite d'une partie de la ville d'Alger.

Source : NASA

2. Présentation des trois stations météorologiques

2.1. Station Alger Dar El Beida

La station d'Alger Dar El Beida est la station principale de la ville d'Alger. Elle est située dans l'enceinte aéroportuaire, pas très loin de l'établissement de l'ONM. Ses coordonnées géographiques sont les suivantes :

Latitude : **$36^{\circ}43' N$** Longitude : **$03^{\circ}15' E$** Altitude : **26 m**

La zone de Dar El Beida est constituée de grands ensembles, avec un tissu mixte où l'habitat est peu dense avec une présence importante d'activités commerciales (fig. 2 et 3).



Figure 2. Vue sur les immeubles de Dar El Beida.
Source : Auteur.



Figure 3. Vue sur l'environnement immédiat de la station de Dar El Beida. Source : Auteur.

2.2. Station Alger Port

La station d'Alger port (fig. 4) se situe au niveau du centre ville, plus exactement au niveau de la Capitainerie, à l'intérieur de l'enceinte portuaire. Ses coordonnées géographiques sont les suivantes : Latitude : **36°46 N** Longitude : **03°06 E** Altitude : **08 m**

La zone du centre ville représente une forte densité en plan avec un grand manque d'éléments paysagers et d'espaces publics, ainsi qu'une prédominance des espaces minéralisés engendrant un manque de perméabilité des sols (fig. 5).

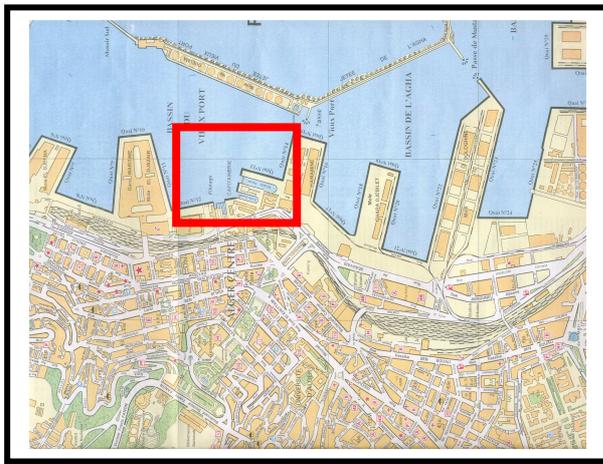


Figure 4. Localisation de la station d'Alger port sur une de la carte d'Alger. Source : INCT Alger 2005.



Figure 5. Vue sur le quartier d'Alger centre, partie

2.3. Station Bouzaréah

Cette troisième station se situe au niveau du quartier de Bouzaréah (fig. 6), plus précisément au sein du CRAAG. Cette station présente trois caractéristiques principales (fig. 7):

- Une densité de bâti moyenne,
- Une importante présence de végétation,
- Une position géographique en hauteur, à une altitude de 354 m.

Ses coordonnées géographiques sont les suivantes :
Latitude : **36°48 N** Longitude : **03°01 E**

Altitude : **344 m**

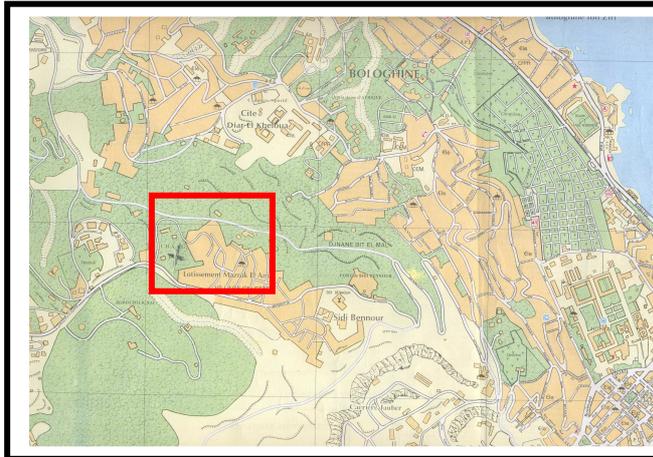


Figure 6. Localisation de la station de Bouzaréah sur de la carte d'Alger. Source : INCT Alger 2005.



Figure 7. Photo illustrant le site de Bouzaréah. partie

3. La comparaison entre les trois stations

3.1. Station Alger Dar El Beida (fig. 8 à 10)

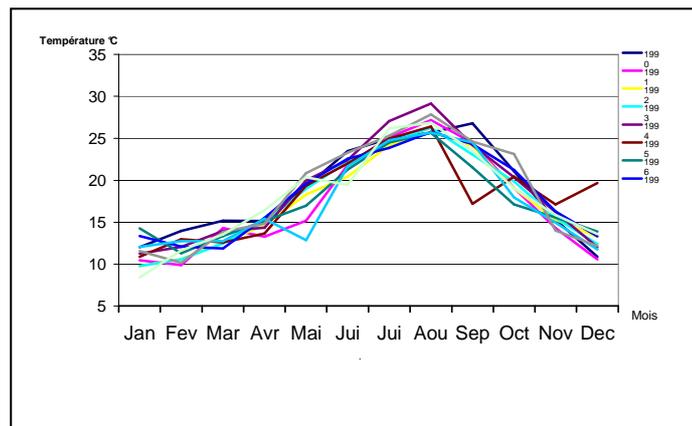


Figure 8. Variations annuelles des températures moyennes -Station Dar El Beida, entre 1990-2000.

Le graphe des variations annuelles des températures moyennes (fig. 8) présente les mêmes caractéristiques que celui des données de température maximale et minimales. A savoir, trois phases bien distinctes comme suit :

- De Janvier à Avril : les températures moyennes enregistrées sont comprises entre 10°C et 15°C, avec un minimum de 8,4°C pour le mois de Janvier 2000 et un maximum de 16,45°C pour le mois d'Avril de la même année.
- Entre Avril et Août : la courbe croît avec des températures qui augmentent successivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août où elles atteignent une valeur maximale de 29,15°C pour l'année 1994. Seul les mois d'Août 1994, Juillet 2000 présentent une légère déviation de la courbe, avec les valeurs respectives de température de l'ordre de 29,15°C, 19,45°C confirmant ainsi l'idée d'une tendance à la hausse des températures.
- Entre Août et Décembre : la courbe décroît. Les valeurs enregistrées pour les années de la décennie 1990-2000 présentent une certaine homogénéité, avec cependant quelques exceptions telles que le mois d'Août 1994 avec 29,15°C et octobre 2000 avec 23,15°C.

Sachant que le site de Dar El Beida est relativement plat et dégagé, on suppose qu'il ne subit aucune influence particulière d'origine géographique (fig. 9 et 10).



Figure 9. Vue aérienne de la Station Dar El Beida. Source : INCT Alger 2006.

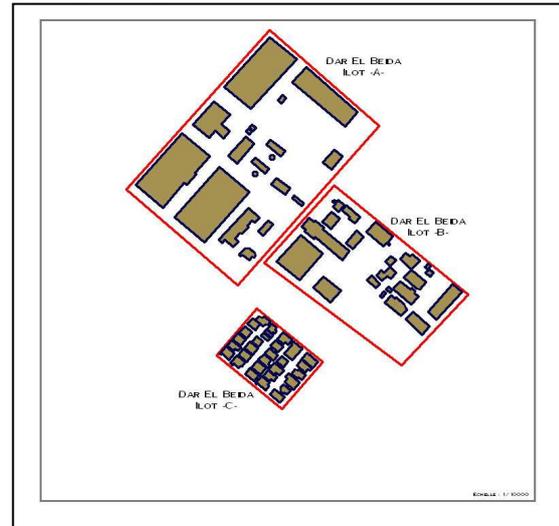


Figure 10. Le rapport surface des toitures/surface totale îlot Dar El Beida.

3.2. Station Alger Port (fig. 11 à 13)

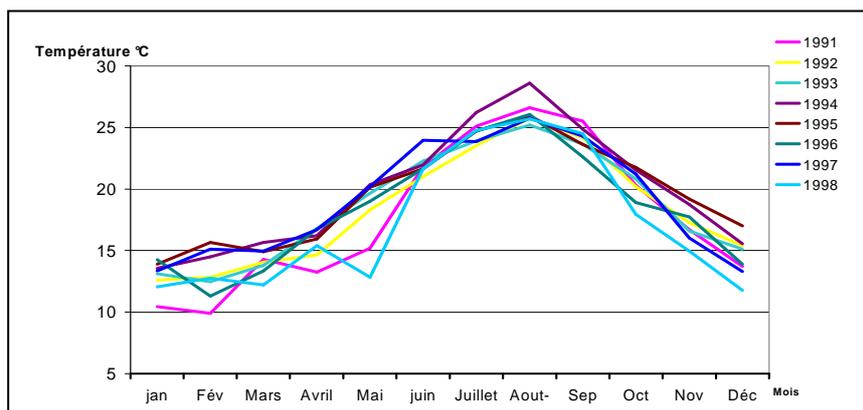


Figure 11. Variations des températures moyennes-Station Alger Port, entre 1991-1998.

Le graphe des variations annuelles des températures moyennes (fig. 11) présente quelques différences avec celui des températures minimales. Cependant on retrouve les trois phases d'évolution de la courbe générale distinctes comme suit :

- De Janvier à Mars : les températures moyennes enregistrées sont comprises entre 10°C et 16°C, avec un minimum de 10,45°C pour le mois de Janvier 1991 et un maximum de 15,65°C pour le mois de Mars 1995.
- Entre Avril et Août : la courbe croît avec des températures qui augmentent successivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août où elles atteignent une valeur maximale de 28,6°C pour le mois d'Août 1994. Le mois de Mai 1991 enregistre une moyenne de 15,2°C, contrairement à la moyenne mensuelle de la décennie égale à 18,97°C.
- Entre Août et Décembre : les températures ont tendance à diminuer, pour atteindre une valeur minimale de 11,75°C pour le mois de Décembre 1998.

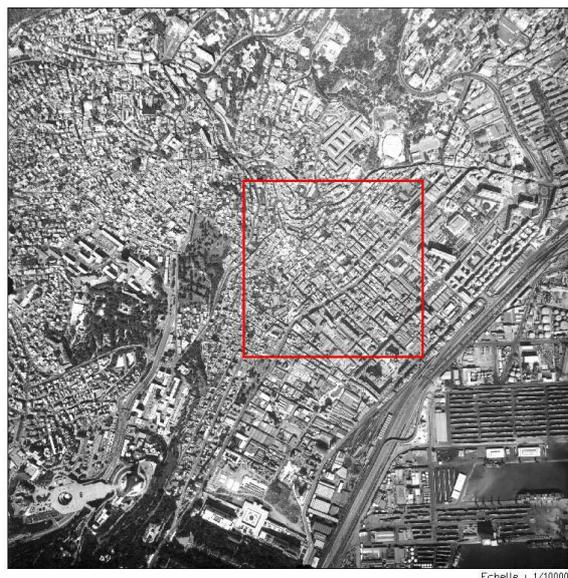


Figure 12. Vue aérienne de la Station Alger port.
Source : INCT Alger 2006.

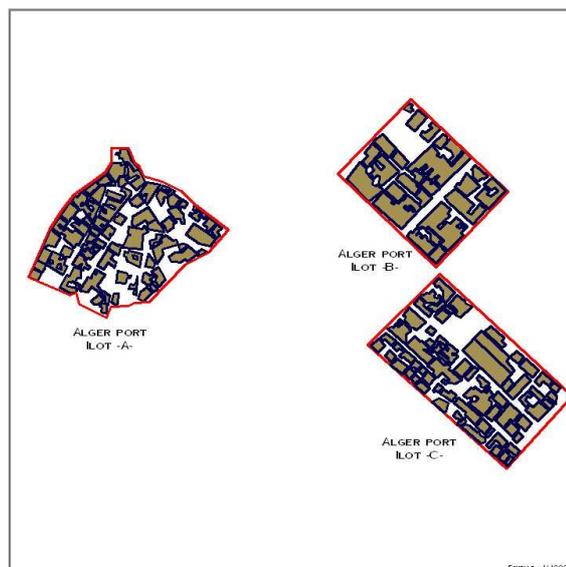


Figure 13. Le rapport surface des toitures/surface totale îlot Alger port.

3.3. Station Bouzaréah (fig. 14 à 16)

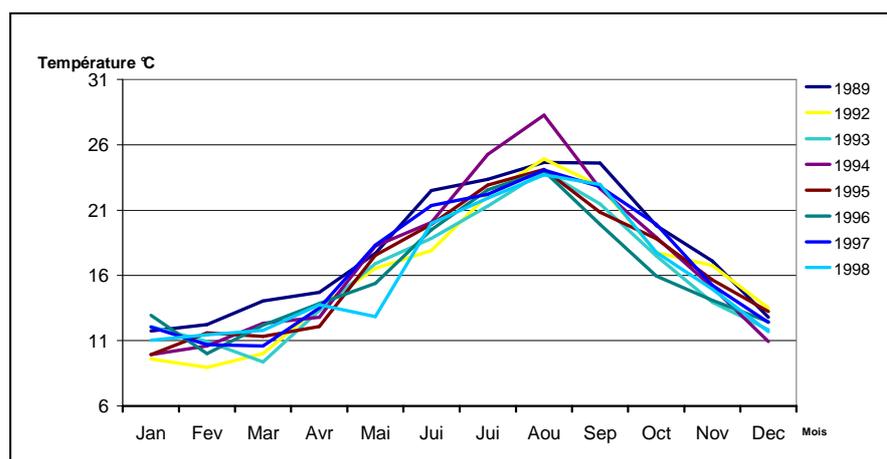


Figure 14. Variations des températures moyennes-Station Bouzaréah, entre 1989-1998.

Le graphe des variations annuelles des températures moyennes pour Bouzaréah (fig. 14) apparaît avec une différence majeure pour la moyenne du mois d'Août 1994. Cependant on retrouve les trois phases d'évolution de la courbe générale bien distinctes comme suit :

- De Janvier à Avril : les températures moyennes enregistrées sont comprises entre 8°C et 14°C, avec un minimum de 9,39°C pour le mois de Mars 1993 et un maximum de 14,7°C pour le mois d'Avril 1989.
- Entre Avril et Août : la courbe croît avec des températures qui augmentent successivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août, pour atteindre une valeur maximale de 28,25°C pour le mois d'Août 1994.
- Entre Août et Décembre : les températures diminuent, pour atteindre une valeur minimale de 10,95°C pour le mois de Décembre 1994.

Ce qu'on remarque au niveau de la station de Bouzaréah, c'est qu'il y a une diminution des températures, maximales, minimales et moyennes. Cette dernière est liée à la position géographique du site de Bouzaréah (fig. 15), mais surtout à un facteur qui n'existe pas au

niveau des deux autres stations, à savoir la végétation qui représente un pourcentage important de la surface du site (fig. 15 et 16).

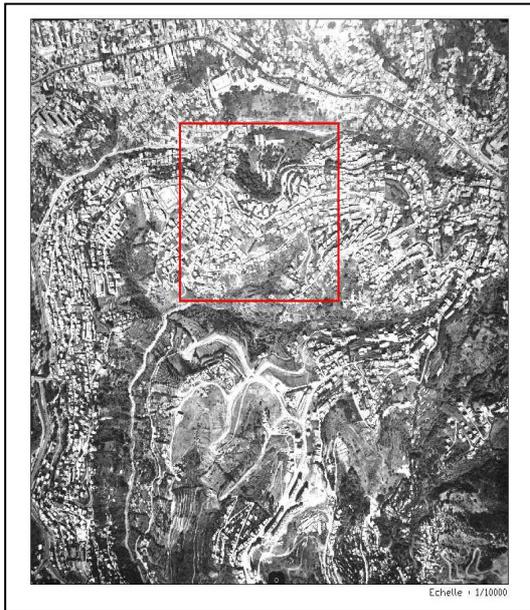


Figure 15. Vue aérienne de la Station Bouzaréah.
Source : INCT Alger 2006.

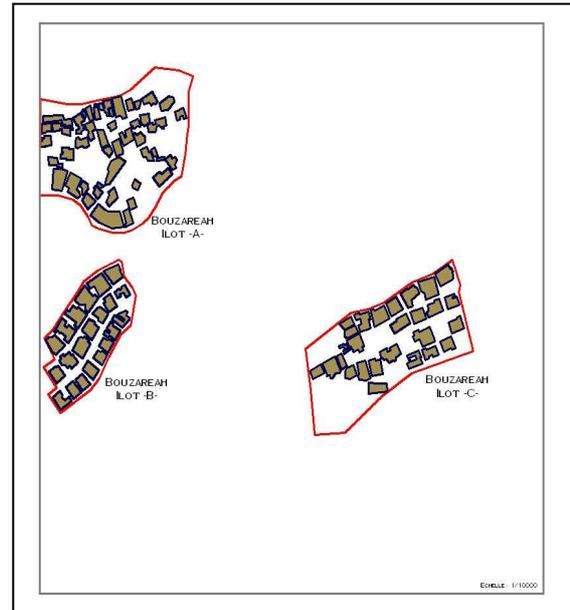


Figure 16. Le rapport surface des toitures/surface totale îlot Bouzaréah.

4. Résultats

L'analyse des températures fait apparaître les éléments suivants (tab. 2) :

Station	T° moy annuelle
Bouzaréah	16,53 °C
Dar El Beida	17,88°C
Alger port	18,57°C

Tableau 2. Température moyenne annuelle par station.

- Densité moyenne Dar El Beida : **0,34**, Température annuelle moyenne : **17,88°C**
- Densité moyenne Alger port : **0,52**, Température annuelle moyenne : **18,57°C**
- Densité moyenne Bouzaréah : **0,36**, Température annuelle moyenne : **16,53 °C**

Conclusion

Les différences de températures entre la ville et la campagne sont plus sensibles la nuit car la ville restitue la chaleur emmagasinée durant la journée plus lentement que son environnement rural. Aussi, le phénomène d'îlot de chaleur urbain se matérialise par la différence de température qui existe entre le centre de la ville et le milieu rural, qui se développe en règle générale la nuit par temps calme (De Hatten, 2002).

A cet effet, l'étude de cas de la ville d'Alger a révélé d'importants résultats en matière d'influence des paramètres de géométrie urbaine sur les variations de température. Tout d'abord, la comparaison entre les températures enregistrées pour les trois stations met en évidence l'existence du phénomène d'îlot de chaleur urbain au niveau de la ville d'Alger.

Par ailleurs, on relève pour l'échantillon traité que plus la densité du bâti est importante, plus la température moyenne relevée au niveau du site est élevée. Aussi, la présence de l'élément végétal influence directement les données de températures, la proximité de la mer adoucit les valeurs hivernales comme le montre les données de la station d'Alger port.

Références bibliographiques

Aida M., 1982. Urban albedo as a function of the urban structure-A model experiment. *Boundary layer meteorology*, **23**, 405-413.

De Hatten A., 2002. *Mise en évidence des caractéristiques générales de l'îlot de chaleur urbain strasbourgeois-Elaboration d'une base de données climatiques*, Mémoire de maîtrise de géographie, Université Louis Pasteur Strasbourg.

Givoni B., 1989. urban design in different climates. *WCA-10, WMO/TD-N° 346, W.M.O.*

Guay F., Baudouin Y., 2003. Les îlots de chaleur urbains. *Collectivités viables/ Le bulletin d'information de vivre en ville*, 8-9.

Encyclopédie Encarta, 2005. Rubrique Atlas géographique.

TENDANCE DES SERIES HOMOGENES DE TEMPERATURES ET PRECIPITATIONS EN PIEMONTE (NO ITALIE)

ACQUAOTTA Fiorella, FRATIANNI Simona

Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Torino Via Valperga Caluso, 35 – 10125 Torino (IT). fiorella.acquaotta@unito.it

Résumé : Afin d'étudier correctement les variations climatiques il faut avoir à disposition des séries homogènes (Maugeri et al., 2006; Peterson et al., 1998). Nous avons donc analysé 21 stations météorologiques du Piémont gérées par le SIMN (Service national Hydrographique et Marégraphique), pendant la période 1951-2003. Nous avons construit la série mensuelle de chaque station et appliqué le test SNHT pour l'homogénéisation (Alexandersson et al., 1997). Ces méthodes ont permis d'estimer les tendances réelles sur chaque série. D'ailleurs, le test non-paramétrique de Mann-Kendall (MK) a été utilisé pour comprendre le signifié statistique du trend sur les séries thermo-pluviométriques du Piémont.

Mots-clés: *Température, précipitations, homogénéisation, tendance, Piémont.*

Abstract: In order to properly study climate variations, homogeneous series are needed (Maugeri et al., 2006; Peterson et al., 1998). We have therefore analysed 21 meteorological stations of Piedmont owned by SIMN (National Hydrographic and Sea Service) in the 1951-2003 period. We have set up a monthly series for every station and then we have applied the SNHT test for their homogenization (Alexandersson et al., 1997). These methods allowed us to estimate the real trends for each series. On the other hand, the non-parametric Mann-Kendall (MK) test has been used to understand the statistical meaning of the trend for the thermal-pluviometric series of Piedmont.

Key words: *Temperature, precipitation, homogenisation, trend, Piedmont.*

Introduction

Ces dernières années, plusieurs études sur les variations climatiques ont été réalisées en diverses parties du monde et à différentes échelles spatiales. La plupart des études montrent une hausse des températures (Moonen et al., 1990, Houghton in IPCC). Beaucoup d'auteurs (Crisci et al., 2002, Tank et al., 2005) attribuent le réchauffement terrestre à l'intensification de l'effet de serre et croient que cette tendance continuera aussi dans le futur. Les prévisions sur les variations climatiques se basent en effet sur l'application de modèles de circulation atmosphérique qui présentent encore bien des incertitudes. Une surveillance continue du climat est donc nécessaire afin d'accroître les connaissances sur les variations climatiques, ce qui permettra de perfectionner les modèles.

Dans ce travail, nous avons étudié les séries thermo-pluviométriques sur une durée de 53 ans, de 1951 à 2003, dans quelques localités piémontaises distribuées uniformément dans la Région. On a analysé 21 séries de précipitations et 10 séries de température maximum et minimum.

Pour chaque série on a déterminé les lacunes, reconstruit les valeurs manquantes (Eischeid, 1995) et on a effectué l'homogénéisation (Alexandersson, 1997). Ce travail a permis d'obtenir plusieurs séries thermo-pluviométriques complètes et homogènes sur lesquelles on a calculé les trends qui ont permis de comprendre les tendances réelles des principales variables climatiques en Piémont.

1. Méthodes et données

Ont été sélectionnées les stations météorologiques gérées par le Service Hydrographique et Marégraphique National qui ont mesuré avec le plus de continuité les températures maximum et minimum et les précipitations journalières de 1951 jusqu'à 2003.

Dans chaque série mensuelle de température et précipitation, on a déterminé les lacunes de façon à reconstruire, si possible, les valeurs manquantes. Pour la reconstruction des lacunes on a utilisé quatre méthodes (Eischeid, 1995). L'emploi de plusieurs techniques permet en fait d'obtenir, pour la même lacune, différentes valeurs et de choisir celle qui est la mieux associée avec la série originale.

Dans la série qui présentait une année complète d'absence de données, on a reconstruit seulement les valeurs saisonnières, tandis qu'avec trois années continues de lacunes on a reconstruit seulement les valeurs annuelles et, avec plus de 5 ans consécutifs de manque de données, la série a été éliminée.

Dans un premier temps, on a sélectionné d'un minimum de 1 à un maximum de 4 stations météorologiques limitrophes à la station de référence dont on veut combler les lacunes. La lacune est comblée en choisissant la localité qui s'approche le mieux de la station choisie sur une base mensuelle (saisonnière ou annuelle). Le choix peut changer d'un mois à l'autre (d'une saison à l'autre ou d'une année à l'autre) puisque une localité considérée "renseignée" pour une période déterminée peut être "écartée" dans une autre.

Après avoir sélectionné les stations limitrophes, on a calculé les valeurs manquantes en appliquant les méthodes de reconstruction suivantes:

1. Normal Ratio method (NR): moyenne estimée entre les valeurs mensuelles de précipitation enregistrées dans les stations limitrophes précédemment sélectionnées:

$$W_i = \frac{r_i^2(n_i - 2)}{1 - r_i^2} = \text{poids de chaque station limitrophe};$$

r_i^2 = coefficient de corrélation des i-èmes stations, n_i = nombre de points utilisés;

2. Inverse Distance method (ID): pesée moyenne entre les valeurs mensuelles de précipitation enregistrées dans les stations limitrophes. Le poids est donné par l'inverse de la distance entre la station choisie et les stations limitrophes;

3. Multiple Regression method (MR): régression multiple entre les valeurs de la station choisie et les stations limitrophes;

4. Mean method (M): valeur moyenne des résultats obtenus dans les 3 méthodes ci-dessus.

Pour le choix entre les résultats obtenus, on a calculé le coefficient de corrélation entre la série originale et les séries obtenues avec les diverses techniques. La valeur la plus grande du coefficient de corrélation a indiqué la méthode meilleure pour procéder à la reconstruction des lacunes.

Les séries complètes ont donc été homogénéisées en utilisant la méthode directe et indirecte. La méthode directe se base sur l'emploi des métadonnées, c'est-à-dire des informations sur la station, comme par exemple les possibles changements de position ou d'appareillage qui se sont passés au cours des années. La recherche des métadonnées a été réalisée dans les Annales Hydrographiques. Cette information nous permet de vérifier si, d'une année à l'autre, la station a subi des changements de position et des instruments.

Comme méthode indirecte, on a utilisé le test statistique Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) (Alexandersson, 1997). Le test a été appliqué aux séries complètes de température maximum et minimum et de précipitations. Le test permet de déterminer et d'estimer le changement graduel ou inattendu de la valeur moyenne de la série choisie, en la comparant à la série de référence, qui est considérée homogène. La série de référence est créée en utilisant les séries des stations limitrophes, localisées en des zones géographiques

analogues. La comparaison entre la série choisie (à homogénéiser) et la série de référence met en évidence toutes les possibles dishomogénéités. La série de référence est utilisée comme un indicateur du climat de la zone limitrophe et, pour cela, on accepte comme changement climatique une variation qui ait un équivalent dans les stations voisines, tandis qu'un changement qui ne se vérifie que dans la station choisie n'est pas considéré comme une variation climatique.

Enfin, sur les séries saisonnières et annuelles des températures maximum et minimum on a calculé les tendances en utilisant la méthode de l'interpolation linéaire.

L'interpolation linéaire est une référence au premier ordre qui représente la tendance moyenne de la série. Elle est caractérisée par un coefficient angulaire qui en définit la croissance ou la décroissance, et parfois elle peut être ambiguë, étant conditionnée par des fluctuations internes. Afin d'obtenir une estimation correcte de la tendance on a appliqué le test de Mann Kendall qui indique lorsqu'une tendance est significative et son signe (Brunetti et al., 2000).

2. Résultats

Pour les séries des précipitations ont été sélectionnées des stations de plaine, de colline et de montagne, en fait l'altitude des localités varie entre 113 m et 2410 m au-dessus du niveau de la mer (tab. 1), alors que pour la série des températures on n'a pu choisir des stations distribuées uniformément selon la hauteur. En effet la plupart des stations sont situées à une hauteur inférieure à 500 m au-dessus du niveau de la mer et seulement deux stations (Ceresole et Valsoera) sont situées à une hauteur supérieure à 2000 m au-dessus du niveau de la mer (tab. 1).

Successivement, on a déterminé les lacunes présentes dans les séries.

Après cette première sélection on a éliminé cinq séries de précipitations, Casale Monferrato, Lanzo Torinese, Boves, Ceresole et Valsoera, et trois séries de température maximum et minimum, Casale Monferrato, Bra et Cumiana, pour la présence de lacunes.

Tableau 1. Stations météorologiques analysées. Dans la deuxième et cinquième colonne est indiquée l'altitude en mètres [m], dans la troisième et dans la sixième colonne est indiquée la variable mesurée de la station: * = P, précipitations, ° = T, température maximum et minimum.

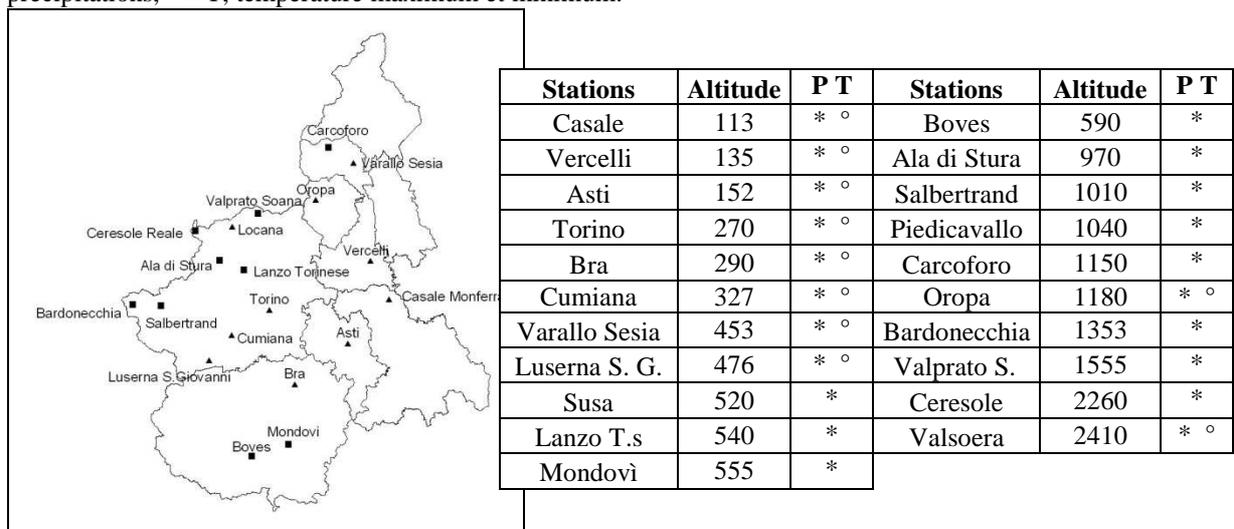


Figure 1. Stations météorologiques étudiées. Le carré indique les stations météorologiques qui ont enregistré seulement les précipitations; le triangle indique les stations météorologiques qui ont enregistré les températures maximales et minimales et les précipitations.

Seule la station de Vercelli présente un nombre réduit de lacunes, ce qui a permis de reconstruire les valeurs mensuelles, alors que pour les autres stations la reconstruction a été effectuée sur une base saisonnière ou annuelle.

Les séries des précipitations et des températures maximum et minimum ainsi reconstruites ont été homogénéisées. La méthode directe a permis de trouver quelques années de changement de position des stations météorologiques. L'application successive du test SNHT a trouvé dans les séries plusieurs années de discontinuité et, dans tous les cas, les métadonnées localisées par la recherche historique ont été aussi déterminées par le test statistique. Ceci a permis d'évaluer l'exactitude du test et de corriger les séries.

Successivement ont été calculées les tendances sur les séries des précipitations et des températures saisonnières et annuelles. Pour les séries des précipitations saisonnières on a déterminé plusieurs tendances décroissantes surtout en hiver, tandis qu'en automne et au printemps les trends ont montré une tendance croissante (tab. 2) même si, dans la plupart des séries, le test de Mann Kendall n'a pas permis d'accepter la tendance estimée. Seules les tendances relatives au printemps et à l'été de Vercelli, Carcoforo et Oropa sont statistiquement significatives. Dans la localité de Vercelli, en été, on a calculé une tendance décroissante de -0.7 ± 0.6 mm/an qui correspond à une baisse de 35 mm dans les derniers 50 ans (fig. 2). A Oropa et Carcoforo, au printemps, ont été déterminées des tendances positives de $+8 \pm 3$ mm/an dans la localité d'Oropa et de $+5 \pm 2$ mm/an dans la localité de Carcoforo (fig. 2), des valeurs qui correspondent respectivement à une hausse des précipitations de 400 mm et 260 mm dans les derniers 50 ans.

Localité	Hiver	Printemps	Eté	Automne	An
Vercelli	(-)	(-)	(-) p=0.01	(+)	(-)
Asti	/	/	/	/	(-)
Torino	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)
Bra	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)
Cumiana	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)
Varallo Sesia	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)
Luserna S. G.	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)
Susa	/	/	/	/	(-)
Mondovì	/	/	/	/	(-)
Ala di Stura	(-)	(+)	(-)	(-)	(-)
Salbertrand	(-)	(+)	(+)	(-)	(-)
Piedicavallo	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)
Carcoforo	(+)	(+) p=0.02	(-)	(+)	(+)
Oropa	(+)	(+) p=0.01	(+)	(+)	(+)
Bardonecchia	(+)	(+)	(-)	(+)	(-)
Valprato soana	(-)	(+)	(-)	(+)	(+)

Tableau 2. Tendances saisonnières et annuelles de précipitations déterminées dans chaque localité: (-) tendance décroissante; (+) tendance croissante; / tendance non calculée. Pour les localités de Vercelli, Carcoforo et Oropa on indique aussi la valeur de la probabilité associée au test de Mann Kendall ($p < 0,05$), ce qui signifie que la tendance relevée est statistiquement acceptable.

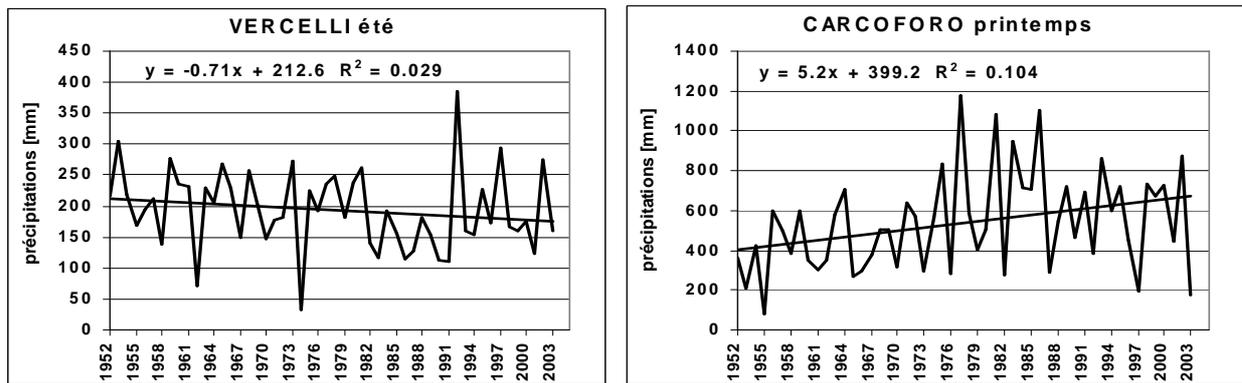


Figure 2. Tendances des précipitations saisonnières calculées dans la localité de Vercelli en été et dans la localité de Carcoforo au printemps pour une période de 52 ans, de 1952 à 2003.

Les tendances calculées sur les séries annuelles des précipitations ont mis en évidence une tendance décroissante dans la plupart des localités, surtout dans les stations situées à une altitude inférieure à 1000 m (tab. 2). Par contre, des tendances positives ont été calculées dans les localités situées au-dessus de 1000 m, comme par exemple dans les stations de Piedicavallo, Carcoforo et Oropa (tab. 2). Cependant il faut souligner que dans aucune des localités examinées le test de Mann Kendall n'a déterminé une tendance statistiquement significative.

Dans les séries saisonnières des températures maximum et minimum ont été calculées, dans la plupart des cas, des tendances croissantes et le test de Mann Kendall a permis d'accepter les valeurs estimées.

Pour les températures maximum la croissance la plus grande, 0.04 ± 0.01 °C/an, est enregistrée dans les stations de Turin et Luserna S. G. en hiver, pendant que la croissance la plus petite a été de même calculée dans ces deux localités en été.

Pour la série des températures minimum la croissance la plus grande est enregistrée dans la station de Luserna S. G. en hiver et au printemps ($+0.06 \pm 0.01$ °C/an), pendant que la croissance la plus petite a été déterminée dans les stations de Vercelli et Varallo Sesia en automne ($+0.01 \pm 0.01$ °C/an).

Dans toutes les localités analysées, sur les séries annuelles des températures maximum et minimum, ont été calculées des tendances positives, et le test de Mann Kendall a permis d'accepter les tendances estimées (tab. 3).

Dans les localités de Vercelli, Turin et Luserna S. G. la croissance la plus grande est enregistrée dans les séries des températures minimum, à Varallo Sesia et Asti dans les températures maximum. Dans la station d'Oropa, par contre, on a calculé la même hausse pour les températures maximum et minimum, $+0.04 \pm 0.01$ °C/an. Luserna S. G. présente une plus grande croissance des valeurs des températures de $+0.060 \pm 0.004$ °C/an pour les températures maximum (fig. 3) et $+0.05 \pm 0.01$ °C/an pour les températures minimum.

TEMPERATURES MAXIMUM											
Vercelli		Asti		Torino		Luserna S. G.		Varallo Sesia		Oropa	
+0.03±0.01	p=0.01	+0.03±0.01	p=0.01	+0.03±0.01	p=0.003	+0.05±0.01	p=0.001	+0.04±0.01	p=0.001	+0.04±0.01	p=0.001
TEMPERATURES MINIMUM											
+0.05±0.01	p=0.001	+0.006±0.008	p=0.001	+0.04±0.01	p=0.001	+0.060±0.004	p=0.001	+0.03±0.01	p=0.001	+0.04±0.01	p=0,001

Tableau 3. Tendances calculées sur les séries annuelles des températures maximum et minimum pour une période de 53 ans, de 1951 à 2003. On a reporté la valeur de la probabilité associée au test de Mann Kendall ($p < 0,05$) pour indiquer si la tendance enregistrée est statistiquement acceptable.

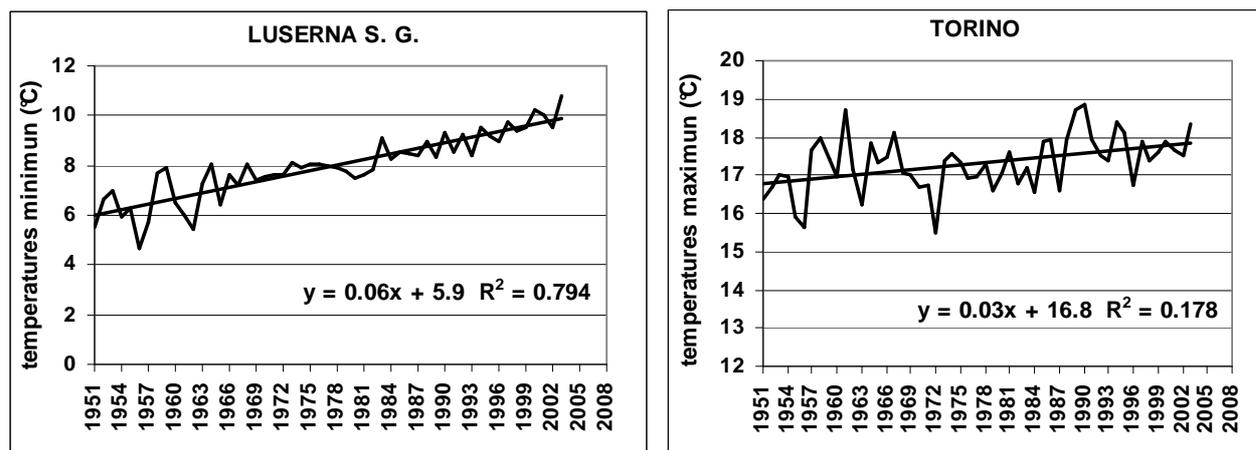


Figure 3. Tendance des températures minimum annuelles calculée dans la localité de Luserna S. G. et tendance des températures maximum annuelles calculée à Turin pour une période de 53 ans, de 1951 à 2003.

Conclusion

L'étude des séries thermo-pluviométriques de la région Piémont a permis de connaître la tendance, dans les 53 dernières années, de 1951 à 2003, des principales variables météorologiques.

Pour la série des températures maximum et minimum, on a relevé une croissance graduelle qui se manifeste surtout sur la série des températures minimum d'hiver et sur la série des températures maximum de printemps. En hiver la hausse des températures minimum varie entre $+0.02 \pm 0.01^\circ\text{C}/\text{an}$ et $+0.06 \pm 0.01^\circ\text{C}/\text{an}$, alors que pour les températures maximum, au printemps, la hausse est comprise entre $+0.02 \pm 0.01^\circ\text{C}/\text{an}$ et $+0.03 \pm 0.01^\circ\text{C}/\text{an}$. Ces comportements ont permis de déterminer à un niveau annuel une tendance croissante des températures, et la hausse la plus grande a été calculée sur la série des températures minimum, où la croissance varie entre $+0.03 \pm 0.01^\circ\text{C}/\text{an}$ et $+0.060 \pm 0.004^\circ\text{C}/\text{an}$, conformément à ce qui est rapporté par la Communauté Scientifique internationale (IPCC, 2001).

Pour les séries des précipitations, on n'a pas trouvé de tendance statistiquement significative, mais le travail réalisé a permis d'indiquer le comportement décroissant des quantités de pluie surtout en hiver, tandis qu'en automne et au printemps les tendances indiquent une croissance des précipitations. Malgré une légère croissance des précipitations dans quelques saisons, au niveau annuel la plupart des stations présentent une tendance décroissante et seules quelques localités situées à une altitude supérieure à 1000 m au-dessus du niveau de la mer enregistrent une tendance croissante dans la quantité de pluie annuelle.

Références bibliographiques

- Alexandersson H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Int. J. Climatol.*, **6** 661-675.
- Alexandersson H. et Moberg A., 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part 1: Homogeneity test for linear trends. *Int. J. Climatol.*, **17**, 25-34.
- Alexandersson H. et Moberg A., 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part 2: homogenized gridded air temperature compared with a subset of global air temperature since 1861. *Int. J. Climatol.*, **17**, 35-54.
- Biancotti A., Bellardone A., Bovo S., Giacomelli L. et Marchisio C., 1998. Distribuzione regionale di piogge e temperature. *Direzione dei Servizi Tecnici di Prevenzione • Settore Meteoidrografico e Reti di Monitoraggio, Dipartimento di Scienze della Terra*, **1**, 80 p.
- Brunetti M., Buffoni I., Maugeri M. et Nanni T., 2000. Precipitation intensity trends in northern Italy. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1017-1031.
- Brunetti M., Maugeri M., Monti F. et Nanni T., 2006. *Temperature* and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.* **26**, 345-381.
- Crisci A., Gozzini B., Meneguzzo F., Pagliare S. et Maracchi G., 2002. Extreme rainfall in a changing climate: regional analysis and hydrological implications in Tuscany. *Hydrol. Process.* **16**, 1261-1274.
- Eischeid J., Pasteris P., Diaz H., Plantico M. et Lott N., 2000. Creating a serially complete, national daily time series of temperature and precipitation for the western United States. *Journal of Applied Meteorology* **39**, 1580-1591.
- Eischeid J., Bruce Baker C., Karl T. et Diaz H., 1995. The quality control of long-term climatological data using objective data analysis. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 2787-2795.
- IPCC, 2001. *Climate Change – The scientific basis*. Cambridge University press, 84 p.
- Moonen A.C., Ercoli L., Mariotti M. et Masoni A., 1990. Climate change in Italy indicated by agrometeorological indices over 122 years. *Agricultural and Forest Meteorology*, **111**, 13-27.
- Paulhus J. et Kohler M., 1952. Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review* **80**, 129-133.
- Peterson T., Easterling D., Karl T., Groisman P., 1998. Homogeneity adjustment of in situ atmospheric climate data: a review. *Int. J. Climatol.* **18**, 1493-1517.
- Stèpànek P., 2005. AnClim – software for time series analysis. *Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB*.
- Tank K., 2002. Daily dataset of 20TH-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.* **22**, 1441-1453.
- Tank K., Konnen G. et Selten F., 2005. Signal of anthropogenic influence on European warming as seen in the trend patterns of daily temperature variance. *Int. J. Climatol.* **25**, 1-16.

EVOLUTION DES SAISONS DES PLUIES POTENTIELLEMENT UTILES AU TOGO DE 1950 à 2004

ADEWI E.¹, BADAMELI K.M.S¹, DUBREUIL V.²

¹ Université de Kara, B.P 43 Kara, Togo, essotalani@yahoo.fr

² COSTEL-LETG, UMR 6554 CNRS, Université de Rennes-2, vincent.dubreuil@uhb.fr

Résumé : Depuis les années 1970 sévit au Togo une crise pluviométrique. Elle se caractérise par une désorganisation des saisons des pluies potentiellement utiles (SPPU). Aussi, cette péjoration se manifeste-t-elle par le rétrécissement de la SPPU du Nord et de la grande SPPU du Sud-Togo (retard très sensible de la date de démarrage des précipitations). L'analyse confirme le caractère très marqué du déficit pluviométrique de la petite SPPU méridionale et la tendance de sa disparition.

Mots-clés : Togo, péjoration climatique, saison des pluies.

Abstract: The pluviometric crisis has been rife in Togo since the 1970. It is characterized by the disorganization of the potentially useful seasons (SPPU). This pejoration is also indicated by the shrinking of the SPPU in the North and big SPPU in the Southern Togo (a very noticeable delay of the rainfall starting date). The analysis confirms the very marked character of the pluviometric deficit of the small Southern SPPU and its tendency to disappear.

Key words: Togo, climatic pejoration, rainy season.

Introduction

Le Togo, avec une superficie de 56000km², est un petit pays francophone noyé dans l'immensité africaine. Situé entre le 6^{ème} et le 11^{ème} degré de latitude nord, il s'étend sur 600 km le long du méridien de Greenwich. Son ouverture sur le Golfe de Guinée se fait par une façade maritime exiguë de 55 km. Cette situation géographique fait qu'on passe d'un régime climatique bimodal franc dans le Sud à un régime monomodal au Nord-Togo (fig. 1).

Depuis la fin des années 1960, le Togo est éprouvé par une péjoration des pluies estivales qui a eu un impact fort sur l'activité agricole. L'étude statistique des anomalies relatives aux quantités précipitées ne suffit pas pour un diagnostic de cette crise pluviométrique sur l'agriculture pluviale togolaise : en effet, la pratique d'une culture donnée, outre la qualité du sol, tient compte de la longueur de la saison des pluies. Le travail mené ici a pour objectif de montrer l'existence de cette récession pluviométrique à partir de l'analyse de l'évolution des dates de début et de fin des saisons des pluies potentiellement utiles (SPPU) et de l'analyse de la tendance de leurs durées.

1. Données et méthodes

De nombreux auteurs ont délimité les différentes saisons climatiques sous les tropiques. Leurs travaux ont permis de caractériser les mois secs et les mois pluvieux. C'est ainsi que dans le cas du Togo, la détermination de la longueur de la saison des pluies (date de début et de fin) a été faite par T. Awesso et S.V.K. Sivakumar (1996). Après analyse de la pluviométrie au Togo, ils sont parvenus à l'hypothèse suivante :

- Pour les régions à quatre saisons, la date de début des pluies se situe après le 1^{er} février pour la grande saison des pluies, quand la quantité de pluie recueillie en trois jours consécutifs est au moins égale à 25 mm et quand aucune période de sécheresse de pluie de sept jours n'intervient au cours des 30 jours suivants.
- La date de la fin de cette saison a lieu quand, après le 1^{er} juillet, on n'enregistre plus de pluies pendant au moins 20 jours.

- De même, la date de début des pluies de la petite saison se situe après le 1^{er} août lorsque la quantité d'eau recueillie en trois jours consécutifs est au moins égale à 25 mm et quand aucune période sèche de sept jours n'intervient au cours des 30 jours suivants. La fin de la petite saison est atteinte quand après le 1^{er} novembre, il n'y a plus de pluie pendant au moins 20 jours consécutifs.

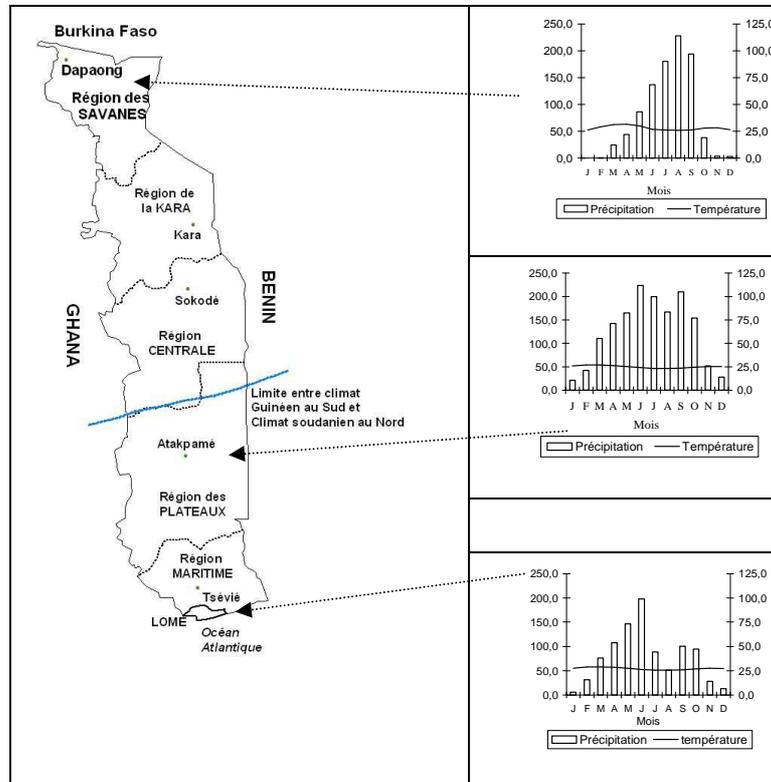


Figure 1. Carte du Togo avec diagrammes climatiques.

- Pour les régions à deux saisons, ils ont conservé les mêmes hypothèses pour la date de début des pluies que dans le cas de la grande saison pluvieuse au sud. Cependant, ils considèrent que la date de la fin des pluies intervient après le 1^{er} octobre, lorsqu'il n'y a plus de précipitations pendant au moins 20 jours.

Toutefois, la définition des critères agro-climatiques de début réel des pluies (Samba et al., 1999), nous conduit à modifier les critères précédents pour définir les saisons des pluies potentiellement utiles (SPPU) au Togo. Aussi, avons-nous considéré que la SPPU commence dès qu'on enregistre une hauteur de pluie d'au moins 15 mm sur 2 jours consécutifs non suivis d'une séquence de 7 jours sans pluie durant 20 jours à partir du mois d'avril sous climat soudanien, de mars (grande saison pluvieuse) et de septembre (petite saison pluvieuse) pour le climat guinéen du Sud-Togo.

La fin de la SPPU intervient lorsque 2 jours consécutifs reçoivent un total pluviométrique de moins d'un millimètre et suivis d'une période d'au moins 6 jours sans pluie ou quand leur total est inférieur à 10 mm à partir de la troisième décade de juin (grande SPPU) et/ou de la deuxième décade d'octobre (Nord-Togo) et novembre (petite SPPU).

Les données de pluie de la période retenue (1950-2004) ont été recueillies à la Direction Nationale de la Météorologie à Lomé. L'étude porte sur l'exploitation des données journalières des 8 stations synoptiques du Togo. Nous avons privilégié les méthodes statistiques. La notion de fréquence utilisée ici correspond à la probabilité d'observation des phénomènes.

2. Résultats

2.1. Validation statistique et variation des dates de début des SPPU au Togo

En climat soudanien, en moyenne, sur la période 1950-2004, le début des SPPU intervient entre le 22 avril et le 18 mai. La grande SPPU du Sud-Togo débute en moyenne en avril et la petite SPPU en septembre (fig. 2b). Cependant, d'une station à une autre, et d'un climat à un autre, la variabilité interannuelle est très élevée. Pour toutes les stations, un glissement de dates de début apparaît au cours de la période 1970-2004. En effet, il ressort de l'analyse du tableau 2 que les dates tardives d'installation de la SPPU (80%) à Mango (14 mai), dans le Kloto (03 avril) et Tabligbo (02 avril) au cours de la période 1950-69 correspondent plutôt aux dates précoces de début des pluies (20%) durant la période 1970-2004. A Niamtougou et à Sokodé, ce sont les dates moyennes de début de la 1^{ère} période (respectivement 22 avril et 16 avril) qui deviennent les dates précoces du démarrage des pluies de la seconde période. A Atakpamé, par contre, on note un décalage d'un mois (du 14 avril au 14 mai) entre les dates moyennes des deux périodes. La station de Lomé se singularise par le fait que sa date tardive (20 avril) de 1950-1969 coïncide approximativement avec le début moyen des pluies de 1970-2004 (26 avril).

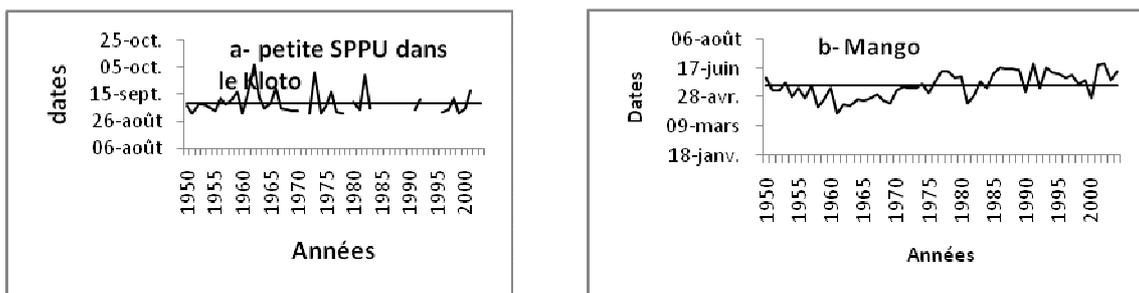


Figure 2. Fluctuation de dates de début de la SPPU.

La petite SPPU depuis les années 1970 est sporadique. Cependant, les années où elle existe, sa date de démarrage fluctue peu (fig. 2a).

Cette analyse atteste du retard très sensible du démarrage des SPPU depuis les années 1970.

Pour mesurer l'étendue de la variabilité temporelle de ces dates de début au cours des différentes périodes, nous avons fait la différence entre les dates obtenues au seuil de fréquence de 2 et 8 années sur 10. Cela nous a permis de noter qu'il y a plus un risque potentiel pour le début des activités agricoles de la période 1970-2004 dès lors que l'installation de la saison des pluies est plus variable qu'au cours de la période précédente. Excepté Niamtougou (28 jours), au moins 35 jours séparent la date précoce de la date tardive dans les autres stations de 1970 à 2004 (tab. 2).

SPPU au nord

		20%	Méd.	80%
Mango	1950-2004	27 avril	18 mai	11 juin
	1950-69	16 avril	27 avril	14 mai
	1970-2004	14 mai	01 juin	14 juin
	1970-2004	22 avril	08 mai	20 mai
Atakpamé	1950-2004	12 avril	27 avril	26 mai
	1950-69	08 avril	14 avril	27 avril
	1970-2004	17 avril	14 mai	31 mai
Grande SPPU du Sud-Togo				
Kloto	1950-2004	17 mars	13 avril	07 mai
	1950-69	15 mars	18 mars	03 avril
	1970-2004	04 avril	30 avril	14 mai
Tabligbo	1950-2004	19 mars	11 avril	03 mai
	1950-69	11 mars	23 mars	02 avril
	1970-2004	01 avril	21 avril	09 mai

Tableau 1. Occurrences des dates de début des SPPU de quelques stations.

Stations	1950-69	1970-2004
Mango	28	31
Atakpamé	19	44
Kloto	19	40
Tabligbo	22	38

Tableau 2. Etendue (en jours) de la variabilité des dates de début des SPPU des différentes périodes dans quelques stations.

2.2. La fin des saisons des pluies potentiellement utiles au Togo

Le mois d'octobre fait figure de mois de fin des SPPU sous climat soudanien. Au Sud-Togo, elle intervient en juillet dans le Kloto et à Tabligbo et en juin à Lomé. Les dates moyennes de fin de la saison des pluies au cours de la période 1950-2004 varient peu dans toutes les stations.

Par rapport à la période 1950-69, les trois dernières décennies du XX^{ème} siècle connaissent un arrêt précoce de deux semaines. Dans le Kloto, par contre, les pluies semblent s'arrêter tardivement durant la période 1970-2004. Cette fin apparemment tardive est due au transfert des pluies de la petite pluvieuse sur les mois de juillet et d'août. Ce phénomène de glissement est surtout observé de 1984 à 1989 où la grande SPPU va jusqu'en septembre. Dans le même temps, on observe la disparition complète de la petite SPPU. On peut alors conclure qu'à l'exception de Kloto, les dates de fin des SPPU restent relativement stables.

Lorsque la petite SPPU existe, sa fin est précoce. Ainsi, on note dans le Kloto et à Lomé que les dates précoces de fin des pluies (14 et 03 novembre) de 1950-69 sont plutôt repérées comme dates moyennes de fin de pluies de 1970 à 2004. La date de la fin moyenne des pluies à Tabligbo devient plus tardive depuis les années 1970. Par ailleurs, on observe un décalage d'un mois (du 17 novembre au 17 octobre) entre la date moyenne de fin des pluies (1950-69) et l'arrêt prématuré de la saison durant l'intervalle de temps 1970-2004 (tab. 3).

SPPU au nord-Togo

Stations	Périodes	20%	Méd.	80%
Mango	1950-2004	10 oct.	20 oct.	31 oct.
	1950-69	26 oct.	30 oct.	03 nov.
	1970-2004	08 oct.	15 oct.	22 oct.
Atakpamé	1950-2004	21 oct.	30 oct.	07 nov.
	1950-69	02 nov.	06 nov.	16 nov.
	1970-2004	18 oct.	26 oct.	02 nov.
Grande SPPU du Sud-Togo				
Kloto	1950-2004	04juil	23 juil.	05 août
	1950-69	05 juil.	21 juil.	28 juil.
	1970-2004	04 juil.	26 juil.	06 août
Tabligbo	1950-2004	29 juin	10 juil.	16 juil.
	1950-69	29 juin	07 juil.	14 juil.
	1970-2004	30 juin	11 juil.	17 juil.
Petite SPPU du Sud-Togo				
Kloto	1950-2004	31 oct.	13 nov.	28 nov.
	1950-69	14 nov.	24 nov.	05 déc.
	1970-2004	31 oct.	13 nov.	29 nov.
Tabligbo	1950-2004	29 oct.	13 nov.	27 nov.
	1950-69	10 nov.	19 nov.	02 déc.
	1970-2004	27oct.	08 nov.	17 nov.

Tableau 3. Occurrences des dates de fin des SPPU.

2.3. La durée des saisons des pluies potentiellement utiles au Togo

La durée de la saison des pluies est obtenue par la différence entre la fin et le début des précipitations. Les dates de début et de fin des saisons potentiellement utiles ont été lissées, à cause de leur grande variabilité par la méthode des moyennes mobiles quinquennales. Les résultats montrent que la durée des saisons de pluies diminue de part et d'autre de la chaîne atokorienne qui traverse le pays en diagonale du Sud-Ouest vers le Nord-Est et qui est la zone la plus arrosée du Togo. Les SPPU durent près de six mois en moyenne (176 jours à Niamtougou, 180 jours à Sokodè et 183 jours à Atakpamé) et la grande SPPU avoisine quatre mois (117 jours dans le Kloto). Les plaines septentrionale (Mango, Dapaong) et méridionale (Tabligbo et Lomé) sont les moins arrosées.

L'évolution temporelle fait apparaître un rétrécissement de la durée des SPPU, dû à un retard de son installation et/ou à la précocité de sa fin. En effet, de 1950 à 1969, la saison compte en moyenne 183 jours à Mango, 194 jours à Niamtougou, 208 jours à Sokodè et 206 jours à Atakpamé (en zone soudanienne). Mais depuis, la fin des années 1960, on assiste à une réduction de plus 30 jours en moyenne de cette durée (138 jours à Mango, 168 jours à Niamtougou, 165 jours à Sokodè et 169 jours à Atakpamé).

Au Sud-Togo, le rétrécissement de la grande saison est très nuancé. Aussi, dans le Kloto, la période couvrant la fin des années 60 jusqu' au milieu de la décennie 80 connaît- elle un amenuisement de la saison des pluies (inférieure à 80 jours) alors que la fin des années 80 présente des saisons de longues durées (plus de 100 jours). Cette situation pluviométrique reluisante n'est que de courte durée puisque depuis les années 90, la durée de la grande SPPU est à nouveau en nette diminution (fig. 3).

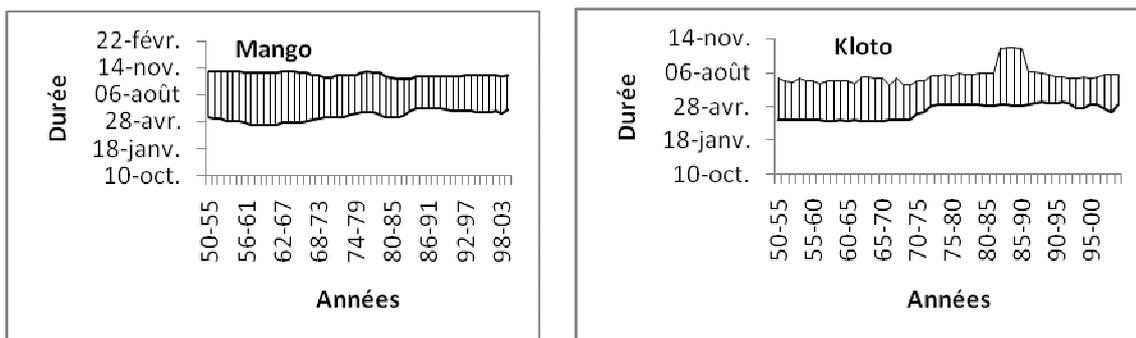


Figure 3. Evolution de la SPPU (dates de début, de fin et la durée des saisons).

Conclusion

L'étude de l'évolution des saisons potentiellement utiles au Togo montre que la crise pluviométrique qui perdure depuis les années 70 est associée à une modification des SPPU. On observe la diminution de la longueur de la saison des pluies, un retard dans l'installation effective des précipitations et une quasi disparition de la petite SPPU au Sud-Togo. La notion de saison des pluies potentiellement utiles étant plus pratique du fait de sa spécificité de prendre en compte la période pluviale présentant une disponibilité en eau nécessaire aux besoins des plantes durant le cycle végétatif (Samba et al., 1999), on comprend alors que le paysan togolais est confronté à une modification de son calendrier agricole. Une question est de savoir comment réagit-il face à cette nouvelle donne ?

Références bibliographiques

- Awesso T., Sivakumar M., 1996. L'analyse pluviométrique du Togo pour une planification à long terme. Centre sahélien de l'ICRISAT, 158 p.
- Diop M., Houndenou C., Richard Y., 1996. Variabilité des dates de début et de fin de l'hivernage au Sénégal (1950-1991). *Publ. de l'Assoc. Intern. de Climatologie*, **9**, 431-436.
- Samba G., Massouangui M., Ibiassi G., Pounza M., 2006. L'évolution climatique et ses risques dans le monde rural du Sud-Congo. *Publ. de l'Assoc. Intern. de Climatologie*, 504-507.
- Mbayi R., Samba, G., Maloba Makanga J.-D., 1999. Les saisons des pluies potentiellement utiles (SPPU) sur les plateaux Batéké et sur le plateau des Cataractes en République du Congo. *Publ. de l'Assoc. Intern. de Climatologie*, **12**, 191-199.
- Tchiadeu G., Tsalefac M., Mbayi R., 1999. Délimitation de la saison des pluies dans le Nord-Cameroun (6°-11° Nord), *Publ. de l'Assoc. Intern. de Climatologie*, **12**, 151-158.

VULNERABILITE DES RESSOURCES EN EAU SUR LE BASSIN DE L'OUEME A SAVE : ETUDE CLIMATIQUE SUR LA PERIODE 1965-2002

AKOIGNONGBE Arsène¹, VISSIN Expedit Wilfrid^{1,2}, ZANNOU A.³, BOKO Michel¹

(1) Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en eau et de la Dynamique des Ecosystèmes. Université d'Abomey-Calavi. BP 1338, Abomey-Calavi, République du Bénin. Courriel : arjok2005@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, mboko47@yahoo.fr

(2) Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21 000 Dijon.

(3) Direction Générale de l'Eau, Bloc Recherche, 08 BP 841 Aéroport, Cotonou, Bénin Courriel : arnaud.zannou@ird.fr, coordination projet Ouémé-2025

Résumé : Ce travail s'insère dans le Projet Ouémé-2025 initié par la Direction Générale de l'Eau (programme AMMA-Bénin). Ce projet consiste à analyser la Dynamique et la Disponibilité des Ressources en Eau du Bassin de l'Ouémé à l'horizon 2025. En effet, la fluctuation des hauteurs de pluie sur la période 1965-2002 a un impact remarquable sur les ressources en eau du bassin de l'Ouémé.

L'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations montre une tendance générale à la baisse de la pluviométrie depuis les années 1970. Le déficit pluviométrique entre les périodes avant et après 1970 est largement amplifié par les écoulements et les recharges du bassin. Les résultats de cette étude mettent en évidence la vulnérabilité des ressources en eau du bassin de l'Ouémé au changement climatique.

Mots-clés : Ressource en eau, déficit pluviométrique, écoulement, recharge.

Abstract: This work fits under S1 project of the Ouémé-2025 Project initiated by the Head office of Water within the framework of the AMMA-Benign program. For this purpose, it falls under the analysis of the Dynamics and the Availability of the Water resources of the Basin of Ouémé by 2025.

Indeed, the fluctuation height of rain over the period 1965-2002 has a remarkable impact on the water resources of the basin of Ouémé to the bridge of Savè.

It arises from the analysis of the space-time variability of precipitations a general tendency to the fall of pluviometry since the years 1970. The rainfall deficit between the periods before and after 1970 is largely amplified in the flows and the refills of the basin. The results of this study highlight the vulnerability of the water resources of the basin of Ouémé at the climate change.

Key word: water resource, rainfall deficit, flow, refill

Introduction

Depuis 1970, l'Afrique de l'Ouest connaît une baisse des précipitations (OLIVRY, 1993). Cette baisse a eu des répercussions sur les ressources en eau superficielles et souterraines, et les productions qui en dépendent. Au Bénin, cette baisse des précipitations a entraîné une diminution moyenne de 40% des écoulements dans le bassin versant de l'Ouémé supérieur notamment à Savè. L'objectif de cette étude est de mettre en évidence les manifestations et impacts des fluctuations climatiques actuelles en vue de permettre une meilleure gestion intégrée des ressources en eau dans le bassin de l'Ouémé à Savè.

1. Données et méthodes

Deux types de données ont été utilisés : les chroniques d'observations hydrométriques (écoulement et recharge) et les données climatologiques (précipitations et ETP), collectées à la SH/DG-Eau et à l'ASECNA et couvrant la période 1965 à 2002.

Le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) a été réalisé à partir de l'ETP de PENMAN suivant la formule : $ETR = \alpha ETP$. Le coefficient α traduit la disponibilité en eau dans les premiers horizons du sol et est toujours inférieur ou égal à 1.

L'hypothèse de SUTCLIFFE et PIPER, (1986) a été utilisée, à savoir :

Si $P_i > ETP_i$, $\alpha = 1$ où P_i = pluie mensuelle en mm ;

Si $P_i < ETP_i$, $\alpha = P_i / ETP_i$ où ETP_i = évapotranspiration potentielle mensuelle en mm.

Cette méthode de détermination de l'ETR, s'applique à des données mensuelles pas à pas.

Le bilan hydrologique $P = E + Le + I$ (avec P : hauteur de pluie en mm ; E : évaporation en mm ; Le : lame écoulée en mm et I : infiltration en mm), a permis d'estimer l'infiltration (recharge) (Le BARBE et al, 1993).

Le bilan climatique s'exprime par la formule suivante :

$$Bc = P - ETP$$

Avec : Bc , bilan climatique en mm, P , pluie totale annuelle en mm et ETP , évapotranspiration réelle en mm.

La lame écoulée annuelle $Lec = \frac{V_{ec}}{S} \cdot 10^{-3}$ avec $Vec = Q \cdot t$ est déterminée, avec Q : débit du bassin (m^3/s), S : superficie du bassin et t : le temps considéré.

Le déficit d'écoulement $Déc$ a été calculé grâce à la formule : $Déc = m_1 - m_2 / m_1 \cdot 100$, avec m_1 , la moyenne de la première période et m_2 celle de la deuxième période.

Le coefficient d'écoulement (C) a été calculé grâce à la formule : $C = \frac{Q}{P} \times 100$. Il correspond au rapport entre lame ruisselée (Q) et lame précipitée (P). Le coefficient d'écoulement (C) évolue suivant les variations climatiques et souligne les différences de comportement entre les pluies et les écoulements.

La méthode d'estimation de l'infiltration retenue dans cette étude représente le solde du bilan hydrologique. Les autres termes du bilan sont eux-mêmes connus avec une certaine imprécision. Cette imprécision va se répercuter sur l'infiltration estimée. On peut définir : $I = P - (L + E)$ Avec : I : infiltration en mm ; P : pluie en mm ; L : écoulement en mm ; E : évaporation en mm.

Les indices pluviométriques réduits ont été utilisés grâce à la formule : $(I_i = (P_i - P_{moy}) / \sigma)$ avec P_i : cumul annuel de l'année i , P_{moy} et σ respectivement la moyenne et l'écart type des précipitations sur la période considérée).

2. Résultats

2.1. Variabilité pluviométrique interannuelle

2.1.1 Evolution des hauteurs de pluies et variabilité pluviométrique interannuelle dans le bassin de l'Ouémé à Savè

L'analyse de l'évolution interannuelle des pluies dans le bassin de l'Ouémé à Savè sur la période 1965-2002 révèle que l'ensemble du bassin a connu successivement trois phases :

- la première montre une phase de croissance pluviométrique dans la décennie 1960 ;
- la deuxième montre une phase de baisse ou de récession pluviométrique dans les décennies 1971-1980 ;
- la troisième montre une phase de reprise pluviométrique dans les décennies 1997-2000.

La figure 1 met en évidence une baisse progressive des hauteurs de pluie de 1965 à 1992 avec une remontée relative au début de la décennie 1990. Cela souligne les baisses pluviométriques marquées dans une première phase aiguë des années 1973 et 1974 (Olivry, 1993). Ces baisses se sont poursuivies, même si elles ont varié en intensité et en étendue suivant les années. Une recrudescence sensible de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1986. Les anomalies positives sont plus fréquemment observées avant 1972, en particulier en 1966, 1967 et 1968 marquées par un net excédent pluviométrique. La figure 2 confirme bien

ces résultats avec la moyenne de pluie de la sous période 1965-1972 supérieure à celle de la période 1973-2002.

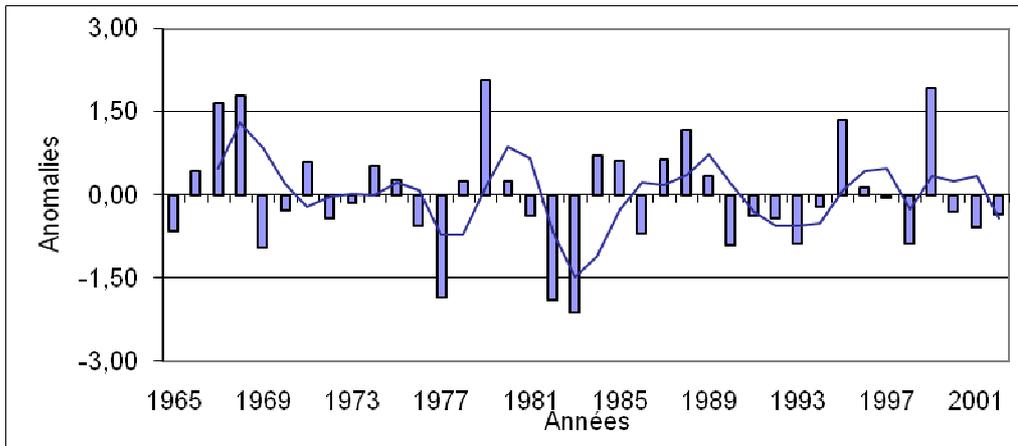


Figure 1. Variabilité interannuelle des anomalies de pluies à Savè (1965-2002).

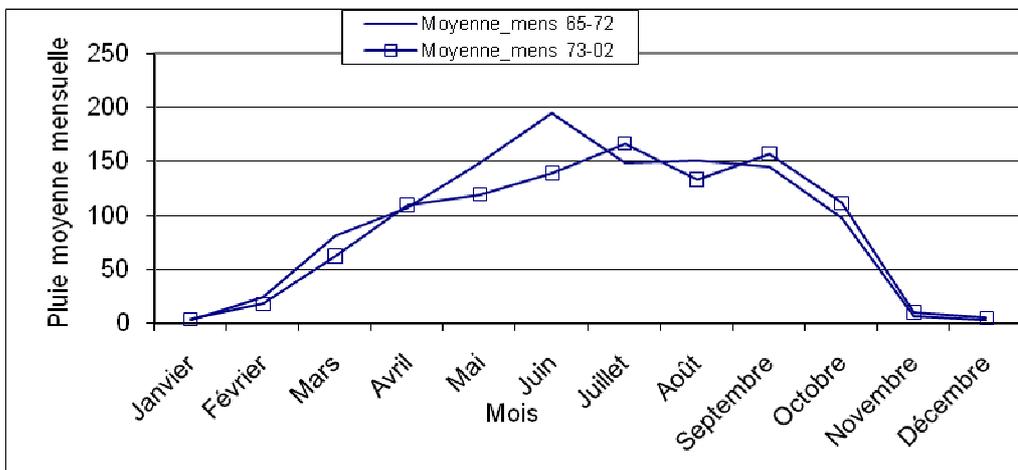


Figure 2. Evolution du régime pluviométrique mensuel à Savè par sous périodes.

2.1.2 Evolution de la pluviométrie sur les sous périodes 1965-1972 et 1973-2002

L'étude comparée des deux sous-périodes permet de mettre en évidence la baisse marquée des hauteurs de pluie saisonnières sur la sous-période 1972-2002. La figure 3 montre que la saison pluvieuse de la sous-période 1965-1972 est plus arrosée, avec un maximum d'août supérieur à 150 mm. La sous-période 1972-2002 est nettement déficitaire (tab. 1).

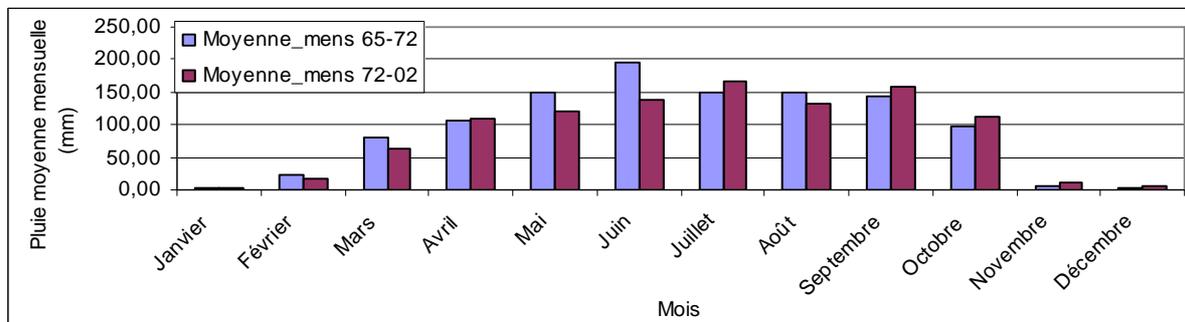


Figure 3. Régime pluviométrique des périodes 1965-1972 et 1973-2002 dans le bassin de l'Ouémé à Savè.

Les trois mois les plus humides (juin, juillet et août) fournissent 46,67 % de la pluviométrie annuelle de la période 1965-2002. Le déficit de ces mois durant la sous-période 1973-2002 par rapport à la sous-période 1965-1972 est de -18 %.

Mois	1965-1972	1973-2002	Ecart	Déficits (%)
Juin	195	139	-56	-29
Juillet	148	167	19	13
Août	151	133	-18	-12
Total			-93	-28

Tableau 1. Déficits entre les sous-périodes 1965-1972 et 1973-1992 des mois les plus humides dans le bassin de l'Ouémé à Savè.

Les mois de juin (1965-1972) juillet (1973-2002) paraissent marqués par la plus forte péjoration pluviométrique observée dans le bassin de l'Ouémé à Savè, avec des déficits pluviométriques de plus de -29 et -13 % respectivement. Le déficit pluviométrique est de -6% pour les mois humides et de -2% pour les mois secs (tab. 2).

	1965-1972	1973-2002	Ecart (mm)	Déficits (%)
12 mois de l'année	1107	1039	-68	-6
3 mois plus arrosés (Juin, Juillet et Août)	637	597	-40	-6
Mois secs (Janvier, Février, Mars, Avril, Mai, Septembre, Octobre, Novembre, Décembre)	615	600	-15	-2
Poids des trois mois dans la pluie annuelle (%)	58,00	57,00		

Tableau 2. Récapitulation de l'impact du déficit des mois humides sur le déficit global entre les sous-périodes 1955-1972 et 1973-1992 dans le bassin de l'Ouémé à Savè.

3. Evolution de l'écoulement dans le bassin de l'Ouémé à Savè pour la période 1965-2002

3.1. Variabilité interannuelle de l'écoulement

La figure 4 présente l'évolution interannuelle des débits moyens annuels (valeurs centrées réduites) de chacune des rivières. La période de plus forts débits entre 1965 et 1972 a été marquée par les crues entre 1967 et 1969. Des années de grands déficits d'écoulement comme 1976, 1983, 1984, 1987 et 1996 à 2002 sont observées sur la période 1972-2002 et dans ce bassin, les débits sont en baisse au cours des deux dernières décennies (1971-1980 et 1981-1990). Cette tendance persistante mérite d'être soulignée, montrant une dégradation durable des conditions du système hydrologique sur tout l'espace d'étude, malgré un retour à de meilleures conditions de précipitations après 1989-1990.

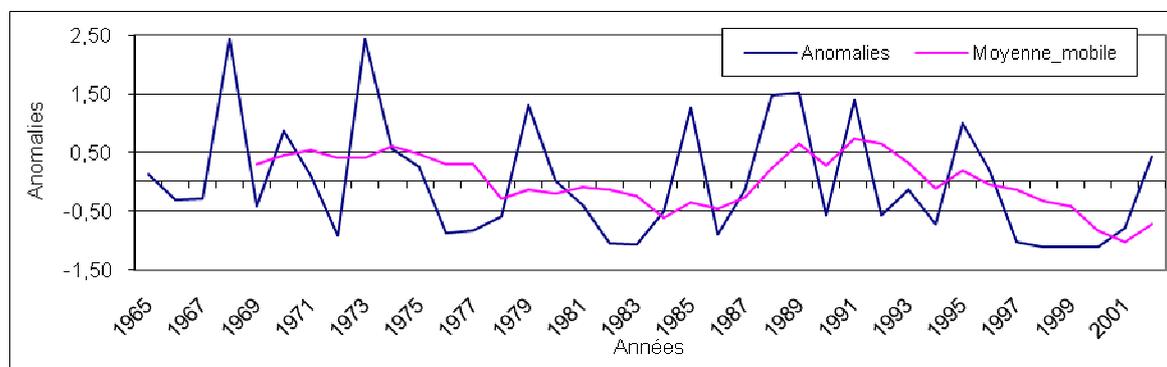


Figure 4. Evolution des écoulements dans le bassin de l'Ouémé à Savè (1965-2002).

3.2. Etude de la variabilité interannuelle des lames écoulées dans les sous bassins pour les sous-périodes 1955-1972 et 1973-1992

L'analyse des débits sur les périodes 1965-1972 et 1973-2002 montre une rupture dans les séries hydrologiques. On note une différence de -26 % entre les débits des deux sous périodes 1965-1972 (137 m³/s) et 1973-2002 (111 m³/s).

Ainsi, depuis les années 1970, le bassin de l'Ouémé en général, comme ceux d'une bonne partie de l'Afrique tropicale (OLIVRY, 1993 ; VISSIN, 2001) connaît une baisse importante de ses ressources en eau. L'évolution de l'écoulement est en accord avec l'évolution pluviométrique, marquée par une première phase aiguë dans les années 1972 et 1973 et qui n'ont jamais cessé, même s'ils ont varié en extension et en intensité suivant les années. Une recrudescence sensible de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1984 et les déficits ont globalement perduré jusqu'à la période actuelle, exacerbés au niveau des écoulements des cours d'eau du bassin. L'incidence de la sécheresse s'est donc largement amplifiée dans les écoulements. Les causes de l'écart entre le déficit pluviométrique et le déficit d'écoulement sont à rechercher, en particulier à l'échelle saisonnière.

3.3. Répartition intra saisonnière comparée des écoulements des sous périodes 1955-1972 et 1973-1992

La figure 5 met en évidence la baisse considérable de l'écoulement en période de hautes eaux à partir des années 1970.

Ce sont surtout les mois de Juillet, Août et Septembre qui ont subi les plus fortes baisses d'écoulement. Le déficit relatif de la sous-période 1973-1992 par rapport à la sous-période 1955-1972 s'accroît de juillet à octobre dans le bassin de l'Ouémé à Savè (tab. 3). L'écart des débits cumulés des mois de juillet, août et septembre entre ces deux périodes est très important : -11 % à Savè. Le mois de Juillet connaît le déficit d'écoulement le moins élevé, marqué par un retard de deux mois par rapport à celui des pluies (août).

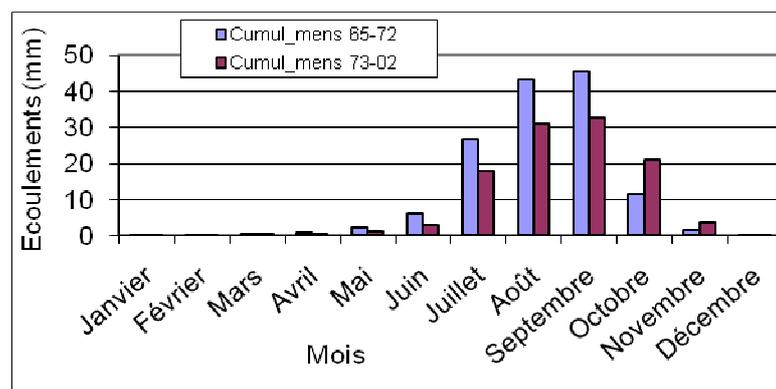


Figure 5. Variation saisonnière de l'écoulement à Savè sur les sous-périodes 1965-1972 et 1973-2002.

Débits (m3/s)				
Mois	1965-1972	1973-2002	Ecart	Déficit (%)
Juillet	27	18	-9	-33
Août	43	31	-12	-28
Septembre	45	33	-12	-27
Moyenne	38	27	-11	-29

Tableau 3. Déficit d'écoulement entre les périodes 1965-1972 et 1973-2002 des mois à débits importants dans le bassin de l'Ouémé à Savè.

Par contre, les déficits d'écoulements les plus marqués sont enregistrés en juillet, août et septembre, et sont décalés dans le temps par rapport à ceux des pluies du fait du temps de réponse des systèmes hydrologiques aux apports pluviométriques.

Par ailleurs, les déficits d'écoulements très élevés observés pourraient être le résultat de l'effet conjugué de la récession pluvieuse et d'importantes pertes d'eau par évaporation.

L'évolution comparée des termes du bilan entre les sous périodes 1965-1972 et 1973-2002 (tab. 4) souligne que pour des déficits pluviométriques de l'ordre de -6 %, les déficits d'écoulement et d'évaporation atteignent respectivement -19 % (soit plus de trois fois le déficit pluviométrique observé) et -6 % dans le bassin de Savè. On note une légère augmentation de l'infiltration aggravant un peu le déficit des pluies, donc pénalisant la recharge. Une légère augmentation de la recharge agit sur les déficits de pluie et d'évaporation. Il ressort de cette analyse que les déficits pluviométriques observés au cours des décennies 70 et 80 s'amplifient considérablement dans les écoulements du bassin de Savè.

Savè	1965-1972	1973-2002	Ecart	Déficit
Pluie	1110	1039	-71	-6
Écoulement	137	111	-26	-19
ETR	836	790	-46	-6
Infiltration	134	138	5	4

Tableau 4. Evolution comparée des fluctuations pluviométriques sur les autres termes du bilan hydrologique dans le bassin de l'Ouémé à Savè sur les sous périodes 1965-1972 et 1973-2002.

Conclusion

Ce travail est une synthèse de l'impact de la variabilité spatio-temporelle du climat sur les ressources en eau sur le bassin de l'Ouémé à Savè. Il présente l'étude de la variabilité pluviométrique sur la période 1965 à 2002 et montre l'impact probable des changements climatiques sur les écoulements à Savè.

Références bibliographiques

Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borely., Gualde D., 1993. Les ressources en eaux superficielles de la république du Bénin, ORSTOM/DH, Editions de l'ORSTOM, collection monographies hydrologiques n°11, 540 pages.

Olivry J. C., 1993. Evolution récente des régimes hydrologiques en Afrique intertropicale. In *l'eau, la terre et les hommes*, hommage à René Frécaut Ed. Presses Universitaires de Nancy, pp 181-190.

Vissin W.E., 2007. Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Centre de Recherches de Climatologie CNRS - UMR 5210, 286 pages.

Vissin W. E., 2001. Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger. Mémoire de DEA. Université de Bourgogne, CNRS, 56 pages.

Zannou A.B., 2006. Détermination des termes du bilan hydrologique sur le bassin de l'Ouémé supérieur (ORE AMMA-CATCH). Approche annuelle et mensuelle avec calcul d'incertitudes associées. Rapport de master Recherche Eau et Environnement. Université de Montpellier II AMMA\ IRD\ HSM\ DH, 82 pages.

ANALYSE DE LA STRUCTURE THERMIQUE DU CLIMAT URBAIN DE PRESIDENTE PRUDENTE - BRÉSIL, À PARTIR D'IMAGE THERMIQUE LANDSAT 7 ET DE MESURES DE SURFACE

AMORIM M.C.C.T. (*), SANT'ANNA NETO J. L. (*), DUBREUIL V. (**)

(*) FCT – UNESP – Presidente Prudente. Rua Roberto Simonsen, 305. CEP 19060-900. Presidente Prudente SP. Brésil. mccta@fct.unesp.br ; joaolima@fct.unesp.br

(**) COSTEL, UMR 6554 CNRS LETG , Université Rennes 2, et Professor Visitante no CDS, Université de Brasilia (bolsista da CAPES) vincent.dubreuil@uhb.fr

Résumé : *Presidente Prudente est une ville moyenne d'environ 200.000 habitants, localisée dans l'ouest de l'Etat de São Paulo – Brésil, à une latitude proche du tropique du Capricorne. Ce travail a comme objectif d'analyser la structure thermique du climat urbain sur la base de l'interprétation du canal thermique du satellite Landsat 7 et des mesures de surface au moyen de transects thermiques. Les résultats montrent que la forme d'urbanisation et les caractéristiques de l'utilisation du sol sont responsables de la distribution de la température en produisant des îlots de chaleur nocturnes dans les quartiers densément construits et dans le centre.*

Mots-clés : *climat urbain, îlot de chaleur, canal thermique, Brésil*

Abstract: *Presidente Prudente is located at 22° 07' 04" South and 51° 22' 57" West, in the State of São Paulo, Brazil. It has a population of approximately 200,000 inhabitants. This research was aimed at analyzing the thermal structure of the urban climate based on the interpretation of the thermal channel of the Landsat 7 satellite and measures for the area through of the definition of two transects, with mobile measurements. Based on the findings, it was possible to identify heat islands of high magnitude. Spatial variations took place according to the land uses and the nature of the relief.*

Key words: *urban climate, heat island, thermal channel, Brazil*

Introduction

Presidente Prudente est une ville moyenne typique localisée dans l'ouest de l'État de São Paulo - Brésil, proche de la latitude du tropique du Capricorne. Fondée il y a environ 90 ans, elle est la capitale d'une région d'agriculture et d'élevage assez étendue d'approximativement 20.000km². Avec environ 200.000 habitants, la ville présente une grande diversité d'occupation du sol, ainsi les quartiers les plus anciens (construits entre les décennies 1950 et 1970) sont densément construits mais avec une couverture végétale arborée significative dans les rues et les fonds de potagers. D'autre part, les secteurs résidentiels qui surgissent dans les décennies 1980/1990, qui sont les plus nombreux, se présentent avec des constructions éparées, avec pelouse et végétation arborée. Dans ces quartiers prévalent les ensembles d'habitations et lotissements destinés à la population de revenu modeste avec des terrains plus petits et des matériaux de construction moins favorables au confort thermique et environnemental (murs fins et couvertures de fibrociment qui stockent beaucoup de chaleur). L'utilisation du sol urbain est peu diversifiée avec des quartiers résidentiels prédominants (87%), tandis que les utilisations industrielles, commerciales et de services, ne totalisent que 13%.

Presidente Prudente possède un climat tropical continental sub-humide caractéristique du centre ouest du Brésil, avec deux saisons dans l'année bien définies : une période chaude et pluvieuse d'octobre à mars (avec des températures moyennes mensuelles autour de 24°C et avec des précipitations qui concentrent 70% du total annuel) et une période plus douce et sèche d'avril à septembre (avec des températures moyennes autour de 20°C et 30% du total des pluies). Malgré cette faible variation thermique moyenne, la région peut connaître des amplitudes élevées lors de l'invasion des systèmes polaires, qui provoquent des épisodes où les températures minimales atteignent 1°C ou 2°C. La région est située dans un secteur de

conflit entre les systèmes tropicaux et extra-tropicaux, avec une variabilité climatique interannuelle assez accentuée.

Ce travail a comme objectif d'analyser la structure thermique du climat urbain sur la base de l'interprétation du canal thermique du satellite Landsat 7 et des mesures de surface au moyen de transects thermiques.

1. Données et méthodes

Pour la mesure des températures de l'air intra-urbaines, des transects mobiles (fig. 1) ont été réalisés le long de parcours nord-sud (42 points de mesures) et est-ouest (78 points de mesures) durant cinq jours représentatifs de l'été et cinq autres de l'hiver 2002, sous des conditions atmosphériques stables (ciel clair et vitesses du vent faibles). On a utilisé des thermomètres numériques, avec des sondes placées aux extrémités de hampes en bois de 1,5m de longueur fixées latéralement à deux véhicules : ceux-ci ont suivi un trajet partant de la périphérie agricole, passant par le centre, pour finir du côté opposé de la ville. Les mesures ont été effectuées entre 20h00 et 20h45, l'horaire le plus approprié dans la mesure où les températures ne connaissent pas de changements rapides.

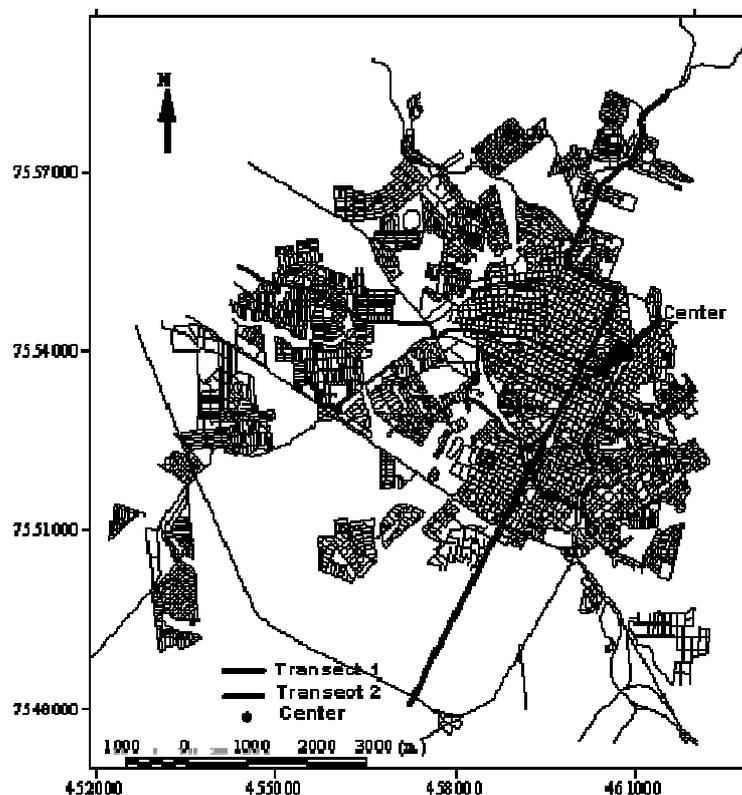


Figure 1. Presidente Prudente - localisation des transects – 2002.

Source : Carte Topographique de la Préfecture Municipale de Presidente Prudente - 1995.

Les systèmes atmosphériques régionaux des jours de mesure de terrain ont été analysés au moyen de cartes synoptiques de surface disponibles sur le site de la Marine du Brésil² et des images de satellite Goes³. L'image Landsat a été acquise sur le site du Global Land Cover Facility⁴. La seule image disponible sur ce secteur (WRS 222-075) est du 21 mars 2001. Les données du canal 6 de Landsat-7 (résolution spatiale de 60 mètres) ont été converties en

² www.mar.mil.br

³ <http://satelite.cptec.inpe.br/imagens/>

⁴ <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>

valeurs de températures de surface en considérant une valeur fixe d'émissivité de 1. On considèrera ici que les changements d'occupation du sol entre 2001 et 2002 sont mineurs et que les conditions atmosphériques de la date de l'image (masse d'air polaire tropicalisée, vent faible et ciel dégagé) sont typiques des situations favorables à la formation d'un îlot de chaleur urbain.

Pour l'analyse des résultats des mesures collectées lors des transects mobiles, des cartes d'isothermes ont été élaborées avec le Logiciel *Surfer for Windows*⁵, permettant ainsi l'identification des variations de la température aux différents points de la ville.

2. Résultats et discussion

La structure thermique du secteur urbain visible sur l'image Landsat 7, traduit l'occupation du sol actuelle, la densité des constructions et le boisement. Dans les quartiers densément construits, principalement dans les ensembles résidentiels avec des couvertures de fibrociment et avec une faible quantité de végétation arborée dans les rues et les fonds de lots, les températures de surface observées sont les plus élevées, atteignant 25°C. Dans les quartiers avec des terrains plus grands, où les constructions n'occupent pas toute la parcelle et, avec la présence de végétation arborée éparse, les températures ont été plus basses (21° C). Dans les parcs et autres secteurs verts urbains, les températures varient entre 19 et 21°C, en fonction du type de végétation plus basse ou arborée (fig. 2).

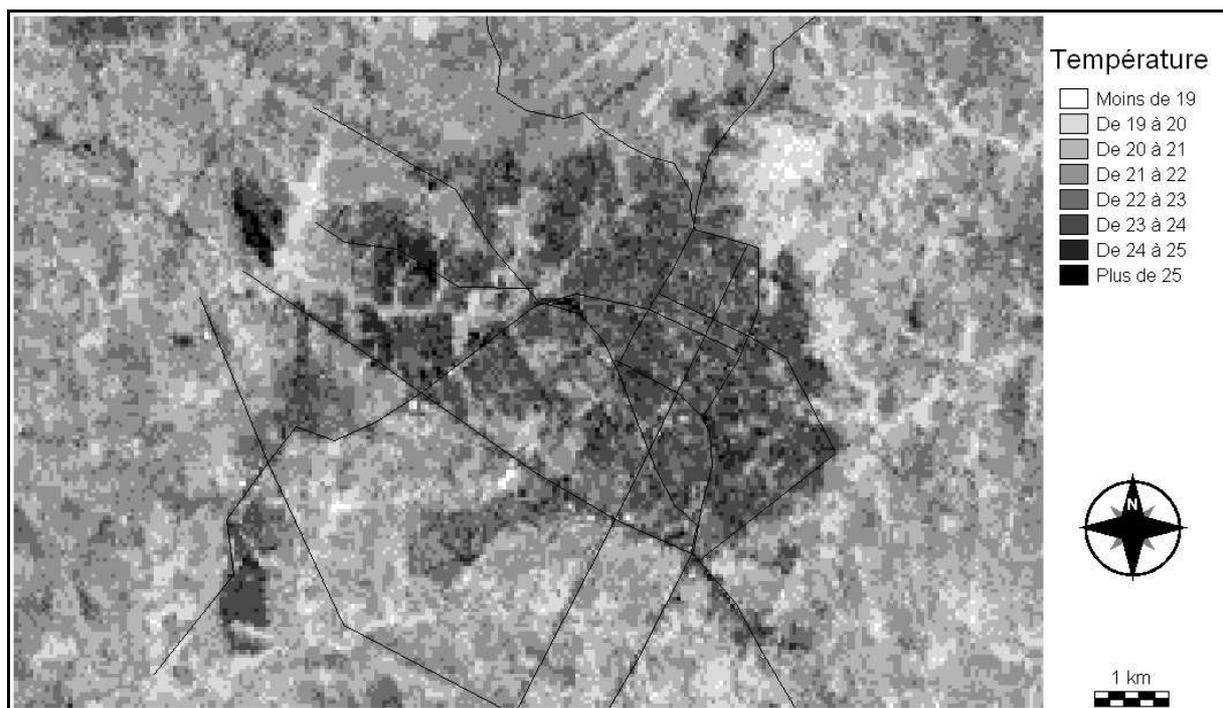


Figure 2. Presidente Prudente: Température de surface : image thermique Landsat 7.

Les transects montrent que l'urbanisation et les caractéristiques de l'utilisation du sol sont responsables de la distribution de la température de l'air en produisant des îlots de chaleur dans les quartiers densément construits, ou avec une forte concentration de matériaux de construction à forte émissivité. Cette distribution, néanmoins, peut être modifiée en fonction de la direction et de la vitesse du vent qui déplace ces îlots de chaleur vers d'autres secteurs de la ville. Des îlots de chaleur de forte amplitude ont été observés, avec des différences entre le point le plus chaud et le point le plus froid de 3,6°C à 5,6°C pendant les jours représentatifs

⁵ Surfer est une marque déposée Golden Software, Inc.

de l'été et de 4,9°C à 9,6°C pendant l'hiver. Les différences ont été moindres les jours avec des vents un peu plus forts (3,0 m/s à 4,0 m/s) (tab. 1).

Pendant la nuit, la ville génère un îlot de chaleur avec une augmentation de la température du milieu rural et des quartiers moins densément construits vers les quartiers densément construits et le centre. Outre la densité des constructions, les types de matériaux utilisés contribuent également plus ou moins au stockage de la chaleur.

Temp. (°C)	Journées d'été					Journées d'hiver				
	15/01	16/01	17/01	18/01	23/01	14/07	16/07	17/07	23/07	25/07
Maxima	27,5	26,2	26,3	25,9	27,8	17,9	22,3	20,1	22,3	26,7
Minima	21,9	22,6	21,1	21,9	24,2	11,9	14,8	14,7	17,4	17,1
Différence	5,6	3,6	5,2	4,0	3,6	6,0	7,5	5,4	4,9	9,6

Tableau 1. Températures maximales, minimales et différences observées.

Source : Mesures de terrain – janvier et juillet 2002.

Dans la plupart des études de climatologie urbaine réalisées dans la période nocturne, le centre de l'îlot de chaleur est bien visible et fréquemment localisé dans le centre de la ville, là où se trouve la plus grande densité de constructions, ou dans les quartiers industriels. A Présidente Prudente, cependant, on peut détecter au moins deux cellules distinctes d'îlot de chaleur, qui peuvent directement être attribuées à des causes urbaines :

- Premièrement, on observe une grande cellule d'air plus chaud localisée dans la zone centrale de la ville selon un axe nord-sud, où sont localisés les quartiers les plus anciens et densément construits. Au fur et à mesure que la densité de constructions diminue en direction du milieu rural, on observe une baisse de la température.
- La seconde cellule de chaleur est localisée dans la portion ouest de la ville, où se trouvent deux ensembles résidentiels densément construits. Les températures dans ce secteur, plus élevées par comparaison aux autres secteurs de la ville, ont été de 1 à 2°C plus basses que celles du centre. Ainsi, outre sa température légèrement plus basse que celle du centre de la ville, sa dimension spatiale est également moindre.

La localisation des températures les plus élevées apparaît directement liée à la densité de constructions, comme on peut l'observer sur l'image traitée du canal thermique de Landsat 7 (fig. 2), et l'excès de chaleur nocturne résulte de la libération de la chaleur stockée pendant le jour par les constructions.

Pour des conditions calmes et de vitesse du vent de 0,5m/s, des températures plus basses ont été observées entre la cellule de la portion ouest et celle du secteur central, même en étant insérées dans la maille urbaine (fig. 3).

L'intervalle de températures plus basses entre les deux principales cellules de températures plus élevées, a disparu le 17/07, en raison de la présence de vents faibles de sud-est, soufflant entre 1 m/s à 20 heures et 3 m/s à 21 heures. Le mouvement de l'air a été suffisant pour homogénéiser les températures les plus élevées sur toute la portion ouest de la ville, indépendamment de la densité de constructions. La chaleur produite dans le secteur plus densément construit a été distribuée par le vent prédominant de sud-est et seuls le secteur rural et les quartiers localisés à l'est du centre ont connu des températures plus faibles ce jour là (fig. 4).

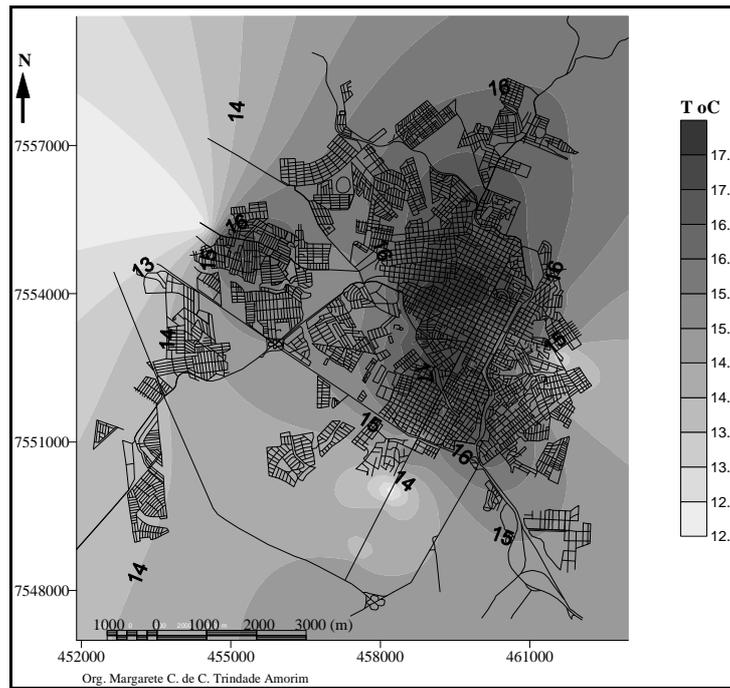


Figure 3. Presidente Prudente: température de l'air – 14/07/2002 – 20:00h.

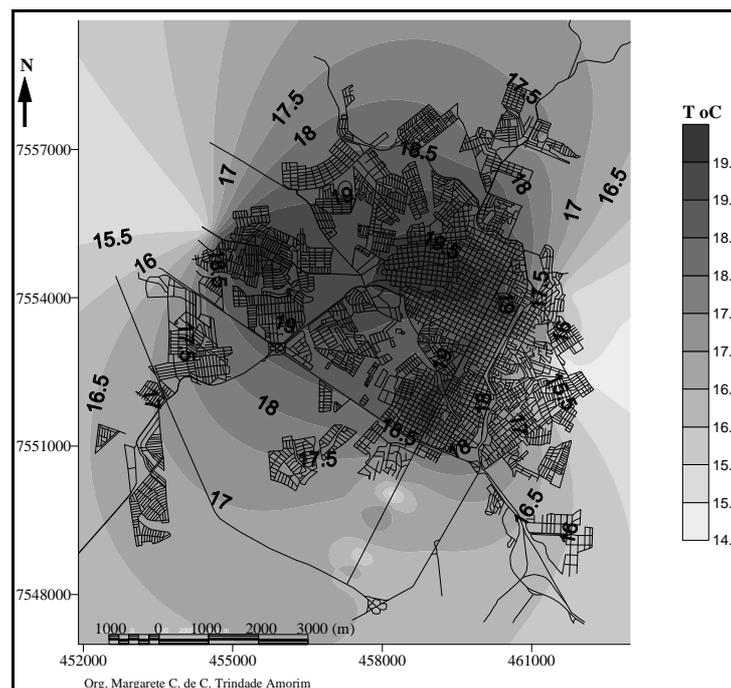


Figure 4. Presidente Prudente: température de l'air – 17/07/2002 – 20:00h.

Les limites des secteurs construits dans la direction de la zone agricole ont défini clairement la limite de l'îlot de chaleur. Néanmoins, les secteurs intra-urbains avec une moindre densité de constructions ont enregistré des températures plus élevées, du fait des brises provenant du secteur est (où sont localisées habituellement les températures les plus élevées pendant la nuit).

Lors des nuits sans nébulosité, comme celles observées au cours de cette étude, les secteurs agricoles et les fonds de vallées ont connu les températures les plus basses, comme on peut le voir dans les portions sud, ouest et est de la tache urbaine.

Les cours d'eau localisés dans la ville ont, pour la plupart, été canalisés. Pendant la nuit, les altitudes plus basses, n'ont pas provoqué la disparition de l'îlot de chaleur urbain principal. Même dans le « Parc du Peuple », où la rivière du Cerf a été canalisée et le secteur couvert par une végétation arborée, l'intense flux de véhicules et la couverture du sol par les avenues qui longent le fond de vallée (commercial et résidentiel) ont fait que les températures sont restées élevées.

Nos recherches antérieures (Amorim, 2000) ont montré que durant l'été les îlots de chaleur les plus forts (entre 4°C et 6°C) ont été observés pendant le jour principalement entre 10h00 et 16h00, coïncidant avec les horaires de plus grande insolation et de plus grand rayonnement diurne, intensifiant ainsi le malaise thermique de la population. A d'autres heures (7h00, 8h00, 9h00, 17h00 et 18h00), les îlots de chaleur de moyenne amplitude (entre 2°C et 4°C) ont été fréquents, mais des îlots de forte chaleur ont aussi été enregistrés.

L'été, les principaux responsables des plus grandes différences entre les points les plus chauds ont été les secteurs densément construits et avec peu de végétation. La présence de boisement dans les rues et les potagers a exercé un rôle fondamental pendant cette saison : les secteurs arborés même avec une haute densité de constructions ont connu des températures plus basses que des secteurs moins densément construits mais sans végétation.

Ainsi, on peut affirmer que la présence de la végétation est fondamentale pour réduire les températures pendant le jour grâce à l'évapotranspiration, comme on peut aussi l'observer sur l'image Landsat 7 (fig. 2), mais pendant la nuit, la présence de la végétation dans les rues et potagers ne contribue pas à diminuer les fortes températures dans des secteurs densément construits. Les températures les plus basses ont été observées dans les quartiers périphériques peu construits, dans les secteurs agricoles et surtout dans les fonds de vallées du milieu rural.

Pour conclure, dans les villes moyennes des climats tropicaux continentaux, le climat urbain résulte de l'interaction entre la radiation disponible et les types de matériaux de constructions des habitations qui stockent la chaleur pendant le jour et la libèrent après le coucher du soleil. Comme les villes tropicales sont naturellement chaudes, ces îlots de chaleur sont responsables de l'intensification du malaise thermique et peuvent donc être considérés comme un indicateur de qualité environnementale urbaine.

Références bibliographiques

Amorim M.C.C.T., 2000. *O clima urbano de Presidente Prudente /SP*. São Paulo, 374p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

Gómez A.L., Garcia F. F., 1984. La isla de calor en Madrid: avance de un estudio de clima urbano. *Estudios Geográficos*, 45, n.174, p. 5-34, enero-marzo 1984.

Monteiro C.A. de F., 1976. *Teoria e Clima Urbano*. São Paulo: IGEOG/USP, 181p. (Série Teses e Monografias, 25).

Oke T.R., Maxwell G.B., 1975. Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atmospheric Environment*, v.9, p. 191-200.

Avec la contribution financière de :

FAPESP – Fundation de la Recherche Scientifique de l'Etat de São Paulo - Brésil: Proc. 2005/55505-3 – Projecte Thematique

CNPq – Conseil Nationale de la Recherche - Brésil: Proc. 476092/2006-0

INSTABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DES RÉGIMES PLUVIOMETRIQUES DANS LE BASSIN-VERSANT DU MONO- COUFFO (AFRIQUE DE L'OUEST) DE 1961 À 2000

AMOUSSOU Ernest, CAMBERLIN Pierre, PÉRARD Jocelyne

ajernest@yahoo.fr, camber@u-bourgogne.fr, perardj@u-bourgogne.fr

Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne,

6 boulevard Gabriel 21000 Dijon, France, Tél : (0033) 03 80 39 38 23, Fax : (0033) 03 80 39 57 41

www.u-bourgogne.fr/climatologie

Résumé : *L'analyse de la variation des cumuls pluviométriques de la période 1961-2000 dans le bassin du Mono-Couffo, situé entre le Bénin et le Togo a permis de constater une légère diminution des précipitations. Cette étude vise à identifier d'éventuels changements dans les régimes de précipitations du bassin et leur impact potentiel dans le fonctionnement hydrologique du fleuve Couffo.*

Une classification hiérarchique ascendante combinée des quarante ans de données et de chacune des vingt cinq stations permet de dégager les quatre types principaux de régimes réels et moyens.

La distinction entre les régimes de pluie de mousson océanique et continentale sur l'hydrosystème Mono-Couffo, montre que la répartition des précipitations varie d'un milieu à l'autre et d'une année à l'autre. Cependant cette variation est beaucoup plus marquée au centre du bassin où l'on passe du régime bimodal au régime unimodal à l'opposé du littoral et du nord du bassin où prédomine un seul type de régime.

Mots-clés : *Bénin, Togo, classification hiérarchique ascendante, régimes, précipitations.*

Abstract: *Based on the analysis of rainfall data for the period 1961-2000 over the Mono-Couffo river basin, located between Benin and Togo, a small reduction in annual rainfall totals was shown. The aim of the study was therefore to identify possible changes in precipitation regimes and their potential impact on the hydrology of the Couffo river.*

A hierarchical ascending classification of the regimes observed in each of the 40 years and on average, at each of the 25 stations, enabled to identify four main types of rainfall regimes, varying in both space and time.

The distinction between the modes of rain of oceanic and continental monsoon on the Mono-Couffo hydrosystem, shows that the distribution of precipitations varies from one medium to another and from one year to another. However this variation is marked much in the center of the basin where one passes from the bimodal mode to the unimodal mode contrary to the littoral and from the north of the basin where only one type of mode prevails.

Key words: *Benin, Togo, ascending hierarchical classification, modes, precipitations.*

1. Introduction

À partir du constat des modifications dans les lames d'eau précipitée au cours des 50 dernières années en Afrique de l'Ouest, notamment Togo-Bénin, il faut poser la question de changements parallèles éventuels dans la répartition saisonnière des précipitations. L'étude de l'instabilité des pluies incite à mettre en évidence à la fois l'irrégularité de la répartition et la forme des précipitations (Benseddik, 1997). En effet la constance/inconstance de cette répartition d'une année sur l'autre (amplitude du cycle annuel, nombre et position des mois les plus arrosés...) a des implications potentielles importantes pour les écosystèmes (calendrier végétatif) et hydrosystèmes (importance et date des crues).

Le bassin-versant du complexe Mono-Couffo, est situé dans la région du golfe du Bénin, dans la partie Sud des Républiques du Bénin et du Togo (fig. 1). Il est allongé sur environ 526 km du nord au sud entre 06°16' et 09°20'N et, couvre une superficie de 27 870 km².

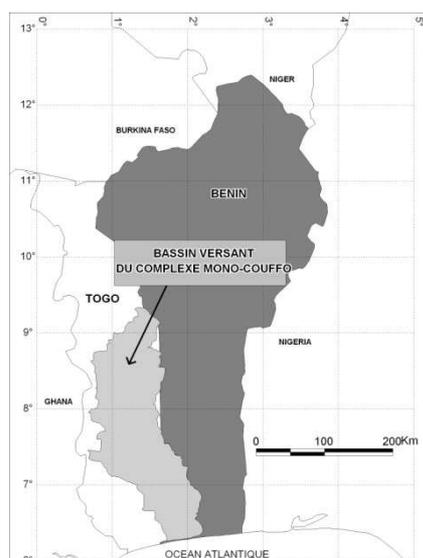


Figure 1. Carte de situation du secteur d'étude.

Ce bassin-versant soumis à la mousson Ouest africaine est marqué par deux régimes pluviométriques (bimodal et unimodal). Le régime bimodal au sud est caractérisé par deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches alternées (climat subéquatorial) et le régime unimodal au nord caractérisé par une saison de pluie et une saison sèche (climat tropical). Cette diversité au sein d'un espace de taille modeste, combinée à l'évolution climatique des dernières décennies, pose la question d'éventuels glissements dans l'espace de ces régimes pluviométriques, et des conséquences sur les régimes hydrologiques. Pour y répondre, une typologie à la fois spatiale et temporelle des régimes est proposée.

2. Données et méthodes d'analyse

Les données utilisées sont les précipitations mensuelles d'un réseau de 25 stations situées à l'intérieur du bassin et aux environs immédiats, provenant de la base de données de l'ASECNA du Bénin et de la Météorologie Nationale du Togo.

Pour établir une typologie des répartitions saisonnières, une matrice composée de 1025 séries de précipitations mensuelles (janvier à décembre) est constituée. Elle est composée des 40 années d'observations, pour chacune des 25 stations de la région d'étude, soit 1000 « régimes réels » au total. On ajoute à cela les régimes moyens (1961-2000) calculés en chaque station, soit 25 séries. La typologie combinée des régimes moyens et réels recourt à une classification hiérarchique ascendante appliquée à cette matrice de 1025 séries de 12 observations.

L'algorithme d'agrégation des classes est celui de Ward (Fichet, 1987), considéré comme le plus pertinent au sein des méthodes agrégatives (Gong et Richman, 1995). L'objectif étant de conserver un nombre restreint de classes, après examen du dendrogramme et de la cohérence spatiale des résultats quatre classes sont retenues. Chacune décrit un type générique de distribution des précipitations mensuelles. La répartition spatiale et temporelle (interannuelle) de ces types est ensuite examinée.

3. Résultats et discussion

3.1. Précipitations annuelles et leur évolution interannuelle

Les précipitations moyennes annuelles (1961-2000) varient de 876 à 1 177 mm dans le bassin, avec peu de contrastes spatiaux en dépit d'une légère diminution du nord au sud (fig. 2a). Les plus fortes pluies annuelles sont au nord-ouest du bassin, ce qui pourrait s'expliquer par l'effet orographique des monts Togo/Atakora, dont les sommets atteignent des altitudes de 300 à 960 m.

Cependant les précipitations ont baissé au cours des années 1970 (fig. 2b), ainsi on passe de 1 314 mm (1961-1970) à 1 137 mm (1971-2000) en moyenne sur le bassin, soit -13 %. Cette tendance à la baisse des précipitations correspond à la péjoration climatique observée en

Afrique de l'Ouest depuis les années 1970, mais la tendance des dernières décennies est à une relative stabilité des pluies, voire une légère reprise.

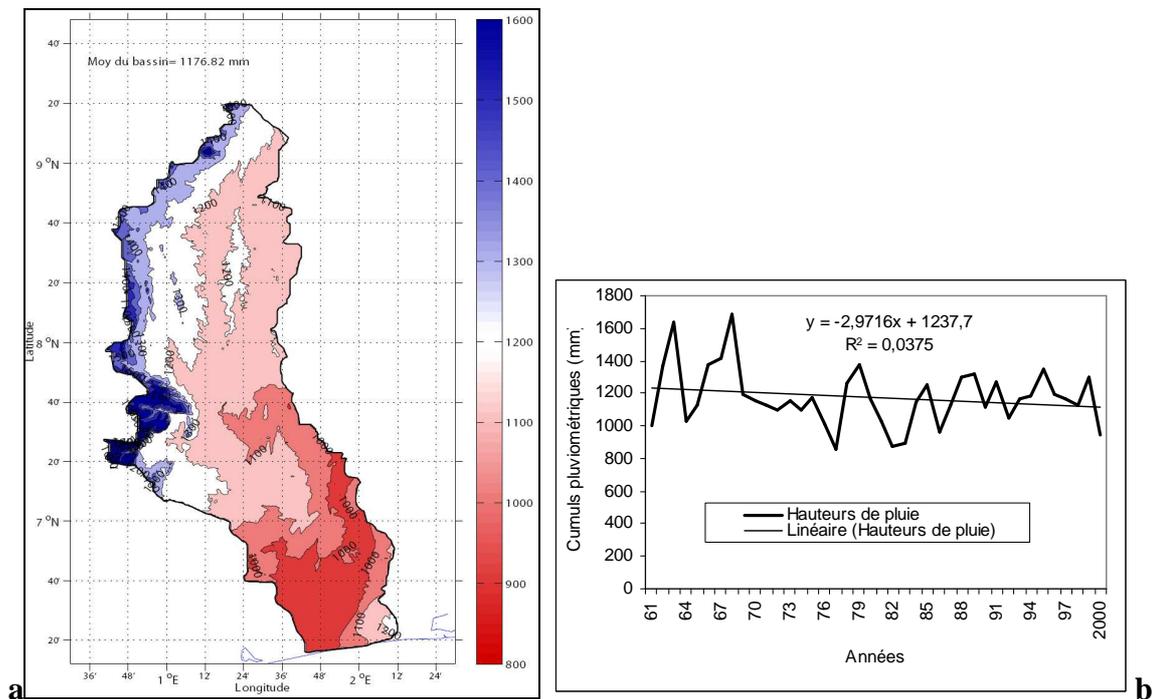


Figure 2. Champ (a) et variation interannuelle (b) des précipitations de 1961 à 2000 sur le bassin-versant du Mono-Couffo.

3.2. Identification et organisation spatiale des types de rythmes pluviométriques

La classification hiérarchique ascendante des régimes a permis la partition en quatre classes (fig. 3a), qui fait ressortir des régimes unimodaux (classes 3 et 4) et bimodaux (classes 1 et 2). Seuls les types 1, 2 et 4 sont représentatifs des régimes moyens (moyenne 1961-2000) présents dans le bassin-versant (fig. 3b). Le type 3 n'apparaît qu'au cours de certaines années humides et ne décrit pas un espace particulier.

Le régime bimodal au sud du bassin est représenté par les classes 1 et 2, cependant ces deux classes se différencient par la hauteur des précipitations et par la différence des amplitudes. Le maximum des pluies en juin exacerbé sur la côte et, la petite saison sèche renforcée et plus prolongée : c'est le domaine subéquatorial maritime. La classe 1 qui enregistre ces maxima en juin (140 mm) et en octobre (110 mm) enregistre moins de précipitations (1 097 mm) que la classe 2 (1 151 mm) : c'est le climat subéquatorial intérieur. La saison des pluies de la classe 1 est moins abondante, mais les précipitations sont mieux distribuées alors que la petite saison sèche de la classe 2 est un intermède peu arrosé puisqu'elle est associée à l'échelle régionale large, à l'avancée maximale vers le nord de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et du flux de mousson (Morel, 1991 ; Le Barbé *et al*, 2002). Ces résultats sont différents de ceux de Klassou (1996), mais conformes à ceux de Planchon (1996) qui démontre la spécificité d'un climat maritime affectant une bande de 50 km de large. Le régime unimodal (classe 4), à maximum relativement peu différencié de juin à septembre (fig. 3a), concerne la plus grande partie du bassin en année moyenne (fig. 4).

La classe 3, qui est aussi unimodale, est absente en régime moyen. Elle s'observe en fait lors de 10 à 20 % des années au nord de 7°5 N. Elle est plus rare au sud, mais pas absente.

Dans l'ensemble du bassin, cette répartition des pluies révèle l'instabilité interannuelle des régimes : régimes bimodaux (type 1) débordant fréquemment vers le nord (20 à 50 % des années autour de 7°N voire même 10 % dans quelques cas jusqu'au nord du bassin) ; inversement au type 4 unimodal pouvant affecter le sud du bassin (10 à 30 % des années).

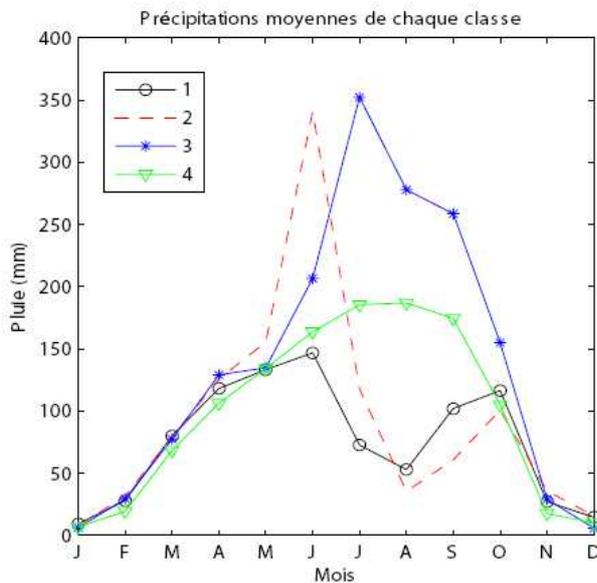


Figure 3a. Répartition mensuelle des précipitations pour les 4 classes identifiées dans le bassin.

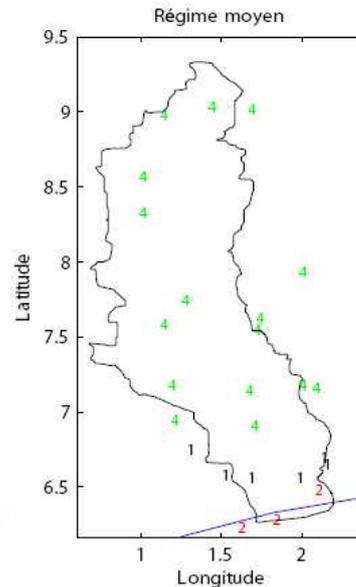


Figure 3b. Classification des régimes moyens.

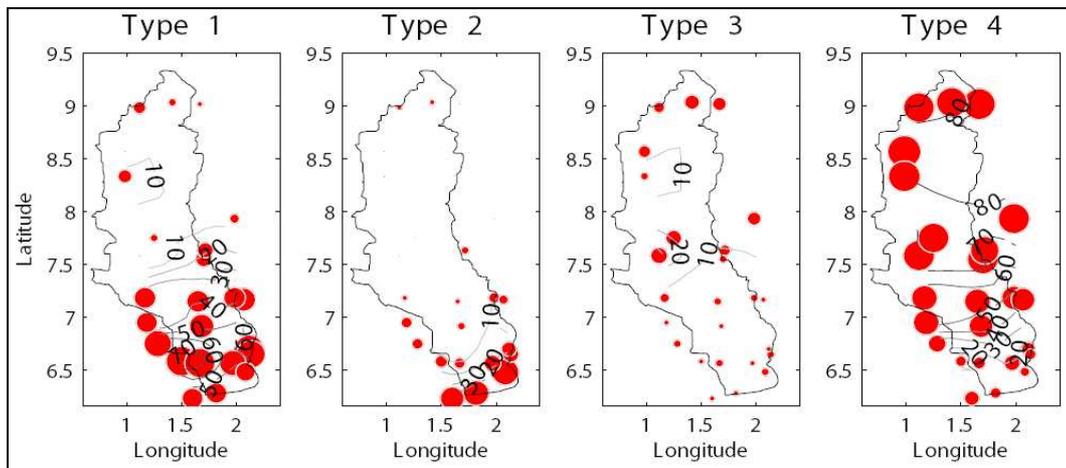


Figure 4. Fréquences d'occurrence des 4 types. Les valeurs désignent le nombre d'années (en %) de la période 1961-2000 où s'observe un régime de précipitations de la classe mentionnée.

Le régime tropical humide (classe 4) s'observe sur 80 % des années dans les stations du haut bassin et 20 à 50 % dans les stations du domaine subéquatorial intérieur du bassin au cours de la période 1961-2000 et moins de 10 % dans les stations du littoral. Ce qui montre une dominance du régime unimodal au nord parallèlement au régime bimodal au sud du bassin au cours de la période de 1961 à 2000, mais avec une certaine instabilité temporelle.

3.3. Evolution fréquentielle des types de régimes de 1961 à 2000

La figure 5 traduit l'évolution spatio-temporelle des régimes de précipitations observés, pour chaque année de 1961 à 2000, en ordonnant les stations de la côte au nord du bassin. Il apparaît en premier lieu une faible stabilité dans le temps des régimes, aucune station n'étant affectée à la même classe tout au long des 40 ans. Au-delà ressort cependant une structuration

selon quatre grands secteurs du sud au nord. Ainsi dans les stations les plus proches de la côte (le littoral), on enregistre une dominance du type 2, bimodal à maximum de juin exacerbé. Cependant, elle se double d'une diminution des précipitations entre 1961-1968 (1358 mm) et 1969-2000 (944 mm). Cette baisse s'accompagne de l'apparition d'années à régime de type 1 (fig. 5 et tab. 1).

Dans le domaine du plateau du bassin, c'est le type 1 bimodal qui domine, mais les régimes y sont moins stables que dans les stations situées sur le littoral. Les stations y présentent plutôt le régime de type 2 au cours des années 1960, et qui devient rare après les années 1970.

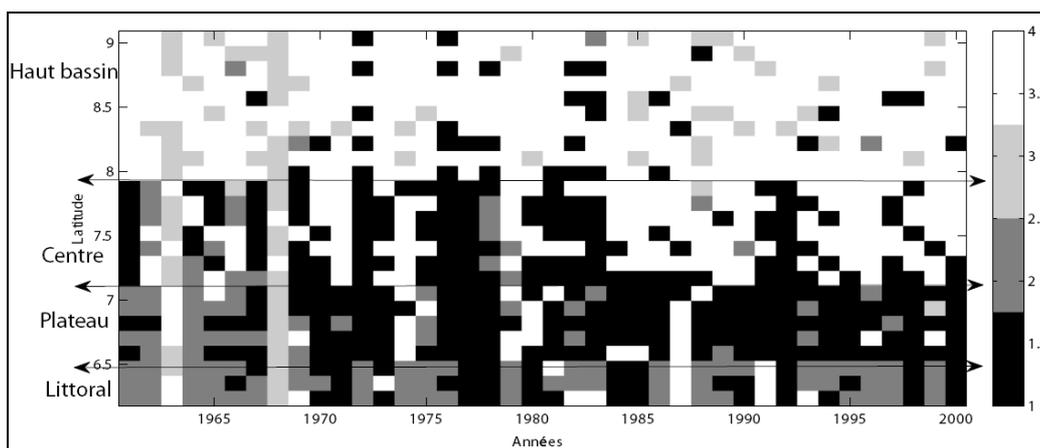


Figure 5. Appartenance des années 1961 à 2000, dans chacune des stations ordonnées selon leur position en latitude, à chacun des 4 types de régimes de précipitations.

Le centre du bassin est le plus instable, et présente les quatre types de régimes de précipitations inégalement répartis sur la période 1961-2000. De 1961-1968, aucun régime ne domine (tab. 1). Cependant de 1969 à 1983, c'est le régime bimodal de type 1 qui domine suivi du type 4 unimodal entre 1984-2000 (tab. 1) qui s'impose de plus en plus avec disparition des régimes de type 2 et 3. Ceci revient à dire que la petite saison sèche s'est estompée.

Le haut bassin est le mieux stable avec une grande diversité interannuelle dominée par le régime de type 4 unimodal de 1961-2000. Cependant, on note quelque régime bimodal de type 1 entre 1969-1983 de l'ordre de 17 % (tab. 1), le type 2 est pratiquement absent.

	Littoral				Plateau				Centre				Haut bassin			
	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4
1961-1968	8	67	17	8	28	45	15	13	36	20	20	25	1	1	30	68
1969-1983	40	49	0	11	69	13	0	17	61	6	0	33	17	1	5	77
1984-2000	39	47	0	14	82	6	1	11	31	2	1	66	5	1	12	82

T = type de régime

Tableau 1. Récapitulatif fréquentiel (en %) de chaque type de régime dans chaque secteur du bassin.

Le régime de type 3 qui est à peine visible dans le bassin surtout sur le plateau après les années 1970 où le secteur cumule 1127 mm (1969-2000) contre 1284 mm entre 1961-1968. Mais le régime de type 3 a été dominant du nord au sud qu'en 1963 et 1968, deux années exceptionnellement humides dans la sous-région en général et dans le bassin en particulier.

La forte instabilité des régimes dans la région centrale du sous-bassin du Couffo est examinée plus en détail. Ainsi, la modification des régimes pluviométriques entre les trois

sous-périodes identifiées ci-dessus (figure 6a) s'est traduite directement par une modification du régime d'écoulement du Couffo à Lanta (fig. 6b). Le régime bimodal de l'écoulement des sous-périodes 1961-1968 et 1969-1983 traduit le caractère torrentiel du Couffo et par conséquent l'influence du régime climatique bimodal sur les plateaux encadrant le bassin.

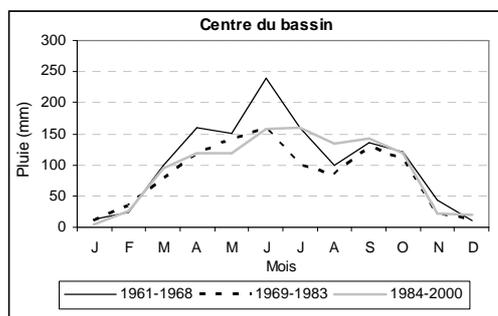


Figure 6a. Variation des pluies mensuelles moyennes du centre du bassin.

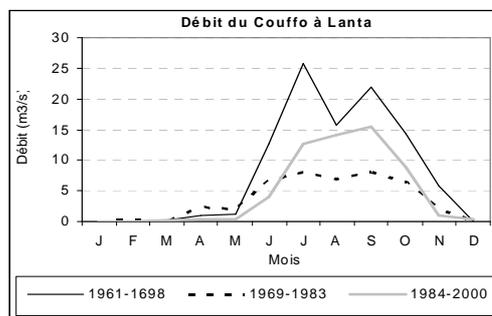


Figure 6b. Variation des régimes moyens du Couffo.

Conclusion

La classification spatio-temporelle des régimes de précipitation montre la particularité de chaque secteur du bassin et les atouts économiques qu'offre ce bassin-versant traversé par plusieurs régimes climatiques.

L'irrégularité spatio-temporelle des précipitations dans le bassin est typique dans la sous-région du golfe du Bénin. Si le régime bimodal est dominant au sud et le régime unimodal au nord du bassin, en année vraie la distribution des régimes est beaucoup plus diversifiée. Le secteur central du bassin présentant les quatre types de régimes, montre les changements à long terme affectant la disponibilité des ressources en eau du sous-bassin du Couffo.

Références bibliographiques

- Benseddik B., 1997. Utilité de l'analyse spatio-temporelle des pluies. Dans : *Actes du Colloque National sur le Changement Climatique*, Oran, 24-25 décembre, pp. 34-45.
- Fichet B., 1987. Data Analysis: geometric and algebraic structures, in: Y.A. Prohorov and V.V. Sazonov, eds., *Proceedings of the 1st World Congress of the BERNOULLI SOCIETY*, Tachkent, 1986, V.N.U. Science Press, vol. 2, pp 123-132.
- Gong, X., Richman M.B., 1995. On the Application of Cluster Analysis to Growing Season Precipitation Data in North America East of the Rockies. *J. Climate*, 8, pp 897-931.
- Klassou S. D., 1996. Evolution climato-hydrologique récente et conséquences sur l'environnement : l'exemple du bassin versant du fleuve Mono (Togo-Bénin). Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux III, 472 p.
- Le Barbé L., Lebel T., Tapsoba D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *Journal Climate*, 15(2), 187-202.
- Le Lay M., Galle S., 2005. Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 50, 3 pp 509-524.
- Morel R., 1991. Évolution de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest depuis 1950. In "Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie" à Fribourg (Suisse), vol 4, pp 207-215.
- Planchon O., 1996. Les Climats maritimes dans le monde. Thèse de doctorat de Géographie. Université de Bourgogne, Dijon, France, 233 p +listes figures et tableaux.

DETECTION DE SITUATIONS À RISQUES POUR LA CULTURE DU SOJA A PARTIR DE DONNÉES SATELLITAIRES TRMM ET MODIS

ARVOR Damien (1), DUBREUIL Vincent (1)(2), MEIRELLES Margareth, SIMÕES Penello (3)(4)

(1) *COSTEL UMR 6554 CNRS – LETG*

Université Rennes 2

Place du Recteur H. Le Moal

35043 RENNES CEDEX, France

damien.arvor@uhb.fr, vincent.dubreuil@uhb.fr

(2) *Universidade de Brasilia (Professor Visitante, bourse CAPES)*

Centro de Desenvolvimento Sustentavel

SAS Quadra 05 Bloco H Edf. Superintendência do IBAMA,

Brasilia,DF, Brésil

(3) *Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ*

Departamento de Engenharia de Sistemas e Computação – Pos Graduação em Geomatica

(4) *Embrapa Solos*

Rua Jardim Botânico, 1024 – Rio de Janeiro, RJ

maggie.meirelles@gmail.com

Résumé : *La culture du soja s'est imposée depuis dix ans comme la première activité économique dans l'Etat du Mato Grosso, en Amazonie brésilienne. Cependant, la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations influe directement sur le calendrier agricole et peut engendrer de fortes chutes de rendement. Par exemple, une anticipation des semis par rapport aux dates de début des pluies peut affecter les rendements finaux. L'objectif de cette étude est de détecter ces situations de vulnérabilité à partir de données satellitaires adéquates. D'une part, les données multi-temporelles d'indices de végétation fournies par le satellite MODIS-TERRA (avec une résolution temporelle de 16 jours et une résolution spatiale de 250 m) permettent de réaliser un suivi des cycles phénologiques. Il est alors possible d'estimer les dates de semis à partir d'une méthode par seuil. D'autre part, les estimations de précipitations TRMM (produit 3B42) à une résolution spatiale de 0,25° fournissent des estimations de la date de début des pluies.*

Les données TRMM et MODIS sont croisées afin de détecter des situations où le semis a été anticipé par rapport au début de la saison des pluies. Il apparaît que 20% du semis de soja de l'année 2005-2006 a été anticipé par rapport au début de la saison des pluies. Cela représente 1 400 000 ha de soja bien répartis sur le territoire du Mato Grosso.

Mots-clés : *TRMM, MODIS, soja, Mato Grosso*

Astract: *The soybean cultivation has proven for 10 years to be the first economical activity in the Brazilian state of Mato Grosso. The strong spatio-temporal variability of rainfalls acts upon the agricultural calendar and then can cause important yield losses. For instance, the planting dates that occur before the wet season onset can be linked to potential yield losses. The aim of this study is to detect those situations using satellite data. On one hand, multi-temporal data of vegetation index proposed by the MODIS-TERRA satellite (16-days of temporal resolution and 250 metres of spatial resolution) allow analysing phenological cycles. Then, planting dates are estimated through a threshold-based method. On the other hand, rainfall estimates from TRMM at a 0, 25° spatial resolution allow detecting the wet season onset.*

The TRMM and MODIS data are then crossed in order to detect situations where the planting dates were anticipated as compared to the wet season onset. It appears than 20% of the soybean planted during the year 2005-2006 corresponded to such a situation. It represented 1 400 000 ha over the entire state of Mato Grosso

Key words: *TRMM, MODIS, soybean, Mato Grosso*

Introduction

L'Etat du Mato Grosso, au sud de l'Amazonie brésilienne, connaît une forte croissance économique depuis plus de 30 ans. Cet essor est en partie lié au fort développement de l'agriculture mécanisée et notamment de la culture du soja. Les superficies cultivées sont passées de 1,5 million d'hectares en 1990 à plus de 6 millions d'hectares en 2005 (IBGE, 2007). Cette forte expansion a été favorisée par le haut niveau des cours internationaux du soja et les efforts de la recherche brésilienne qui ont amélioré le potentiel des variétés de soja semées dans la région (Bertrand, 2004). Les rendements ont ainsi connu une amélioration constante depuis 16 ans à l'échelle du Mato Grosso (passant de 38 sacs à 51 sacs par hectare pour 1 sac = 60 kg) (IBGE, 2007). Cependant, à une échelle plus fine (commune, exploitation agricole ou parcelle), il existe une forte variabilité spatio-temporelle des rendements. Par exemple, les rendements enregistrés dans la commune de Lucas do Rio Verde (fig. 1) laissent entrevoir une forte variabilité interannuelle : 40 sacs/ha à Lucas do Rio Verde en 2004 contre 58 et 56 sacs/ha en 2003 et 2005 (IBGE, 2007).

Pour expliquer cette variabilité, de nombreux facteurs peuvent être mis en avant (sols, variétés semées, maladies...). Cependant, la pluviométrie est considérée comme étant le facteur prépondérant. En effet, dans cette région au climat tropical continental marqué par une saison humide s'étendant en moyenne du mois d'octobre au mois d'avril, il existe une forte variabilité spatio-temporelle des précipitations liée à la dynamique des cellules convectives pluvieuses. Ainsi, le début de la saison des pluies peut intervenir à des dates très différentes selon les années et les régions, entre mi-septembre et mi-novembre à Sorriso par exemple (Arvor *et al.*, 2007b). De même, les précipitations annuelles qui sont en moyenne de 1900 mm dans cette même commune peuvent en fait osciller entre 1600 et 2200 mm.

Le calendrier agricole suivi par les producteurs de soja est largement basé sur le régime pluviométrique. Par exemple, les dates de semis conseillées par la Fundação-MT (organisme de recherche en agronomie au Mato Grosso) sont déterminées à partir des besoins en eau de la plante : 2,1 mm/jour en phase d'émergence et 5,1 mm/jour au premier stade de la phase végétative (Rosolem, 2006). Les dates optimales préconisées sont comprises entre le 8 octobre et le 15 novembre (Rosolem, 2006). Cependant, les producteurs commencent régulièrement à semer plus tôt que les dates recommandées. Ce semis anticipé leur permet ainsi de réaliser une deuxième culture (maïs ou coton) à partir de février ; mais il peut également affecter négativement la croissance du soja et ainsi entraîner des pertes de rendements.

L'objectif de cette étude est de déterminer s'il est possible de détecter ces situations de risque liées à un semis anticipé par rapport au début des pluies à partir de données de télédétection. Pour cela, il s'agit d'utiliser conjointement les données MODIS (MOD13) pour le suivi de la végétation et les données TRMM (3B42) pour le suivi des précipitations.

1. Présentation des données utilisées

1.1. Les données de terrain

	2005-2006	2006-2007
Une information	327	318
Deux informations	291	260
Trois informations	329	242

Tableau 1. Nombre de parcelles renseignées pour au moins une information (rendement, date de semis ou date de récolte) entre 2005 et 2007.

La validation de ce travail nécessite la collecte de données de terrain. De nombreux entretiens ont été réalisés avec des producteurs dans les deux principales régions de production de soja au Mato Grosso : au centre (région de Sorriso) et à l'ouest (région de Sapezal) (fig. 1). 75 fazendas ont été visitées et trois types d'informations ont été récoltés à l'échelle parcellaire : le rendement en sacs/ha, la date de semis et la date de récolte. Les données ont été recueillies pour 2 récoltes (2005-2006 et 2006-2007). Au total, 1767 parcelles d'une superficie moyenne de 177 ha ont été renseignées au moins une fois (tab. 1).

1.2. Les données MODIS

Le produit MOD13 issu du capteur américain MODIS-TERRA (MODIS : MODERate Resolution Imaging Spectroradiometer) a été conçu pour l'étude de la végétation à une résolution spatiale de 250 m et une résolution temporelle de 16 jours. Le suivi des cycles phénologiques est établi à travers le calcul de l'indice de végétation EVI (Enhanced Vegetation Index). Cet indice est défini par la formule suivante :

$$EVI = \frac{2(NIR - R)}{(L + NIR + C1.R + C2.B)} \quad (\text{éq. 1})$$

où R , NIR et B correspondent respectivement aux bandes Rouge, Proche Infra-Rouge et Bleu. L , $C1$ et $C2$ sont des termes d'ajustement pour minimiser l'effet des aérosols (Huete *et al.*, 1999). Le EVI a été choisi car il dispose d'une meilleure sensibilité dans les régions à forte activité végétative et sature donc plus tardivement que le NDVI (Huete *et al.*, 1999). Par ailleurs, les données de EVI fournies tous les 16 jours ont été retraitées. Un algorithme de lissage basé sur le filtre de Savitzky-Golay a été appliqué pour éliminer les bruits liés à la forte nébulosité présente au Mato Grosso (Chen *et al.*, 2004).

Les dates de semis ont été estimées à partir de ces profils temporels de EVI en appliquant une méthode par seuil (Fischer, 1994). Cette technique consiste à déterminer les dates de semis lorsque le profil temporel de EVI devient supérieur à un niveau donné. Le seuil ici déterminé comme étant optimal est $EVI = 0,4$ ($R = 0,72$; biais = 24 jours et RMSE sans biais = 15,72 jours). Ce seuil a été calculé à partir des données de terrain de l'année 2005-2006 et validé à partir des données de 2006-2007.

1.3. Les données TRMM

Les données du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) fournissent des estimations de précipitations aux latitudes tropicales à une résolution spatiale de $0,25^\circ$. Un des avantages de ces données réside dans le fait qu'elles combinent différentes sources d'information. En effet, la plateforme dispose d'un capteur micro-ondes (TMI), d'un radar (PR) et d'un capteur visible/infrarouge (Simpson *et al.*, 1996 ; Jobard, 2001). Le produit 3B42 utilisé ici fournit des estimations de précipitations tri-horaires. Celles-ci sont recomposées en données pentadaires dont la qualité a été validée lors de travaux antérieurs (Arvor *et al.*, 2007b). Ces données sont par la suite retraitées pour déterminer 4 paramètres caractérisant la saison des pluies au Mato Grosso : début, fin et durée de la saison des pluies et total de précipitations annuelles. Ces paramètres ont été calculés à partir de la méthode de « Anomalous Accumulation » proposée par Liebmann (2006).

2. Méthodologie

Les dates de semis estimées par MODIS sont au pas de temps journalier. Pour s'affranchir des incertitudes liées à cette échelle, les données sont reclassées en 6 classes de 15 jours à 3 semaines basées sur les dates optimales de semis proposées par la Fundação MT (8 octobre-15 novembre) (Rosolem, 2006). Ainsi, deux classes (semis < 15/09 et 15/09 < semis < 7/10)

représentent un semis anticipé par rapport aux dates recommandées. Deux classes ($8/10 < \text{semis} < 31/10$ et $01/11 < \text{semis} < 15/11$) correspondent aux dates de semis optimales. Enfin, deux classes ($16/11 < \text{semis} < 30/11$ et $\text{semis} > 1/12$) indiquent un semis tardif.

Les dates de début des pluies déterminées à partir des données TRMM-3B42 sont calculées au pas de temps pentadaire. Ces données sont reclassées selon les 6 mêmes classes déjà utilisées pour représenter les dates de semis. Par ailleurs, les données TRMM ont une résolution spatiale originale de $0,25^\circ$. Elles ont donc été ré-échantillonnées pour être comparables avec les données MODIS. Cette opération a été effectuée par un traitement bilinéaire afin de s'affranchir de l'aspect « damier » lié à la grande résolution spatiale des données TRMM.

Les données MODIS et TRMM ont ensuite été croisées pour repérer les régions où le semis est intervenu trop tôt par rapport à la date de début des pluies. Une carte réalisée lors de travaux antérieurs (Arvor *et al.*, 2007a) représentant les terres cultivées au Mato Grosso en 2005-2006 est reprise pour concentrer l'étude uniquement sur ces espaces agricoles.

3. Résultats

Le croisement des dates de semis issues du produit MOD13 avec les dates de début des pluies fournies par TRMM-3B42 permet de détecter des situations dans lesquelles la date de semis précède la date de début des pluies (fig. 1). Ces situations peuvent être considérées comme des situations à risque dans la mesure où cela signifie que ces parcelles ont pu subir un épisode sec après le semis.

Cette situation représente 20% des semis (soit 1 400 000 ha) au Mato Grosso pour l'année 2005-2006. Elle touche aussi bien la région de production de la Chapada dos Parecis (par exemple Sapezal) que celle de la BR163, et ce malgré le fait que les pluies débutent environ 15 jours plus tard sur la Chapada dos Parecis (Arvor *et al.*, 2007b). Ceci s'explique par le fait que les producteurs se sont adaptés au régime pluviométrique de leur région en semant plus ou moins tôt. Ainsi, à Lucas do Rio Verde et Sorriso (figure 1), 34 % du soja est semé avant le 8 octobre, 97 % avant le 15 novembre et seulement 3% après cette date. Par contre, dans les communes de Campo Novo do Parecis et Sapezal (fig. 1), il n'y a que 9% du soja qui est semé avant le 8 octobre et 21% est semé après le 15 novembre.

D'après les données récoltées sur le terrain, seules 20% des parcelles ayant des rendements inférieurs à la moyenne de l'année 2005-2006 (51 sacs/ha) se trouvent dans ces zones repérées comme étant « à risque ». Ceci indique donc qu'un semis anticipé n'est pas forcément synonyme de faible rendement. Les rendements les plus faibles peuvent également être liés à des maladies, à des semis tardifs ou à des conditions climatiques inadéquates durant la croissance du soja. Ceci rejoint en partie les conclusions de Ortiz-Monasteiro et Lobell (2007) tirées à partir d'une étude sur la culture du blé au Mexique. Selon ces auteurs, il existe effectivement un lien entre les rendements et les dates de semis à une échelle pluriannuelle. Mais, sur certaines années, il se peut que ce lien ne se vérifie pas. L'application de la méthode à d'autres années s'avère donc nécessaire pour tirer des conclusions plus robustes.

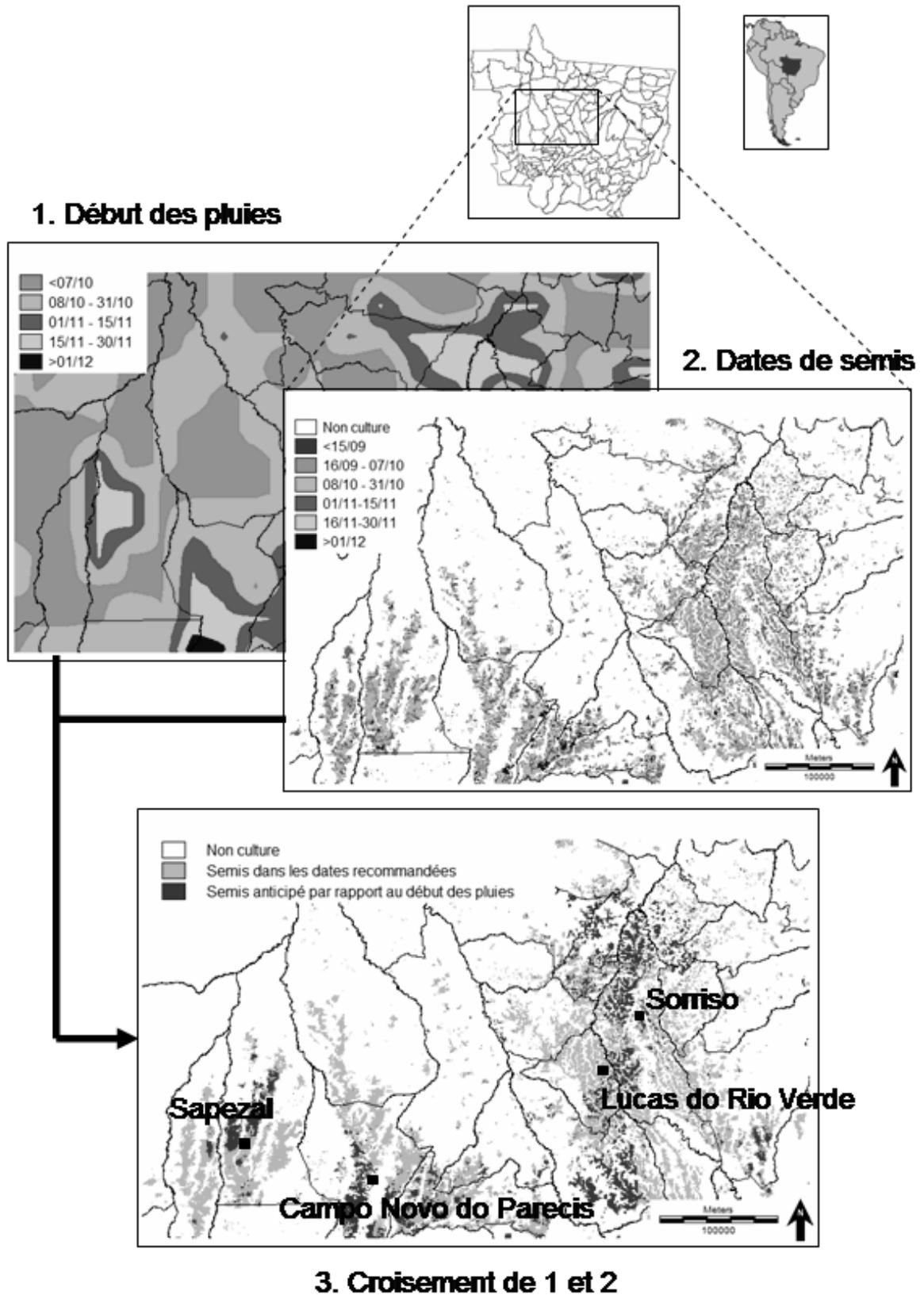


Figure 1. Méthodologie appliquée pour déterminer les situations de semis anticipé par rapport au début des pluies (3) à partir des dates de semis estimées par MODIS (2) et des dates de début des pluies estimées par TRMM (1) pour l'année 2005-2006.

Conclusion

Les données satellitaires fournies par les capteurs MODIS et TRMM permettent le suivi de la végétation et des précipitations respectivement. Ces données sont utilisées pour estimer les dates de semis du soja et les dates de début des précipitations au Mato Grosso, en Amazonie brésilienne. Le croisement de ces deux types de données permet de détecter les situations dans lesquelles le semis a été anticipé par rapport au début des précipitations. Ces situations sont importantes à détecter car elles correspondent à des situations à risque pouvant affecter les rendements finaux et même forcer les producteurs à re-semer le soja.

Les résultats montrent que 20% (soit 1 400 000 ha) du soja semé au Mato Grosso en 2005-2006 a été anticipé sur le début de la saison pluvieuse. Cependant, cela ne se traduit pas forcément par des faibles rendements et il convient d'analyser d'autres années pour tirer des conclusions plus robustes sur le lien entre rendements et dates de semis.

Références bibliographiques

- Arvor D., Neto J. L. S., Dubreuil V., Almeida, I. V., Meirelles, M. S. P., 2007. Análise dos perfis temporais de EVI/MODIS para o monitoramento da cultura da soja no Estado de Mato Grosso, Brasil, *Anais do XIII Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Florianópolis*, 51-58.
- Arvor D., Dubreuil V., Meirelles M. S. P., 2007. Variabilité spatio-temporelle du début de la saison des pluies au Mato Grosso (Brésil), *Actes du XX^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Tunis, Septembre 2007, 87-92.
- Bertrand J.P., 2004. L'avancée fulgurante du complexe soja dans le Mato Grosso : facteurs clés et limites prévisibles, *Revue Tiers Monde*, 567-594.
- Chen J., Jönsson P., Tamura M., Gu Z., Matsushita B., Eklundh L., 2004. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series based on the Savitzky-Golay filter, *Remote Sensing of Environment*, **91**, 332-344.
- Fischer A., 1994. A model for the Seasonal Variations of vegetation indices in Coarse Resolution Data and Its Inversion to Extract Crop parameters, *Remote Sensing of Environment*, **48**, 220-230.
- Huete A., Justice C., Van Leeuwen W., 1999, *Modis vegetation index (MOD13) Algorithm theoretical basis document, version 3*, University of Arizona, 129 p.
- IBGE. 2007. Produção agrícola municipal. Culturas temporárias e permanentes. 1990-2006. <http://www.sidra.ibge.gov.br>. Accès le 10/10/ 2007.
- Jobard I., 2001, Status of satellite retrieval of rainfall at different scales using multi-source data, *MEGHA-TROPICALS 2nd Scientific Workshop*, 10 p.
- Liebmann B., 2006. A definition for onset and end of the rainy season. Site internet: www.eol.ucar.edu/projects/cppa/meetings/200608/posters/brant.pdf. Accédé le 12/02/2007.
- Ortiz-Monasterio J. I., Lobell D. B., 2007. Remote sensing assessment of regional yield losses due to sub-optimal planting dates and fallow period weed management, *Field Crops Research*, **101**, 80-87.
- Rosolem C. A., 2006. Ecofisiologia da soja, *Boletim de pesquisa de soja 2006*, Fundação MT, 41-51.
- Simpson J., Kummerow C., Tao W., Adler R., 1996. On the tropical rainfall measuring mission (TRMM), *Meteorology and Atmospheric Physics*, **60**, 19-36.

LA VAGUE DE CHALEUR EXCEPTIONNELLE DE L'ÉTÉ 1994 DANS LA VALLEE DU GUADALENTIN (MURCIE, ESPAGNE)

AVILA Fernand (1), CALMEL-AVILA Maryvonne (2)

1. Docteur en géographie, fernand2_avila@yahoo.fr ; 2. Docteur en géographie, maryvonne_avila@yahoo.fr

Résumé : Le Guadalentín, affluent du fleuve Segura, draine une dépression pré-littorale séparée de la Méditerranée par la Cordillère bétique (région de Murcie dans le SE de l'Espagne.) Le climat, de type méditerranéen, est fortement marqué par l'aridité. Aux secteurs irrigués (regadios) portant agrumes et primeurs, s'opposent les versants ravinés et colonisés par la garrigue et les secteurs agricoles non irrigués (secanos). Le débit du Guadalentín est en général réduit à des filets d'eau. La région, au niveau du 38°N, est souvent recouverte par un anticyclone subtropical (air subsident chaud). La sécheresse règne durant la plus grande partie de l'année. La canicule de juillet et août 1994, jointe à une sécheresse exceptionnelle, a eu des conséquences catastrophiques et a accentué le phénomène de désertification qui touche cette partie de l'Espagne.

Mots-clés : Vallée du Guadalentín, chaleur, sécheresse, désertification.

Abstract: The valley of Guadalentín is located in a pre-coastal depression, at 50 km from Mediterranean sea, in South-East of Spain (province of Murcia). The climate is Mediterranean, but strongly marked by the aridity. The irrigated sectors (regadios) are bearing citrus fruits and early products, the slopes are colonized by a thin scrubland and the no-irrigated lands called secanos. The area, under the 38°N, is often covered by a subtropical anticyclone. The drought is lasting during most of the year; they are rare but violent storms in the autumn. The exceptional heatwave and drought of July and August 1994 had catastrophic consequences and intensified the phenomenon of desertification in this part of Spain.

Key words: Guadalentín valley, heatwave, drought, desertification.

1. Un milieu méditerranéen subaride très chaud

1.1. Un milieu très sec

La disposition SW-NE des chaînes de montagne place la dépression du Guadalentín en situation d'abri aérologique (fig. 1) (López-Bermúdez *et al.*, 1986), le vent de secteur ouest est donc une sorte de föehn. À l'est les chaînes côtières limitant l'influence maritime méditerranéenne, la vallée du Guadalentín se caractérise par un climat sub-aride jusqu'à sa confluence avec le Segura (Calmel-Avila, 2001). La normale est de 275 mm/an à Lorca et de 287 mm/an à Librilla (119 mm en 1978 et 546 mm en 1951). L'année comporte six mois secs (fig. 2). En limite de la vallée du Guadalentín, la station synoptique de Murcie (normale 1961-90) subit des conditions comparables et ne reçoit que 291 mm/an. C'est très proche de l'aridité définie par moins de 250 mm de précipitations par an. Le trimestre estival ne reçoit que 12% du total annuel, généralement sous forme de petites averses. L'irrégularité est la règle, les longues phases de sécheresse peuvent être brutalement interrompues par des pluies torrentielles en automne provoquant des inondations catastrophiques (tab. 1).

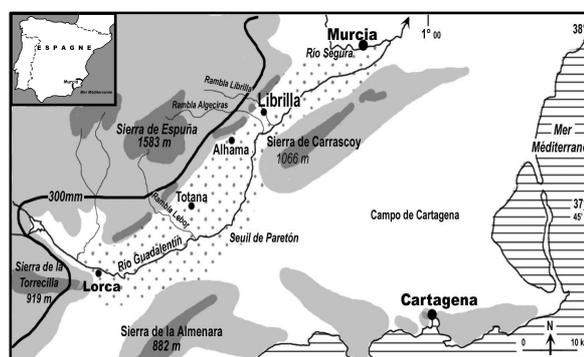


Figure 1. Croquis de localisation

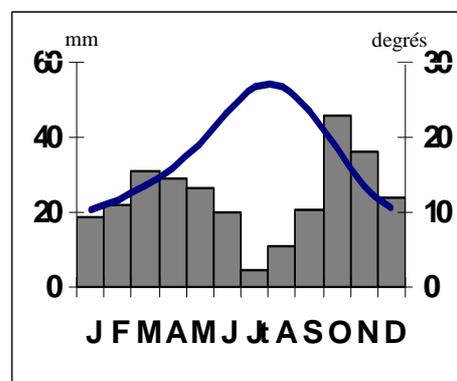


Figure 2. Graphique ombrothermique de Librilla -1961-90 - (Calmel-Avila)

1.2. Une chaleur estivale intense

La chaleur est l'autre caractéristique du climat (tab. 1), avec une moyenne annuelle proche de 19°C (14,2°C Montpellier) et une insolation annuelle de 2797 h (66% du total possible, tab. 1). L'ancien nom de Murcie était d'ailleurs « *el reino serenísimo* » (le royaume au ciel clair). Les étés sont longs et très chauds (moyenne de 26,7°C en août) avec plus de 100 jours de forte chaleur (maxima égaux et supérieurs à 30°C) par an, dont 60 jours en juillet et en août (normale 1961-90).

	Normale	1994	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Insolation (h)	2797	3098	3125	2962	2968	3144	2931	3115	2869
T. maxima ≥ 30°C	104	102	116	121	105	117	116	105	122
Moyenne annuelle	17,8	19,2	18,8	19,2	18,6	19,2	18,8	18,4	19,4
Maximum annuel	45,7	45,7	41,7	41,8	37,1	41,0	41,5	39,5	41,6
P. annuelles (mm)	291	148	242	330	237	295	348	199	241

Tableau 1. Normales météorologiques, années 1994 ainsi que années 2000 à 2006, Murcie-Guadalupe. Annuaire Statistique de la Région de Murcie.

2. La vague de chaleur et la sécheresse de l'été 1994

La vague de chaleur de juillet-août 1994 est la plus intense que la région de Murcie ait subie de 1876 à nos jours. Le 4 juillet, la température atteint des niveaux historiques. À 12 h TU, la température est de 42°C et atteint environ 45°-46°C vers 16 h TU. Dans la vallée du Guadalentin, le maximum relevé est de 44°C à Librilla (160 m), 46,1°C à Alcantarilla (85 m), 45,5°C à la Comarza (157 m). À Murcie-Guadalupe (62 m), le maximum est de 45,7°C, record absolu depuis la valeur de 47,2°C (conditions de relevé inconnues) du 29 juillet 1876 à l'Université (centre ville). Du 1^{er} juillet 1993 au 31 août 1994, les précipitations sont particulièrement indigentes : 115 mm à Murcie et 117 mm à Librilla (tab. 2). L'année 1994 avec 148 mm à Murcie est une des années les plus sèches du siècle (tab. 3). L'évaporation est d'autant plus intense que l'insolation est très supérieure à la normale (+300 h) et que les températures sont très élevées (+1,3°C par rapport à la normale).

	Juil. 1993	Août 1993	Sept. 1993	Oct. 1993	Nov. 1993	Déc. 1993	Jan. 1994	Fév. 1994	Mars 1994	Avril 1994	Mai 1994	Juin 1994	Juil. 1994	Août 1994	Total
Pmm	0	0	9	20	31	0	5	7	4	24	17	0	0	0	117
T°mois	26,0	27,2	22,2	17,0	12,6	10,6	10,0	11,6	14,4	15,5	20,2		29,0	29,2	

Tableau 2. Librilla (168 m). Précipitations et températures moyennes du 1^{er} juillet 1993 au 31 août 1994. (lacune en juin) – C. M. de Murcie.

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil ^t	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Pmm	2	5	4	38	8	0	0	0	33	33	11	13	148
T°mois	11,3	12,7	15,3	16,7	21,2	23,9	28,8	29,2	23,3	19,7	16,3	12,2	19,2

Tableau 3. 1994 - Murcie Guadalupe (62m) - Annuaire Statistique de la Région de Murcie.

La forte chaleur règne du 25 juin au 13 septembre 1994, à Librilla (vallée du Guadalentin), on recense 81 jours ≥ 30°C, 46 jours ≥ 35°C et 6 jours ≥ 40°C, la moyenne thermique mensuelle est de 29°C en juillet et 29,2°C en août (tab. 4 et fig. 3).

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Jui.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Pmm	5	7	4	34	17	0	0	0	29	72	8	18	192
T°mois	10,0	11,6	14,4	15,5	20,2		29,0	29,2	22,7	18,6	15,2	11,2	(19,2)

Tableau 4. Librilla - Précipitations et moyennes thermiques (sauf juin) mensuelles en 1994 (CM. de Murcie).

Quatre pics de chaleur se succèdent : début juillet, le 14 juillet, le 8 août et du 20 au 23 août. Cette période de forte chaleur est précédée d'une indigence pluviométrique notable. Du 1^{er} juillet 1993 au 30 juin 1994, les précipitations n'atteignent que 121 mm, soit 40% en dessous de la normale. Du 1^{er} juin au 20 septembre 1994, on ne relève aucune précipitation et le total pluviométrique de 1994 n'est que de 192 mm à Librilla. Le terme *aridité* est justifié pour qualifier cette période.

Les records de chaleur sont battus dans la région de Murcie comme dans tout le Levant : 42,5°C à Valence le 23 août, 41,4°C à Alicante et 45,7°C à Murcie. (Aupi, 2006). Si on compare 1994 et 2003, on constate que la vague de chaleur de l'été 2003 (Rodríguez-Ballesteros, 2005) est remarquable par sa durée et son intensité moyenne. Mais les maxima absolus dans la région de Murcie n'atteignent pas des niveaux records à l'inverse des autres régions d'Espagne (Olcina-Cantos *et al.*, 1995). En 1994 à Murcie-Guadalupe, 6 maxima égalent ou dépassent 40°C (en juillet, on relève 42,6°C le 3, 45,7°C le 4, 40,4°C le 5, 43,4°C le 6 et en août 40°C, le 9 et 40,6°C le 23) contre un seul en 2003 (41°C le 27 juillet).

3. Types de circulation atmosphérique (au niveau de la surface 500 hPa) générant des vagues de chaleur sur le sud-est de la péninsule ibérique (sources Météo-Hebdo, juillet et août 1994 et Olcina-Cantos *et al.*, 1995)

3.1. Quatre types de circulation atmosphérique

- Haut-géopotentiel du Sahara au nord de l'Espagne (dorsale Sahara-Espagne) comme ce fut le cas en 2003 : les maxima thermiques ne sont pas exceptionnels sur la façade méditerranéenne (41°C à Murcie, 39,7°C à San-Javier près de la côte) tandis que le reste de l'Espagne et la France subissent des températures bien supérieures.

- Haut-géopotentiel des Açores à l'Europe centrale (dorsale en air tropical maritime) : cela crée un flux de sud-ouest très chaud.

- Haut-géopotentiel de l'Atlantique à la Méditerranée, (circulation zonale W-E) avec effet de fœhn sur la façade méditerranéenne de l'Espagne et forte chaleur.

- Haut-géopotentiel du Sahara à la Méditerranée occidentale les températures sont exceptionnellement élevées (fig. 4 : dorsale Sahara – Méditerranée). C'est une situation assez fréquente comme le montrent les

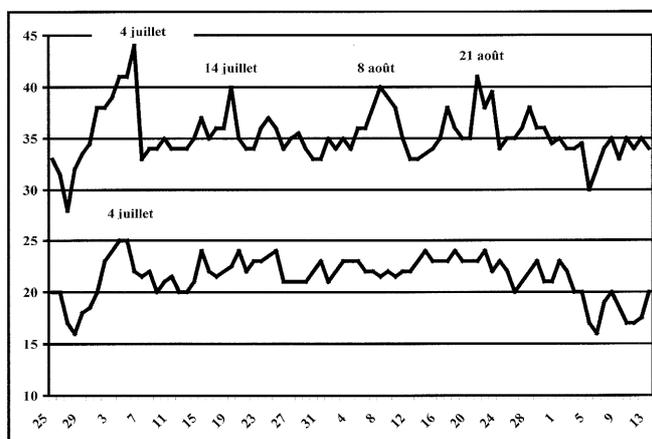
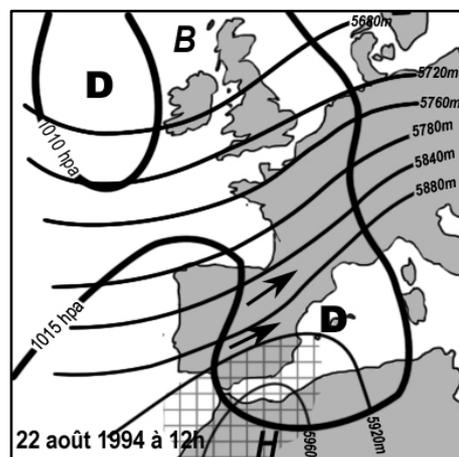


Figure 3. Minima et maxima thermiques à Librilla du 25/6 au 13/09/1994 (Centre Météo)

Figure 4. Situation du sol et au niveau surface 500 hPa. En quadrillé : Températures $\geq 25^{\circ}\text{C}$ à 850 hPa.

vagues de chaleur de la mi-juillet 1978, du début août 1993, de juillet-août 1994 (tab. 5), d'août 1995, de la fin juin 2004.

Vagues de chaleur	Mai 1961	Juillet 1986	Juillet et août 1994	Été 2003	Juillet 2006
Type de circulation surface 500 hPa	Dorsale air tropical maritime	Circulation zonale (foehn)	Dorsale Sahara-Méditerranée	Dorsale Sahara-Espagne	Dorsale Sahara-Espagne
Maxima absolus relevés à Murcie	37,0° le 15 mai 1961	42,0° le 6 juillet 1986	45,7° le 4 juillet 1994	41° le 26 juillet 2003	41,6° le 31 juillet 2006
Bilan pluviométrique	Sécheresse intense	Pluviosité normale	Sécheresse intense	Sécheresse modérée	Pluviosité normale

Tableau 5. Relations entre types de situations météo et intensité de la chaleur dans le Sud-Est de l'Espagne. (d'après Olcina-Cantos et al, 1995).

3.2. Les facteurs expliquant les records de chaleur de juillet-août 1994

En juillet et août 1994, à plusieurs reprises un talweg d'altitude (air polaire maritime) se met en place sur l'Atlantique. Il repousse la dorsale qui recouvre l'Espagne ; cette dorsale bascule vers l'est et le sud-est (fig. 4). Dans ce cas, l'advection d'air saharien très chaud et sec ne touche que la façade orientale.

Niveaux	Altitude (m)	Température (C°)	humidité relative (%)	direction et vitesse du vent
300 hPa	9680	-39,9	30	WSW et 20 nœuds
500 hPa	5970	-12,7	47	WNW et 18 nœuds
700 hPa	3274	12,4	18	SW et 9 nœuds
850 hPa	1603	28,0	11	SSW et 11 nœuds
1008 hPa	62	42,0	13	SSE et 2 nœuds

Tableau 6. Sondage aérien à Murcie le 4 juillet 1994 à 12h (TU) – Université du Wyoming (États-Unis).

Le 4 juillet 1994, l'air est sec à tous les niveaux, avec un taux d'humidité relative maximal de 52% à l'altitude 524 hPa, taux qui diminue rapidement vers le sol (18% à 700 hPa et de 13% dans les basses couches), preuve de la forte subsidence atmosphérique (tab. 6). Au sol, le vent de SSE est très faible ; à l'altitude 850 hPa il est faible de SSW ; à 700 hPa, il est faible de SW, et au-dessus de 500 hPa il souffle de WNW modéré. La carte des températures, à l'altitude 850 hPa, montre que l'isotherme 25°C englobe uniquement la frange côtière SE et E de l'Espagne. L'air tropical saharien progresse vers le NE tandis qu'en altitude l'air polaire progresse vers le sud (l'isotherme -12°C englobe la péninsule ibérique) et cette mince couche humide donne naissance à des nuages de convection en soirée (orages sur les montagnes). L'action synchronisée de ces deux anomalies exagère le gradient des températures. En dessous de 500 hPa, le gradient thermique est de 58°C pour 5900 m) soit près de 9,8°C par 1000 m ; il y a donc subsidence adiabatique sèche (Malardel, 2005). L'air d'altitude subit une descente forcée et se réchauffe considérablement durant sa descente (effet de foehn). Le vent de secteur ouest (poniente) est le vent pyromane favorisant les incendies de forêt (Aupi, 2006). La situation est identique à chaque épisode de chaleur de l'été 1994 sur la vallée du Guadalentín (30 juin-6 juillet, 13-15 juillet, 8-9 août et 20-24 août). Une telle persistance est exceptionnelle.

4. L'été 1994 : une catastrophe économique

4.1. Les plus graves incendies de forêt du siècle

Ils se développent dans les secteurs montagnards récemment reboisés. Située au NW de Murcie, la sierra de Moratalla brûle les 3 et 4 juillet 1994. La gravité de l'incendie est liée à

la fois à une très faible hygrométrie de l'air, aux rafales de vent générées par les orages secs et à l'abondance des résineux. Plus de 1000 personnes doivent être évacuées dans le secteur de Benizar tandis que six nouveaux fronts d'incendie menacent 10 000 habitants (« *La Verdad* » 5/07/1994). Avec 25 000 ha parcourus par les flammes, 1994 est la pire année pour la région de Murcie (Álvarez Rogel, 2001). Les conséquences sont multiples : sur le plan humain, ces incendies ont accéléré le dépeuplement des secteurs les plus marginaux. Sur le plan écologique, ils ont contribué à intensifier le ruissellement et l'érosion des sols sur les pentes dénudées tandis que l'engravement menace la capacité de stockage des lacs de barrages construits dans le bassin du Segura-Guadalentin.

4.2. Impact de la canicule et de l'extrême sécheresse sur l'agriculture

L'agriculture régionale se caractérise par la coexistence de deux systèmes agraires.

D'une part, les cultures sèches (secanos) subsistent encore sur quelques parcelles (amandiers, oliviers, vigne, orge). Elle paie un lourd tribut à la sécheresse et à la chaleur (Olcina-Cantos *et al.*). En cinq années, les surfaces cultivées en sec passent de 93 000 ha à moins de 70 000 ha. Les deux pointes de chaleur du 3-6 juillet (maxima de 45°C à 46°C) et des 21-23 août (maxima de 40°C à 43°C) ont littéralement brûlé les cultures (échaudage), perturbant la pollinisation et la fructification. En ce qui concerne les amandiers, le traumatisme hydrique provoque la chute de 50%, voire 75 à 80% de la production à laquelle s'ajoute la baisse de la qualité qui entraîne une baisse des prix. Pour la vigne, (raisins de table et vin), de nombreux ceps sont desséchés et meurent ; la production baisse de 40 à 60%. Le constat est identique pour les oliviers dont la récolte sera nulle l'année suivante, d'où une forte hausse du prix de l'huile. Les semis de céréales et de tournesols n'ont même pas germé.

D'autre part, les cultures irriguées (regadios) se sont développées de façon accélérée depuis 1986 dans les fonds de vallées du Segura et du Guadalentín (citronniers et cultures maraîchères, coton). En 1994, la pénurie d'eau entraîne la réduction des terres irriguées qui produisent mandarines, citrons et amandes en cultures intensives. La production, en quantité comme en qualité, diminue. Pour tenter de sauver leurs cultures, les agriculteurs se mettent à irriguer avec des eaux usées (récupérées des industries, magasins, stations de lavage, foyers domestiques), eaux impropres et chimiquement contaminées, pour tenter (en vain) de sauver arbres fruitiers, cultures maraîchères et de coton.

4.3. Pénurie d'eau face à des besoins croissants

À l'essor spectaculaire des cultures irriguées qui mobilisent 80% des besoins en eau, s'ajoute une nouvelle demande liée à la croissance de l'agglomération de Murcie et au développement du tourisme littoral. La pénurie pose déjà de redoutables problèmes d'approvisionnement en eau en année normale. La vague de chaleur de l'été 1994 lui donne une plus grande acuité.

Malgré la dérivation d'une partie des eaux du Tage (280 hm³) vers le Segura depuis 1966, le bassin hydrographique ne fournit que 1100 hm³. Il faut avoir recours aux pompes dans les réserves aquifères non renouvelables qui apportent 440 hm³ supplémentaires. En 1994, le déficit en eau est considérable. Il faut effectuer des forages dans les nappes profondes avec de sérieux risques de salinisation par intrusion marine ou par lixiviation de sel provenant des roches triasiques. Le niveau des eaux de la nappe aquifère baisse sensiblement par surexploitation des puits et des forages.

En conséquence de la vague de chaleur exceptionnelle de l'été 1994 et de la grande sécheresse (1993-1995), le ministère de l'agriculture espagnol élabore, dès la même année, un « *Plan directeur pour l'économie de l'eau et la modernisation des terres irriguées* » pour

rationaliser l'utilisation, améliorer la qualité de l'eau dans la région de Murcie et faire face à une demande en plein essor : en 2002, il faut 2200 hm³, et plus de 2500 hm³ seraient nécessaires en 2012 (dont 2100 pour l'irrigation).

4.4. Tensions entre les usagers et contestation du transvasement des eaux du Tage

Durant l'été 1994, certains agriculteurs percent clandestinement les aqueducs et canalisations. Une partie de l'eau se vend au marché noir (Olcina-Cantos *et al.*). La diminution du volume d'eau disponible entraîne la hausse de son prix. De vives tensions se manifestent depuis lors entre « les gouvernements » de Castille et Manche et de Murcie (*La Verdad* 5/02/2002). L'irrigation mobilise plus de 80% de l'eau disponible, mais il y a aussi de l'élevage porcin, l'activité agroalimentaire comme la charcuterie industrielle, une population dense et un tourisme balnéaire important (Manga de la Mar Menor et Costa Cálida). L'eau est rationnée en 1993, 1994 et 1995 dans les hôtels et les campings. Le 24 mars 2005, 40 000 personnes manifestent à Murcie contre la politique de l'eau : « Solidarité ! De l'eau pour tous ! » (*La Verdad*, 25/03/2005).

Conclusion

« Aussi loin que l'on puisse remonter dans le temps, jamais le déséquilibre entre les besoins et les disponibilités n'avait atteint cette ampleur » écrit Del Morale Ituarte (1998) à propos de l'été 1994. En effet, sécheresse et chaleur accentuent le recul des cultures sèches qui protègent le sol. La mise en valeur agricole se concentre de plus en plus dans les zones irrigables dont les sols, mis à nu par les méthodes culturales modernes et rendus compacts par la diminution de la matière organique, sont lessivés par les pluies d'orages qui s'abattent sur les vallées du Guadalentín et du Ségura au printemps et en automne. Selon le ministère de l'environnement la désertification menace 99% du territoire de la communauté de Murcie (« *El Mundo* » 16 /06/2006).

Références bibliographiques

- Álvarez Rogel Y., 2001. Los incendios forestales en la vertiente peninsular mediterránea y region de Murcia. *Papeles de geografía*, **30**, Universidad de Murcia, España, 5-15.
- Aupi V., 2006. *Guía del clima de España*, Omega, 316 p.
- Calmel-Avila M., 2001. *Géomorphogenèse holocène dans le bas-Guadalentín, bassin du Segura, province de Murcie, Espagne*, Thèse de l'Université de Pau, Presses Universitaires du Septentrion, 323 p.
- Consejería de Economía, Industria y Comercio, 2007. *Anuario estadístico de la región de Murcia*, 26-30.
- López-Bermúdez F., Calvo García-Tornel F. et Morales Gil A., 1986. *Geografía de la región de Murcia*., Ketres editora, 283 p.
- López-Bermúdez F., 1985. *Sequías, aridez y desertificación en la región de Murcia*. Academia Alfonso X el Sabio, 85 p.
- Del Morale Ituarte L., 1998. L'État et la politique hydraulique en Espagne, *Hérodote*, **91**, pp. 118-138.
- Malardel S., 2005. *Fondamentaux de Météorologie*., Cepadues éditions et Météo-France, 709 p.
- Olcina-Cantos J., Rico-Amorós A., 1995. Sequías y golpe de calor en el Sureste ibérico, *Investigaciones Geográficas*, n°13, pp. 47-79.
- Rodríguez-Ballesteros C., 2005. Carácter extremo del verano 2003 en España peninsular, communication aux XXVIII^{èmes} Journées Scientifiques de l'Association Meteorológica Espagnola, [www. Ame-unvetorg/jornadas_Badajoz.htm](http://www.Ame-unvetorg/jornadas_Badajoz.htm), 10 p.
- Rodríguez-Puebla C., 2003. Relaciones entre los extremos de temperaturas máxima y patrones de circulación en el Atlántico Norte. 6 p. communication au XXVIII^{èmes} Journées Scientifiques de l'Association Meteorológica Espagnola [www. Ame-unvetorg/jornadas_Badajoz.htm](http://www.Ame-unvetorg/jornadas_Badajoz.htm), 6p.

LES TYPES DE TEMPS ET L'INCIDENCE DES MALADIES RESPIRATOIRES DANS LE DISTRICT FEDERAL - BRESIL : UNE ETUDE SUR LE CLIMAT ET LA SANTE

BARROS Juliana, PITTON Sandra, ZAVATTINI João Afonso

*Universidade Federal de Goiás. SQN 115 Bloco H Apto. 309, Code Postale : 70772-080. Brasília – DF – Brésil.
Mail : julianarb@superig.com.br*

*Universidade Estadual Paulista – Unesp. Rua 10, n° 2527, Code Postale : 13500-230, Caixa Postal 178. Rio
Claro – SP – Brésil. Mail : scpitton@rc.unesp.br*

*Universidade Estadual Paulista – Unesp. Rua 10, n° 2527, Code Postale : 13500-230, Caixa Postal 178. Rio
Claro – SP – Brésil. Mail : zavattini@rc.unesp.br*

Résumé : *Nous avons analysé la relation entre les types de temps et l'incidence de maladies respiratoires dans le District Fédéral. Les données obtenues auprès du Système Intégré de Santé (SUS en portugais) du Brésil et de deux unités de surveillance médicale du secteur privé nous ont permis d'identifier la période de l'automne et de l'hiver comme en étant celles où la population locale souffre le plus avec des complications respiratoires. Nous avons élaboré des graphiques qui nous ont permis d'observer la variation quotidienne du nombre d'hospitalisations pendant les années 2003, 2004 et 2005 et qui ont révélé que l'augmentation des amplitudes thermiques quotidiennes, la réduction des précipitations et de l'humidité relative de l'air, l'action du système frontal et d'autres situations d'instabilité peuvent atténuer ces maladies.*

Mots-clés : *Types de temps ; maladies respiratoires ; District Fédéral – Brésil ; climat et santé.*

Abstract: *We analysed the relation between the types of weather and the incidence of respiratory diseases in the Federal District. Data from the Brazil's Integrated Health System (SUS in portuguese) and two medical surveillance units of the private sector helped us to identify autumn and winter periods as being when the local population suffers the most from respiratory complications. Graphics were elaborated which made it possible to observe the daily variation of the number of hospitalizations during years 2003, 2004 and 2005 and which revealed that the increase in the daily thermal amplitudes and the reduction of precipitations and the air relative humidity, the action of the frontal systems and other situations of instability can abate these diseases.*

Key words: *Types of weather ; respiratory diseases ; Federal District – Brazil ; climate and health.*

Introduction

La région concernée possède comme végétation prédominante le Cerrado et se trouve dans une zone climatique dans laquelle on différencie, essentiellement, l'hiver, sec, et l'été, pluvieux (Barros, 2003). Entre les mois de mai et de septembre (automne-hiver) l'humidité relative de l'air dans la région du District Fédéral peut être très basse (de 11 à 40%) et il faut considérer les effets des basses valeurs d'humidité relative de l'air et des brusques variations de température de l'air sur la santé de la population du DF.

Bien que la répercussion des différents états atmosphériques sur la santé humaine soit connue, pendant longtemps les études climatiques n'ont pas privilégié l'analyse de cette relation et leurs conséquences, malgré de diverses recherches qui révélaient que le climat et/ou certaines conditions atmosphériques touchent directement l'organisme de l'homme, en provoquant l'apparition ou l'aggravation de certaines maladies.

Malgré la notion de l'importance que le climat a sur l'organisme humain, plusieurs chercheurs étudient plus la maladie que la géographie, ce qui peut être expliqué par l'habitude d'avoir des travaux de la Géographie Médicale réalisés majoritairement, pendant beaucoup de temps, par des médecins, sous l'optique de la médecine et en utilisant la géographie seulement comme une assistante dans les analyses. Dans le cas de la climatologie, on sait que les éléments climatiques et leurs variations influencent le fonctionnement des organismes vivants (animaux ou végétaux), mais il y a une grande difficulté à s'expliquer quand, où, comment et pourquoi se produisent les différentes réactions du corps humain aux différents types de

temps. À partir de là, le présent travail a pour objectif de vérifier ce qu'est la relation entre le climat et la présence de maladies respiratoires chez les habitants du District Fédéral - Brésil (fig. 1) entre 2003 et 2005, en vérifiant la genèse de la succession des types de temps associés aux pathologies. En outre, il a été possible d'indiquer les temps de grande et de moindre incidence des maladies concernées dans la période analysée.

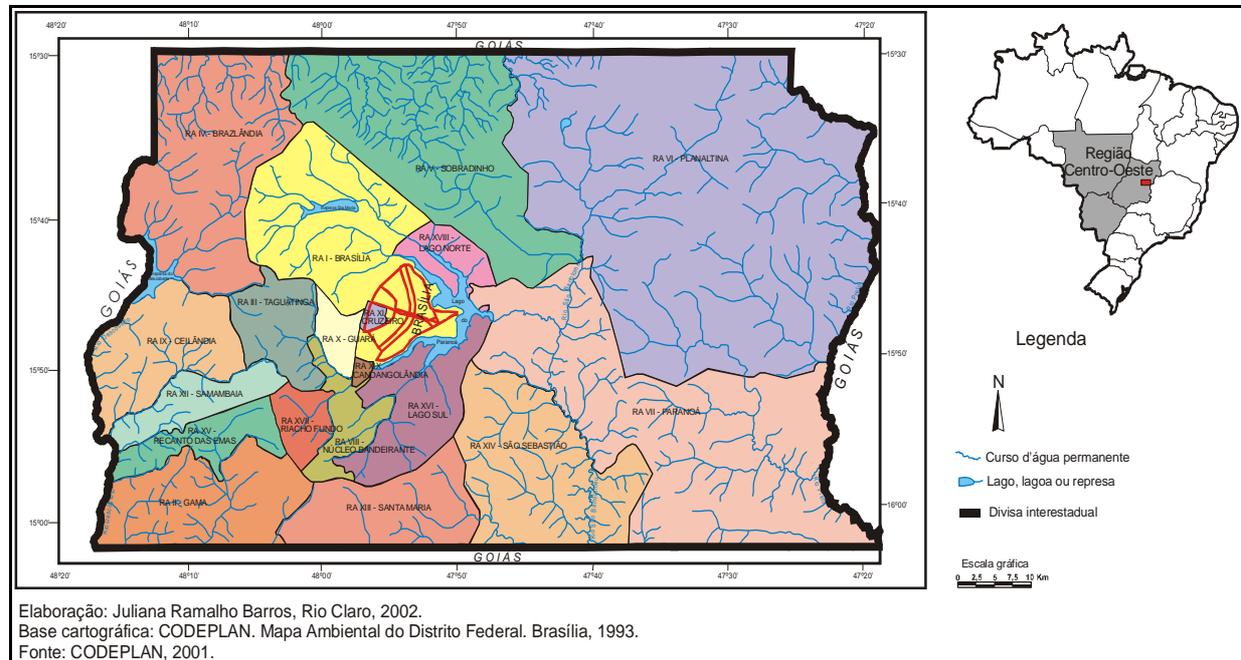


Figure 1. Carte de localisation du District Fédéral au Brésil.

1. Le climat du District Fédéral

Les systèmes atmosphériques opérants dans la Région Centre-Ouest, où se trouve le District Fédéral, permettent la distinction de deux périodes marquantes : une sèche (automne-hiver) et une autre pluvieuse (printemps-été).

Conformément à Barros (2003), on peut dire que la période comprise entre les mois d'avril à septembre se caractérise par : une insolation intense, peu d'opacité, une forte évaporation, une basse humidité de l'air, des précipitations restreintes et une amplitude thermique élevée (maxima élevés et minima réduits). D'octobre à mars l'insolation se réduit, l'opacité augmente, l'évaporation diminue, les teneurs d'humidité de l'air augmentent, les précipitations s'intensifient et l'amplitude thermique se réduit modérément, donc les maxima se maintiennent et les minima s'élèvent.

Selon le projet de Monteiro (2000) afférent aux grandes régions climatiques de l'Amérique du Sud, il est possible d'affirmer que le District Fédéral se trouve sous le domaine climatique contrôlé par les masses équatoriales et tropicales. Néanmoins, pendant l'hiver, des invasions d'air polaire provoquent une chute des températures et rendent le ciel clair. Dans cette période se produit une forte évaporation, une intense insolation, peu d'opacité et une grande amplitude thermique quotidienne, vu que les températures maximales s'élèvent et les minima atteignent leurs moindres valeurs. De telles caractéristiques impliquent une humidité relative de l'air basse qui, à son tour, s'associent aux basses valeurs de pluie, en composant, ainsi, une période sans pluie.

Concernant le régime de pluies dans le District Fédéral, Barros (2003) a vérifié l'existence de deux semestres pluviométriquement distincts : celui qui inclut la période d'avril à septembre, considérée la plus sèche, et celui qui comprend les mois d'octobre à mars, qui est

la période la plus pluvieuse. D'une manière générale, le mois d'avril est le mois de transition de la saison la plus pluvieuse pour la plus sèche et le mois d'octobre est le mois de transition de la période sèche pour la pluvieuse.

2. Méthodologie

Initialement, nous avons réalisé des enquêtes auprès de la banque de données du Ministère de la Santé, disponible sur internet, où ont été obtenues les données mensuelles afférentes au nombre d'hospitalisations pour des maladies respiratoires dans le District Fédéral. De telles données ont permis l'élaboration de graphiques qui ont révélé les périodes où se sont produits les plus grands nombres d'hospitalisations causées par les pathologies concernées.

Pour rapporter les maladies aux types de temps des données au niveau quotidien étaient nécessaires, ce qui n'était pas disponible dans la banque de données du Secrétariat de Santé du District Fédéral. Pour les obtenir, il a fallu faire appel aux réseaux de santé privés qui possèdent normalement des banques de données sur les malades pris en charge. Les données ont été fournies par la Clinique Otonorte, localisée dans le Plan Pilote de Brasília et par l'Hôpital Anchieta, placé dans la Région Administrative de Taguatinga. Ce dernier établissement a pu nous fournir les données au niveau mensuel et au niveau quotidien de tous les patients observés entre janvier 2003 et décembre 2005.

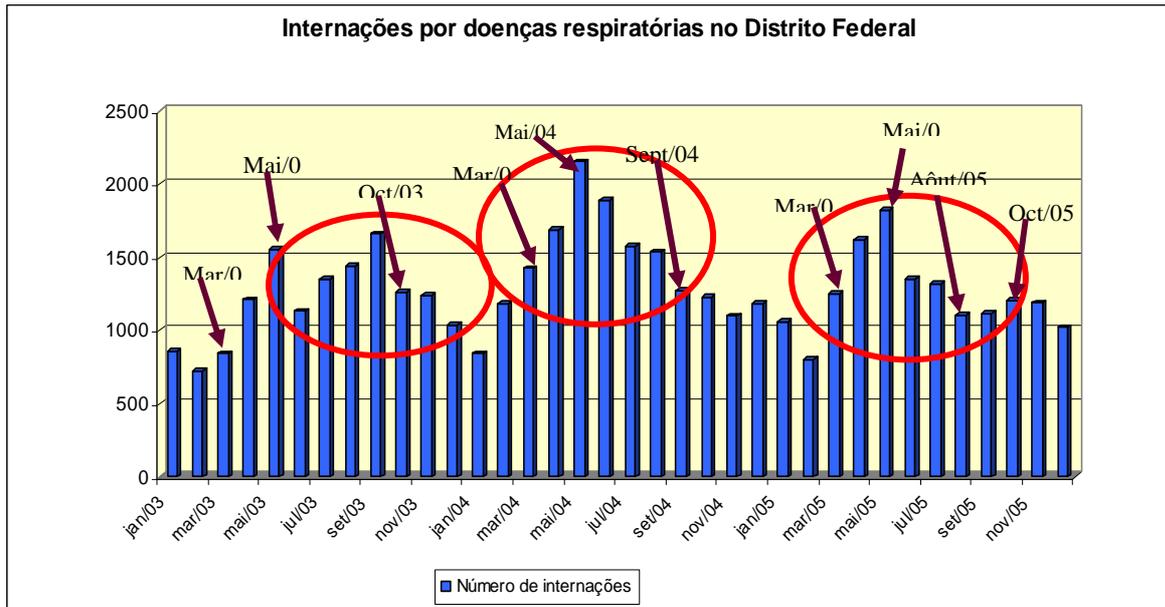
Avec les données regroupées, nous avons élaboré des graphiques des totaux mensuels des patients concernés qui ont révélé la période de plus grande incidence des maladies respiratoires. Ces données ont fait l'objet d'analyses quotidiennes dans la période d'automne-hiver comprise entre le 21 mars et le 22 septembre des années 2003, 2004 et 2005, sur lesquelles ont été élaborés des graphiques d'analyse rythmique (MONTEIRO, 1971). Dans ces graphiques se trouvent les éléments atmosphériques, les systèmes météorologiques opérants chaque jour et les présences, également quotidiennes, de maladies respiratoires au District Fédéral.

Pour l'élaboration des graphiques, les données quotidiennes de température de l'air (maxima et minima), de l'humidité relative (maxima et minima), les précipitations pluviométriques, la pression atmosphérique (9h, 15h et 21h) et la direction du vent (9h, 15h et 21h) ont été obtenues auprès de l'Institut National de Météorologie - INMET. Le poste dont proviennent les données est localisé dans la région centrale du District Fédéral, à 15°47'S et à 47°56'W et à l'altitude de 1.159,54 m. Les données de santé, relatives au total des patients pris en charge, ont été récoltées à l'Hôpital Anchieta et représentent la population District Fédéral puisque cet établissement s'occupe en moyenne de 10.000 patients par mois.

3. Résultats

3.1. Les périodes de plus grande incidence des maladies respiratoires

Les données du Système Intégré de Santé du Ministère de la Santé ont indiqué la tendance à l'augmentation du nombre d'admissions pour des maladies respiratoires à partir du mois de mars et leur réduction à partir du mois d'octobre. Dans le cas de l'année 2003, le mois de septembre a été celui qui a présenté le plus grand nombre d'hospitalisations, tandis que pour les années 2004 et 2005, le maximum a été atteint au mois de mai. Ce qui signifie que tous les ans c'est en automne qu'est enregistré le plus grand nombre de patients par le Ministère de la Santé (fig. 2).



Élaboration : Juliana Ramalho Barros, 2006

Figure 2. Graphique d'hospitalisations pour des maladies respiratoires au District Fédéral pour la période 2003-2005.

À l'Hôpital Anchieta, durant l'année 2003, les secours de maladies respiratoires ont commencé à augmenter à partir du mois de mars et ce jusqu'en août, période pendant laquelle la tendance est à la réduction. Le mois de juillet a cumulé le plus grand nombre de cas, ce qui s'explique par la prédominance des actions de la masse d'air Tropical Atlantique sur le District Fédéral, responsable des chutes de températures de l'air. En 2004, c'est le mois de mars qui rassemble le plus grand nombre de patients admis, traduit par la présence du système frontal Polaire Atlantique et de la masse d'air Polaire, déjà modifiés sur le District Fédéral, qui ont causé des pluies et des chutes de températures durant quelques jours et la réduction de l'humidité relative de l'air dans d'autres. Le mois d'avril 2004, dominé par la présence de la masse d'air Tropical Atlantique (continentalisée), et malgré des lignes d'instabilité qui ont provoqué quelques pluies, le nombre de patients a diminué maintenant la réduction jusqu'au mois de juillet. Mais en août, la masse d'air Tropical Atlantique Continentalisé présente pendant plusieurs jours dans le District Fédéral a engendré une nouvelle augmentation du nombre de personnes admises à l'Hôpital. En 2005, le nombre de patients soignés est passé de 867 au mois de février à 1804 en mars. Le mois d'avril a atteint un maximum de 2219 patients dû à l'influence de la masse d'air Tropical Atlantique Continentalisé dans le District Fédéral, responsable de plusieurs jours sans pluie et d'une humidité relative de l'air basse. Toutefois, l'année de 2005 s'est montrée différente de 2003 et 2004, car qu'il a y eu une tendance à la réduction du nombre de patients traités entre le mois de juin, quand il a y eu 1.920 malades aidés, et le mois de septembre, quand ont été soignées 1.492 personnes. En octobre s'initie une nouvelle période d'augmentation des patients (1.902), mais aux mois de novembre et décembre la quantité de malades a été habituelle.

Sur l'échantillon de 100 patients de la Clinique Otonorte, la majorité ayant besoin des soins en 2003 les a eus pendant les mois de mai à août. En avril et septembre, l'échantillon n'a révélé aucune participation. L'année suivante, ainsi qu'à l'Hôpital Anchieta, la plupart des patients ont été admis à la clinique pendant le mois d'avril, tandis qu'en 2005 cela s'est concentré sur le mois de mai.

Au-delà des données de santé rassemblées, la recherche réalisée dans le journal *Correio Braziliense* nous a motivé à analyser la période comprise entre le 21 mars et le 22 septembre des années 2003, 2004 et 2005. Ce sont les périodes les plus représentées dans la presse locale qui a, donc, publié le plus d'observations se rapportant aux maladies respiratoires dues aux conditions atmosphériques observées dans le District Fédéral, conformément à la recherche réalisée dans des journaux des années de 1999 à 2005.

3.2. Les types de temps et la variation quotidienne des maladies respiratoires dans la période d'automne-hiver des années 2003, 2004 et 2005

La mise en relation de la variation quotidienne des maladies respiratoires, évaluées avec le nombre de patients ayant eu recours à des soins à l'Hôpital Anchieta, et les graphiques d'analyse rythmique a mis en évidence une forte relation des pathologies avec la température et l'humidité relative de l'air.

Le 24 mars 2003, 95 patients ont été recensés pour des maladies respiratoires alors que la veille seulement 35 patients avaient été enregistrés pour les mêmes causes. Cette augmentation peut être attribuée à une repercussion du système frontal Polaire Atlantique, présent dans le District Fédéral depuis le 22 mars et responsable de la chute des températures (la minimale est restée à 17,3°C) et de l'humidité relative de l'air, qui est restée entre 85 et 66%. Dans le sens inverse, les jours où se sont produits les nombres les moins importants de malades aidés ont coïncidé avec l'augmentation de la température de l'air et de l'humidité relative. En fonction de ces éléments, pour mentionner des types de temps, il est possible d'attribuer l'augmentation des maladies respiratoires aux systèmes atmosphériques responsables de la réduction de l'humidité relative de l'air et, en seconde instance, des plus grandes variations quotidiennes de la température.

Pendant l'automne, la masse d'air Tropical Atlantique Continentalisé cause des températures quotidiennes minimales comprises entre 15 et 20°C et des maxima compris entre 25 et 30°C, au-delà de l'humidité relative de l'air qui varie entre 85 et 35%. Nous pouvons qualifier ce temps comme un *temps sec d'automne*.

La présence durable d'une masse d'air Tropical Atlantique Continentalisé dans le District Fédéral est capable d'augmenter le nombre des cas de maladies respiratoires, principalement dans les jours d'hiver, caractérisés par des amplitudes thermiques élevées (température maximale au-dessus de 25°C et minimale au-dessous de 15°C) et de la basse humidité relative de l'air (entre 20 et 60%), que nous qualifions ici de *temps sec d'hiver*.

Quand la masse d'air Polaire arrive sur le District Fédéral, modifiée (plus chaude) ou non, nous avons un type de temps qui peut être appelé *temps polaire*, responsable de la chute brutale des températures et de l'humidité relative de l'air. Quand se produisent des passages du système frontal Polaire Atlantique, qui causent quelques jours de pluies, nous avons un *temps d'instabilité polaire* ; pendant que les lignes d'instabilité produites à l'intérieur de la masse d'air Tropical Atlantique occasionnent un *temps d'instabilité tropicale*.

Dans la situation de temps sec, soit d'automne ou d'hiver, quand la branche continentalisée de la masse d'air Tropical Atlantique stagne pendant plusieurs jours dans la région, il est confirmé que se produit, dans toutes les situations analysées, une augmentation du nombre de patients soignés à l'hôpital pour des maladies respiratoires. Une telle augmentation se doit au fait que la basse humidité relative de l'air provoque le dessèchement des muqueuses des voies respiratoires et le manque de pluies et de vents causent une augmentation des particules en suspension dans l'air, telles que les poussières et la pollution provenant principalement des automobiles.

Le temps d'instabilité polaire et aussi d'instabilité tropicale provoquent des précipitations occasionnelles pendant l'automne et l'hiver, en nettoyant l'atmosphère de la poussière et des polluants en suspension dans l'air, et provoque aussi l'élévation de l'humidité relative de l'air, qui finit de réduire le dessèchement des muqueuses des voies aériennes, en facilitant, ainsi, la respiration.

Conclusion

L'importance d'études qui rapportent les variations atmosphériques au comportement et à la santé humaine réside dans le fait que l'atmosphère est, peut-être, la partie de la Terre avec lequel l'homme a le plus de contact et que, par conséquent, il le touche beaucoup.

Identifier les types de temps qui puissent être responsables de l'augmentation ou de la diminution de certaines maladies peut faciliter des politiques publiques aidant les hôpitaux et les cliniques médicales à mieux se préparer à faire attention à la population touchée par certaines pathologies.

Dans le cas des maladies respiratoires dans le District Fédéral, on sait que les types de temps typiques de la période d'automne et d'hiver sont les plus propices à l'apparition de ces maladies, néanmoins, pendant cette période il y a des jours plus critiques que d'autres.

De manière générale, les graphiques d'analyse rythmique ont révélé que l'augmentation des amplitudes thermiques quotidiennes et la réduction des précipitations et de l'humidité relative de l'air, typiques des temps sec d'automne et sec d'hiver, exercent une nette influence sur l'augmentation des maladies respiratoires. De cette façon, dans des périodes plus critiques, l'action du Front Polaire Atlantique et d'autres situations d'instabilité ont été capables d'atténuer l'incidence de ces maladies.

Cette recherche n'épuise pas les possibilités d'études sur le sujet concerné, car nombreux sont les aspects à être considérés pour qu'une personne ne soit touchée par quelque complication du traitement respiratoire. Ces facteurs vont de la prédisposition génétique jusqu'aux conditions du lieu où la personne habite et/ou travaille. Malheureusement, notre recherche n'a pas sélectionné tous ces facteurs et peut être donc considérée comme le début d'un long travail afin de mieux comprendre les relations entre climat et santé.

Références bibliographiques

- Barros J. R., 2003. *A chuva no Distrito Federal : o regime e as excepcionalidades do ritmo*. (Maîtrise en Géographie). Universidade Estadual Paulista. 221 p.
- Barros J. R., 2006. *Tipos de tempo e incidência de doenças respiratórias : um estudo geográfico aplicado ao Distrito Federal*. (Doctorat en Géographie). Universidade Estadual Paulista. 126 p.
- Lacaz C., *et al.* 1972. Introdução à Geografia Médica do Brasil. *Edgard Blucher*. 568 p.
- Monteiro C. A. de F., 1971. *A análise rítmica em climatologia : problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho*. Universidade de São Paulo. (Série Climatologia, 1).
- _____. 2000. *A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo*. AGETEO. 2ª edição, versão 1.0 (CD-Rom).

DETECTION DE CHANGEMENTS DANS DES FACTEURS EXTREMES DU CLIMAT EN ALGERIE DURANT LES DEUX DERNIERES DECENNIES

BENAÏCHATA Lazreg*, TAIBI Khaled, MERRATI Amel***

* Université Ibn Khaldoun de Tiaret BP 78, l_benaichata@mail.univ-tiaret.dz, ** Centre Universitaire Ziane Achour, Djelfa, khaledtaibi@yahoo.fr

Résumé : Afin de détecter et de clarifier si réellement notre région d'étude est affectée par une tendance climatique, un grand nombre d'indicateurs a été calculé à partir des séries chronologiques journalières des données climatiques du réseau météorologique situé sur la rive Sud de la méditerranée. Après analyse des cartes des champs des indices calculés à l'aide de *RClimDex*, nous constatons qu'une grande partie enregistre un changement significatif dans des paramètres climatiques extrêmes. Une dizaine d'indices statistiques ont été choisis parmi un large éventail déjà utilisé. Le calcul de ces indices se base sur les maximums et minimums des températures journalières ainsi que les données de précipitations quotidiennes. Les cartes issues de ce travail montrent des tendances positives des températures durant la période allant de 1970 à 2006.

Mots-clés : Changements climatiques, indices, semi-aride, tendance.

Abstract: In order to detect and to clarify so really our area of study is affected by a climatic tendency, a great number of indicators was calculated from daily time series of the Algerian weather network. After the analysis of the maps of the indices calculated using *RClimDex*, we note that they show a significant change in extreme climatic parameters. Ten statistical indices were selected. The calculation of these indices is based on the daily maxima and minima of the temperatures as well as the data of daily precipitations. The maps resulting from this work show positive tendencies in the temperatures during the period going from 1970 to 2006.

Key words: Climatic changes, indices, semi-arid, tendency.

Introduction

Les indicateurs de changements climatiques sont développés dans plusieurs centres et par beaucoup de chercheurs. Le but de l'élaboration de ces indices est donc la détection des changements climatiques. L'IPCC (1995) a émis la certitude que les effets anthropogéniques ont influencé considérablement les changements globaux. L'un des effets le plus ressenti étant l'élévation de la température moyenne du globe d'environ 0,7°C depuis la deuxième moitié du siècle (Nicholls *et al.*, 1996 ; Parker *et al.*, 2000). Seulement une élévation d'une moyenne n'implique pas nécessairement une élévation des extrêmes. Mais un changement dans la moyenne peut modifier la loi de distribution du paramètre étudié, pouvant elle-même affecter les écosystèmes (Frich *et al.*, 2002). Dans ce travail, nous essayons d'analyser les changements du climat de l'Algérie à travers le changement dans les courbes de tendance des indices choisis. Le problème majeur rencontré dans la région d'étude est la faible résolution du réseau de données, le pourcentage de données manquantes dans les séries de certaines stations météorologiques et les faibles durées de fonctionnement de certaines stations. L'un des défis de la communauté scientifique est la résolution du problème d'homogénéité des séries chronologiques observées dans certaines stations météorologiques (Nicholls et Murray 1999 ; Mohr 2000). De plus, l'indisponibilité des métadonnées ne simplifie pas le travail. Le but de ce travail est donc de clarifier si effectivement il y a un changement dans certains paramètres climatiques, quelle est l'amplitude de leurs tendances et quelles sont les régions d'Algérie les plus affectées ? Pour cela, le maximum de points de mesure disponibles du réseau d'observation de l'office national de la météorologie a été utilisé selon des critères de sélection. Ce travail débute par la description des indices choisis parmi les 27 calculés par l'outil *RClimDex* et la description de la méthodologie adoptée pour tester la qualité des données. Des cartes de pentes des indices sont tracées, afin de faire une analyse spatiale. Les résultats de l'analyse sont ensuite discutés et quelques conclusions sont tirées afin de

confirmer des travaux similaires réalisés à des échelles plus larges (Frich *et al.*, 2002 ; Alexander, 2006).

1. Méthodologie

L'approche de ce travail, se fait grâce à l'élaboration des cartes des pentes des indices de détection de changement climatique. Deux possibilités sont offertes : soit pointer ces pentes dans une carte et les comparer dans l'espace, soit tracer les lignes d'égale valeurs des pentes de l'indice. La deuxième approche nécessite un nombre plus important de points d'observation. Ainsi, nous avons adopté la méthode qui consiste à utiliser les données aux points de mesure et celle au point de grille issue d'une interpolation.

1.1. Sélection des données

Pour ce travail, au départ, toutes les stations du réseau d'observation de l'office national de la météorologie sont choisies (Figure 1a). Seules les séries de données ayant au moins 20 ans de données et ayant subi un test d'homogénéité sont retenues (Figure 1b). En général, selon Frich *et al.* (2002) une année est considérée manquante si elle contient plus de 10% de données journalières manquantes ou plus de 3 mois de l'année ayant plus de 20% de données manquantes (Figure 1c).

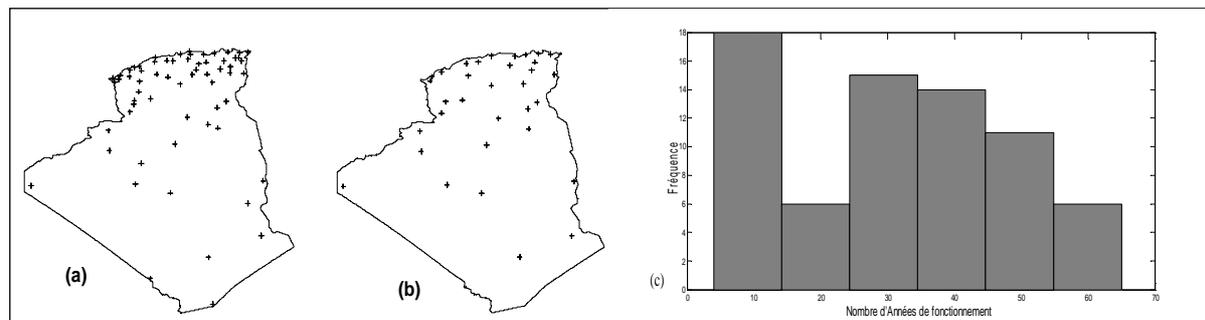


Figure 1. Réseau des stations météorologiques de l'office national de la météorologie (a), le réseau sélectionné selon les critères de sélection (b) et (c) l'histogramme de la durée de fonctionnement du réseau.

Enfin, environ une trentaine de stations couvrant la plupart des régions climatiques du pays est retenue. Des statistiques sur la longueur des séries et leurs pourcentages de données manquantes sont illustrés dans la Figure 1c. Il est utile de signaler que nous n'avons pas choisi les critères de sélection les plus rigoureux, sachant que ces critères diffèrent d'un pays à un autre selon la disponibilité des données. Les éléments climatiques utilisés pour le calcul des indices sont les températures maximales, les températures minimales et les précipitations. C'est probablement les éléments du climat les plus ressentis par les êtres vivants. Signalons aussi que la disponibilité des données reste faible et parfois non adéquate à ce type de travail (Folland *et al.*, 2002).

1.2. Sélection des indices

Sur les 27 indices recommandés par le Groupe d'Expert de Suivi et de Détection des Changements Climatiques et des Indices (ETCCDMI) et calculés à l'aide de l'outil *RClimDex*, nous avons opté pour 12 indices (Tableau 1). Les indices choisis doivent montrer l'intensité et la durée des changements des paramètres températures et précipitations. Les indices utilisés sont divisés en quatre catégories :

1) **Indices basés sur les précipitations**, tels que le maximum de jours secs consécutifs dans l'année (CDD), soit la durée de la séquence la plus sèche dans l'année ; le total annuel en millimètre des jours avec pluie (PRCPTOT) ; les jours très humides (R99p), soit la quantité

annuelle des précipitations ayant dépassé le 99^{ème} percentile ; la quantité maximale de précipitations durant 5 jours (RX5day).

2) **Indices basés sur les températures minimales** : nuits froides (TN10p), pourcentage de jours ayant des températures minimales ne dépassant pas le 10^{ème} percentile ; nuits chaudes (TN90p), pourcentage de jours ayant des températures minimales dépassant le 90^{ème} percentile ; nuits tropicales (TR20), nombre de jours par an dont les températures minimales dépassent 20°C.

3) **Indices basés sur les températures maximales** : journées d'été (SU25), soit le nombre de jours par an dont les températures maximales dépassent 25°C ; journées froides (TX10p), pourcentage de jours ayant des températures maximales ne dépassant pas le 10^{ème} percentile ; journées chaudes (TX90p), pourcentage de jours ayant des températures maximales dépassant le 90^{ème} percentile ; indice de la séquence chaude (WSDI), nombre de jours consécutifs supérieur à six avec des températures maximales dépassant le 90^{ème} percentile.

4) **Indice basés sur les températures maximales et minimales** : amplitude thermique (DTR), moyenne mensuelle de la différence entre les températures minimales et maximales.

Indices	Noms	Définitions	Unité
SU25	Journées d'été	Le nombre de jours par année où TX > 25°C	Jours
TR20	Nuits tropicales	Le nombre de jours par année où TN > 20°C	Jours
TN10p	Nuits froides	Pourcentage de jours où TN < 10 ^{ème} percentile	Jours
TX10p	Jours doux	Pourcentage de jours où TX < 10 ^{ème} percentile	Jours
TN90p	Nuits chaudes	Pourcentage de jours où TN > 90 ^{ème} percentile	Jours
TX90p	Jours chauds	Pourcentage de jours où TX > 90 ^{ème} percentile	Jours
WSDI	Indicateur des séquences chaudes	Le nombre de jours par année ayant au moins 6 jours consécutifs où TX > 90 ^{ème} percentile	Jours
DTR	Amplitude thermique	La différence moyenne mensuelle entre TX et TN	°C
Rx5day	Maximum de précipitations en 5 jours	Maximum mensuel de précipitations en 5 jours	Mm
CDD	Nombre de jours secs consécutifs	Le nombre maximum de jours avec RR < 1 mm	Jours
R99p	Les jours extrêmement pluvieux	Le total annuel des précipitations RR > 99 ^{ème} percentile	Mm
PRCPTOT	Le total annuel de précipitations	Le total annuel de précipitations RR ≥ 1 mm	Mm

Tableau 1. Liste des 12 indices calculés.

2. Discussion des résultats

2.1. Indices de températures

La carte de l'indice TN10p (Figure 2a), qui donne les occurrences des nuits froides et qui se base sur les percentiles, démontre que la majorité des séries d'observation ont une tendance à la baisse, ceci se traduit par le fait que les températures minimales qui se passent en fin de nuits ont tendance à s'élever, signifiant que les nuits en Algérie se réchauffent. Par contre, les cartes de tendances des indices TN90p et TR20 (Figure 2b et Figure 3a) qui, par définition, sont respectivement « journées chaudes » et « nuits tropicales », ont une tendance positive pour toute l'Algérie. Ceci confirme le réchauffement des températures nocturnes. L'amplitude thermique moyenne journalière, connue par l'indice DTR (Figure 3b), a des tendances positives dans plus de 95% des stations sélectionnées avec des valeurs importantes dans la région la plus humide (nord-est).

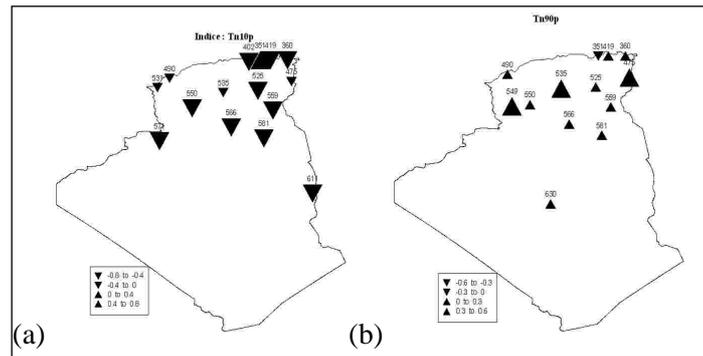


Figure 2. Tendances des indices algériens se basant sur les températures minimales : TN10p (a), TN90p (b).

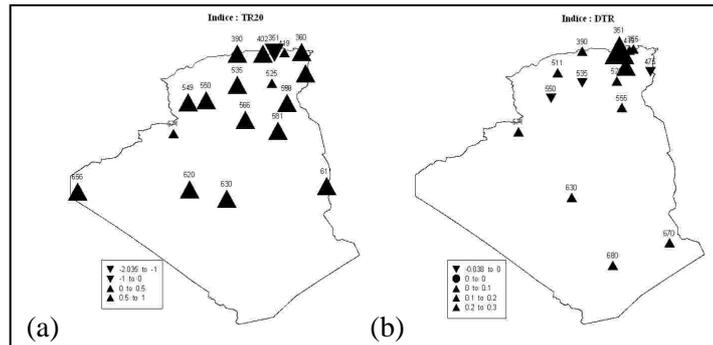


Figure 3. Tendances des indices algériens se basant sur la température minimale nocturne et l'amplitude thermique TR20 (a) et DTR (b).

La Figure 4, résume les résultats des indices basés sur les températures maximales, sachant que dans les conditions météorologiques normales, elles se manifestent durant la journée. Les journées froides de l'indice TX10p sont représentées en Figure 4. La majorité des stations d'observation ont un indice dont la tendance est à la baisse, ce qui veut dire que le nombre de jours froids est en diminution. Les tendances des indices TX90p, SU25 et WSDI (Figure 4a et Figure 5a et 5b) sont tous à la hausse et pour tous les points d'observation. Ce qui implique une augmentation du nombre de journées chaudes et des journées ayant les mêmes caractéristiques thermiques d'une journée d'été. Les indices basés sur les températures minimales ou maximales révèlent un réchauffement de ces paramètres, ce qui confirme les résultats de L.V. Alexander (2006). L'indice DTR est aussi en augmentation. Cela implique des élévations de températures maximales très importantes. Tout cela confirme les travaux réalisés à l'aide des données mensuelles à l'échelle globale de Jones *et al.* (1999) et à l'échelle régionale avec des données journalières de Yan (2002).

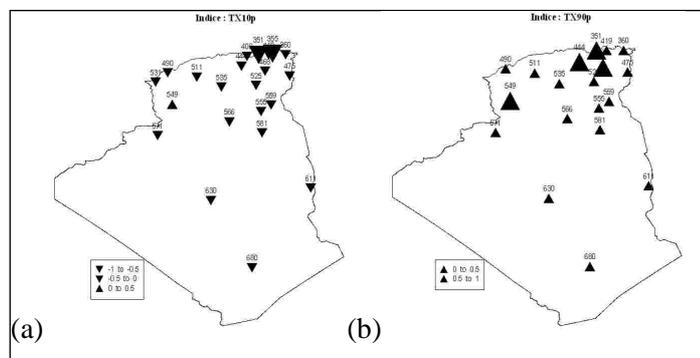


Figure 4. Cartes de tendance des indices se basant sur les températures maximales : TX10p (a), TX90p (b).

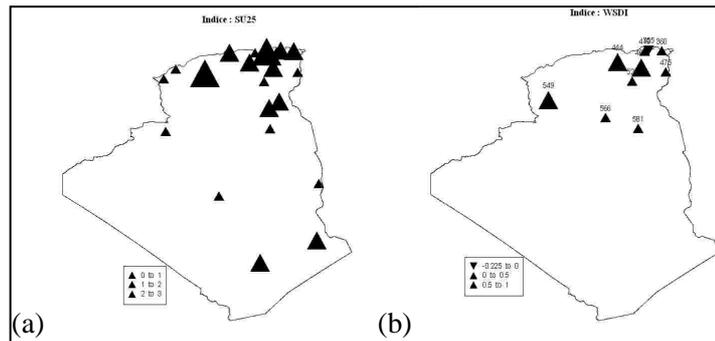


Figure 5. Tendance des indices se basant sur les températures maximales des journées estivales et les séquences chaudes: SU25 (a) et WSDI (b).

2.2. Indices de précipitations

La Figure 6, résume les cartes de tendances des indices de précipitations. Seules les valeurs des pentes qui sont statistiquement significatives sont représentées.

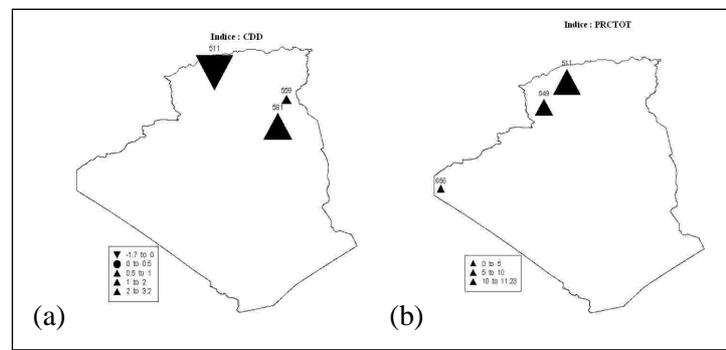


Figure 6. Cartes de tendance des indices se basant sur les précipitations : CDD (a), PRCPTOT (b).

Ainsi, les indices basés sur les précipitations sont localisés et leur interprétation ne peut se généraliser, prouvant sa forte variabilité dans le temps et dans l'espace en climat semi-aride, et particulièrement en Algérie. L'indice CDD est un très bon indicateur de sécheresse mais n'est représenté dans la Figure 6a que par trois stations. Dans la région céréalière de Tiaret située sur les hauts plateaux de l'Ouest Algérien, la pente de l'indice est négative avec une valeur de -1,7 et une probabilité d'erreur dans la régression de 0,049. Cette pente est positive pour les stations El Oued et Hassi Messaoud situées en région désertique où la notion de sécheresse n'a pas le même sens que dans les régions du Nord. Le second indice de précipitation (PRCPTOT) a une pente significative pour trois stations à l'Ouest de l'Algérie : Tiaret, Mechria et Tindouf. Les pentes sont positives et plus accentuées dans les stations de Tiaret et de Mechria avec des pentes égales à +11,2 et +7. La station de Tindouf est une station du Sud sous l'influence de l'Atlantique dont la pluviométrie annuelle est faible.

Conclusion

L'analyse des cartes des 12 indicateurs de tendances climatiques algériennes a démontré une cohérence spatiale des tendances des températures. Cependant, les stations ayant des tendances des précipitations significatives sont faibles. Les indices de températures en majorité ont une tendance au réchauffement ; la fréquence de jours chauds a augmenté significativement alors que la fréquence de jours froids a baissé significativement. La majorité des stations d'observation ont un indice des journées froides dont la tendance est à la baisse. Les indices des températures minimales ainsi que l'amplitude thermique moyenne journalière ont des tendances qui expriment le réchauffement de la région d'étude. Les extrêmes de températures et leur amplitude sont tous à la hausse, ce qui se traduit souvent par des

canicules dangereuses, fréquentes en été. La cartographie des pentes des indices des précipitations prouve que ce paramètre est très difficile à étudier en régions semi-arides. Avec sa grande variabilité dans le temps et dans l'espace, seules quelques stations ont enregistré des amplitudes significatives. La durée de la séquence sèche dans l'année a une tendance négative dans la région des hauts plateaux de l'Ouest (Tiaret). Par contre, les régions du Sud (El Oued et Hassi Messaoud) ont de faibles tendances positives. Les cumuls pluviométriques annuels ont une pente significative positive pour les stations situées dans l'Ouest Algérien (Tiaret, Mechria et Tindouf). Les précipitations à la hausse dans l'Ouest du pays sont beaucoup plus des précipitations d'instabilité.

Références bibliographiques

- Alexander L.V., Zhang X., Peterson T.C., Caesar J. et al., 2006. Global Observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, 1-22.
- Folland C.K., Frich P., Rayner N., Basnett T., Parker D.E. et Horton B., 2002. Uncertainties in climate data sets- a challenge for WMO. *WMO Bull.*, **49(1)**, 59-68.
- Frich P., Alexandersson H., Ashcroft J., Dahiström B. et al., 1996. North Atlantic climatological Dataset (NACD version 1) - Final Report. Danish Meteorological Institute, *Scientific Report*, **96-1**, 47 pp.
- Frich P., Alexander L.V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A.M.G. et Peterson T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- IPCC, 1995. Climate Change 1995. The science of climate change. Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callender B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell A. (eds), *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Jones P.D., Horton E.B., Folland C.K., Hulme H., Parker D.E. et Basnett T.A., 1999. The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Clim. Change*, **42**, 3-7.
- Mohr N., 2000. Storm warning, global warming and the rising costs of extreme weather. *Global Change* (electronic edn). www.int-res.com/articles/cr2002/19/c019p193.pdf.
- Nicholls N., Gruza G.V., Jouzel J., Karl T.R., Ogallo L.A., Parker D.E., 1996. Chap 3. Observed climate variability and change. In : Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callender B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell A. (eds). Climate Change 1995: The science of climate change. Contribution of working group I to the second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, 137-192.
- Nicholls N., Murray W., 1999. Workshop on indices and indicators for climate extremes: Ashville, NC, USA, 3 - 6.June 1997 - Breakout Group B: Precipitation. *Clim Change*, **42**, 23-29.
- Parker D.E., Horton E.B., Alexander L.V., 2000. Global and regional climate in 1999. *Weather*, **55**, 188-199.
- Yan, Z., 2002. Trends of extremes temperatures in Europe and China based on daily observations. *Clim. Changes*, **53**, 355-392.

CLIMATOLOGIE DU BROUILLARD DANS LES PRINCIPALES VILLES DE LA TUNISIE

BEN BOUBAKER Habib, TOUALBI Fethi

U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, 2010 Manouba, TUNISIE
Courriel : hboubaker@yahoo.fr

Résumé : *Le brouillard représente un risque climatique de mauvaise visibilité d'une intensité et d'une fréquence très variables en Tunisie. L'hiver est la saison la plus propice à sa formation. Il est particulièrement fréquent et persistant dans les villes intérieures, surtout dans les topoclimats de fonds de vallées et flancs de montagnes (Béja, Le Kef, ...). D'ordinaire, il se forme à la fin de la nuit, par temps calmes, et se dissipe en début de journée*

Mots-clés : *Tunisie, risque climatique, mauvaise visibilité, brouillard*

Abstract: *In Tunisia, the fog represents a climatic risk having a bad visibility. This latter is of very variable intensity and frequency. Winter is the most favourable season for its formation. It is particularly frequent and persistent in the interior cities, especially in the topoclimats of valleys funds as well as mountainsides (Béja, Jendouba, Kef,...). Usually, it is formed at the end of the night, in calm weather conditions, and it dissipated at the beginning of the day.*

Key words: *Tunisia, climatic risk, bad visibility, Fog*

Introduction

Le brouillard se définit comme étant « la suspension dans l'atmosphère de très petites gouttelettes d'eau réduisant la visibilité au sol à moins d'un kilomètre » (OMM). Les gouttelettes d'eau⁶, identiques à celles constituant les nuages, sont maintenues en suspension par les mouvements turbulents de l'air, tout en touchant le sol. Elles sont ainsi responsables de cette réduction de la visibilité. Le brouillard n'est pas à confondre avec la brume, pour laquelle la visibilité va de 1 à 5 km (sur terre).

En Tunisie, le brouillard terrestre est un phénomène très variable dans le temps et dans l'espace. Par saisons et par topoclimats, il peut prendre des dimensions telles qu'il devient contraignant pour bon nombre de secteurs de la vie courante : le transport routier et ferroviaire, la navigation, l'aviation, certaines activités de plein air, ... Persistant à même le sol, parfois pour plusieurs heures, il peut nuire à la santé et au confort de certains êtres vivants, en particulier les sujets vulnérables souffrant de certaines allergies, physiques ou même psychiques.

Dans ce travail, nous nous proposons d'évaluer l'ampleur de ce phénomène à risque en Tunisie, dans sa composante spatio-temporelle, d'après l'étude de sa fréquence et de sa persistance à différents pas du temps, dans les grandes villes du pays, dotées de stations d'observations météorologiques et ce, d'après 32 années d'observation (1975- 2006).

1. Données et méthodes

1.1. Rappel théorique : les types de brouillard

En fonction du type de climat, de la topographie et des conditions de formation, on distingue plusieurs types de brouillard. Dans tous les cas, un taux d'humidité élevé est

⁶ Pour que le brouillard puisse se former, au moins 0,5 grammes de vapeur d'eau doit se transformer en gouttelettes dans chaque kilo d'air (<http://www.linternaute.com/science/environnement/comment/05/brouillard>).

indispensable pour permettre la condensation de la vapeur d'eau, par refroidissement ou par apport en humidité. Les grands types les plus courants et les plus connus en Tunisie sont :

- **Le brouillard de rayonnement** : sa formation exige un refroidissement de l'air par rayonnement nocturne du sol possible surtout dans les surfaces dégagées, un ciel dégagé ou peu nuageux et un vent faible.

Ce type de brouillard colle au sol. Il est particulièrement fréquent à proximité des zones humides ou celles propices aux inversions thermiques. C'est le cas par exemple de la vallée de la Medjerda (stations de Béja, Jendouba, ...). Il se manifeste au début de sa formation par des bancs de brouillard et se dissipe en cours de journée avec le réchauffement du sol.

- **Le brouillard d'advection** : il résulte du refroidissement d'une masse d'air chaud et humide au contact d'une surface froide. Généralement, il est peu dense, avec visibilité supérieure à 100m. Il se caractérise par une forte extension verticale, avec une densité plus importante au sommet qu'à la base.

- **Le brouillard d'évaporation** : il se produit suite à un enrichissement en vapeur d'eau d'une masse d'air froide. Ne collant jamais au sol, il se caractérise par une densité souvent élevée. Il se manifeste souvent sous forme de bancs.

D'autres types et sous-types peuvent être cités, tels que le brouillard de mélange, de détente, ... D'une façon générale, les topoclimats les plus propices à la formation du brouillard sont surtout les fonds de vallée, certains flancs de collines et versants de montagnes ainsi que les sols à couverture humide.

En revanche, d'autres topoclimats sont moins favorables à sa formation. C'est le cas par exemple des grandes villes, où l'îlot de chaleur urbain est à l'origine d'un réchauffement des températures, ce qui entraîne la baisse de l'humidité relative et, pour cette raison, la baisse du nombre de jours de brouillard, de leur durée et de leur intensité (Escourrou G., 1996).

1.2. Les données

Les données exploitées sont issues des observations archivées chez l'Institut National de la Météorologie (INM). Elles sont de deux types :

- Des observations mensuelles, recensant l'effectif mensuel interannuel des jours de brouillard, dans une vingtaine de stations synoptiques du réseau d'observation météorologique (fig. 1), quasiment installées dans des villes, de tailles différentes. Elles couvrent une période suffisamment longue, allant de 1950 (sinon de la date de création de la station) jusqu'en 2006.

- Des observations quotidiennes, reflétant la chronologie détaillée du brouillard sur 20 ans (1970-1989). Ces données, relevées directement des tableaux climatologiques mensuels (TCM), procurent des informations détaillées sur l'heure de formation et de dissipation du brouillard, ainsi que les phénomènes météorologiques associés, observés du début à la fin de l'épisode du brouillard: visibilité, direction et vitesse du vent, température et humidité de l'air et pression atmosphérique.

Notons enfin que la manipulation des données sur une variable qualitative comme le brouillard doit se faire avec beaucoup de précautions. La précision des observations n'est pas toujours garantie et le comblement de lacunes est souvent risqué. Il nous a fallu abandonner quelques séries d'observations mensuelles, comme celles de la station synoptique de Thala, la plus élevée du pays (1090m), dont la série présente une anomalie sérieuse à partir de 1987.

1.3. Méthodes d'analyse

Un jour est considéré à brouillard si l'une des trois observations journalières (matin, midi, soir) relève du brouillard. Il va de soit que ce brouillard persiste plusieurs heures ou une fraction de l'heure. Pour manipuler ces données, nous avons opté pour une analyse double :

- Statistique, qui consiste à mener une étude fréquentielle (simple et cumulée) du nombre de jours de brouillard, à l'échelle annuelle, saisonnière et mensuelle. Elle consiste également à suivre la chronologie du brouillard, en vue de savoir sa persistance à l'échelle quotidienne.
- Une analyse géographique, qui consiste à comparer les différentes stations représentatives des principales villes du pays. La comparaison de binômes de stations appartenant à la même frange latitudinale (l'une côtière, l'autre intérieure) permet également de saisir l'effet des facteurs locaux sur la fréquence et l'intensité du brouillard.

2. Fréquence du brouillard en Tunisie

2.1. Fréquence annuelle des jours de brouillard

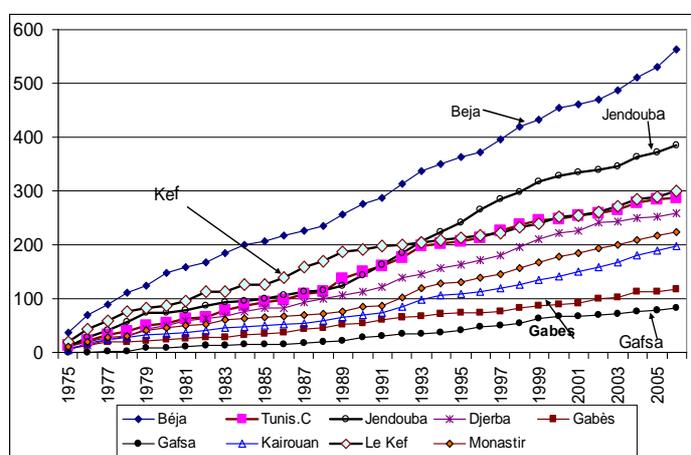


Figure 2. Fréquences annuelles cumulées du nombre de jours de brouillard (1975-2006).

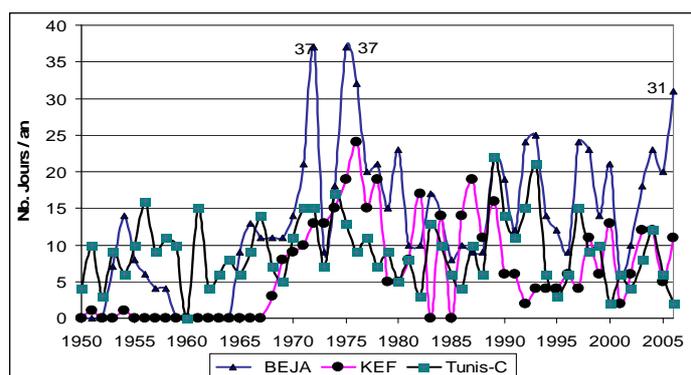


Figure 3. Variation interannuelle du nombre moyen de jours de brouillard dans 3 stations de la Tunisie du nord (1950-2006).

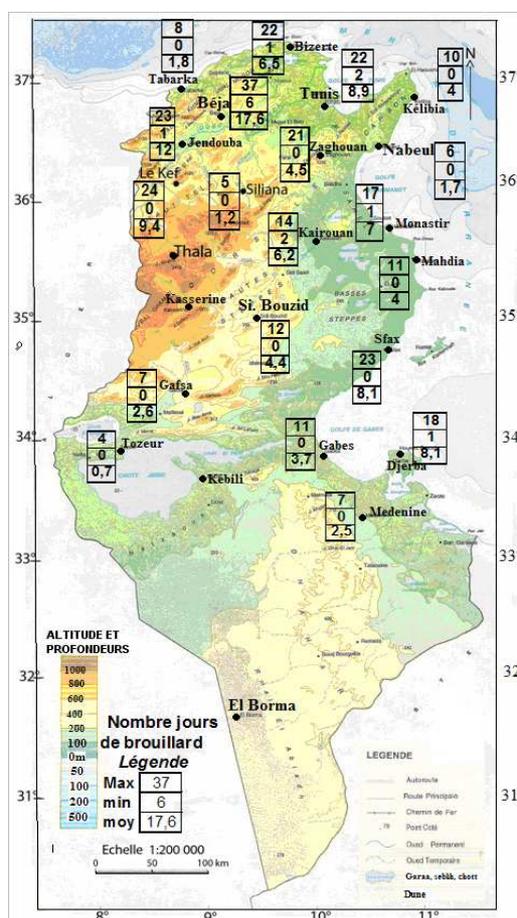


Figure 1. Nombre annuel maxi, mini et moyen de jours de brouillard (1975-2006).

La figure 1 montre que le brouillard représente un risque généralisé en Tunisie, avec une intensité très variable d'une ville à l'autre :

- les stations de la Tunisie tellienne, qu'elles soient de flancs de montagnes ou de fonds de vallées (Béja, Jendouba, le Kef, ...), enregistrent le risque le plus élevé. La **fréquence**

moyenne interannuelle va de 18 jours/an à Beja, 12j. à Jendouba et 9j. au Kef. Quant à la fréquence annuelle maximale observée, elle est respectivement de 37, 23 et 24 jours.

- En revanche, c'est dans les villes de la Tunisie centrale et surtout saharienne qu'on enregistre les fréquences moyennes et maximales les plus faibles soit, respectivement, 0,7 et 4 jours à Tozeur, 2,5 et 7 jours à Medenine, 1,2 et 5 jours à Siliana, ...
- Enfin, il faut noter également la faiblesse de la fréquence moyenne de jours de brouillard dans les stations littorales de Tabarka (1,8j/an), Kélibia, Mahdia et Gabes (4j), Nabeul (1,7 j), ... Toutefois, Jerba et Sfax font exception avec des moyennes relativement élevées (8,1 j/an) et pouvant atteindre, selon les années, jusqu'à 23 jours à Sfax.

En termes de **fréquence annuelle cumulée** de jours de brouillard sur 57 années d'observations (fig. 2), les villes telliennes, en particulier celles de la vallée de la Medjerda (surtout Béja, Jendouba), détiennent encore le record absolu. Le brouillard apparaît également un phénomène assez fréquent dans la ville montagnarde du Kef et la grande ville de Tunis.

En revanche, les stations du centre et du sud du pays, en l'occurrence Gafsa, Gabes, Kairouan,... cumulent les fréquences les plus faibles.

Toutefois, cette fréquence cumulée dissimule une grande **variabilité interannuelle** du nombre de jours de brouillards dans toutes les stations de la Tunisie (fig. 3). Bien qu'on observe souvent, surtout entre les stations du nord du pays, une évolution concomitante, il est difficile de dégager ou de prédire une tendance statistiquement significative. Néanmoins, les grandes villes, comme Tunis et Sfax, affichent une légère tendance à la régression des fréquences annuelles totales de jours de brouillard. Cette légère tendance confirme le constat avancé en Europe, dans les grandes villes polluées, sur la baisse du nombre de jours de brouillard.

2.2. Fréquence saisonnière des jours de brouillard

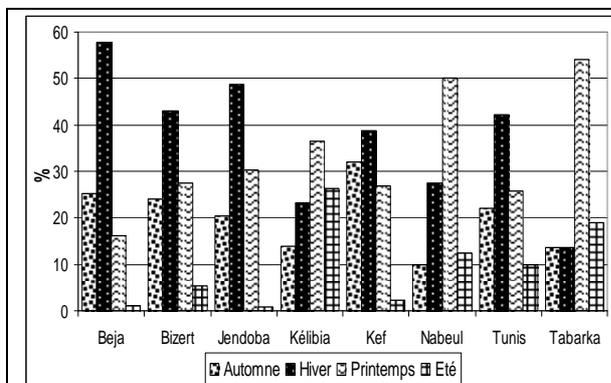


Figure 4. Répartition saisonnière (en %) du nombre de jours de brouillard en Tunisie du Nord (moyenne 1950-2006).

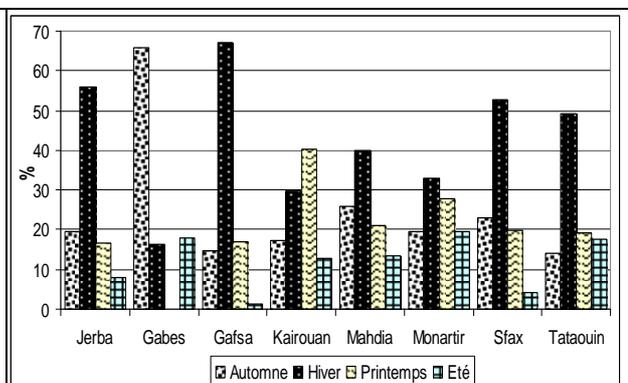


Figure 5. Répartition saisonnière (en %) du nombre de jours de brouillard en Tunisie du Centre et du Sud (moyenne 1950-2006).

En Tunisie, le brouillard est avant tout un phénomène de saison froide. Dans toutes les stations étudiées, le risque le plus élevé (1^{er} ou 2^{ème} rang) se manifeste en hiver (fig. 4 et 5). Au cours de cette saison, les bulletins d'alerte au brouillard sont familiers aux usagers de la route, au cours de la nuit ou en début de journée. Il s'agit essentiellement du brouillard de rayonnement qui se produit surtout par types de temps calmes, anticycloniques.

Quant au brouillard de saison chaude, il prend particulièrement de l'importance dans les stations littorales telles que Kélibia, Tabarka, Gabes, Monastir, ... Là, par temps calme, l'advection de l'air marin tiède et humide, au niveau de la « couche limite » de la brise

nocturne, le conduit à se refroidir. La vapeur d'eau se condense alors au point de former du brouillard. Ce phénomène, typique de saison chaude, peut survenir du printemps à l'automne.

2.3. Fréquence mensuelle des jours de brouillard

Les observations à l'échelle mensuelle confirment qu'en Tunisie intérieure, surtout tellienne, les mois d'hiver ainsi que ceux de l'automne et/ou du printemps présentent les plus hauts risques de brouillard (fig. 6 et 7). Dans certaines stations, on reconnaît aisément les mois de l'été où le risque de brouillard est quasiment écarté (exemple : Gabès, Jendouba, ...).

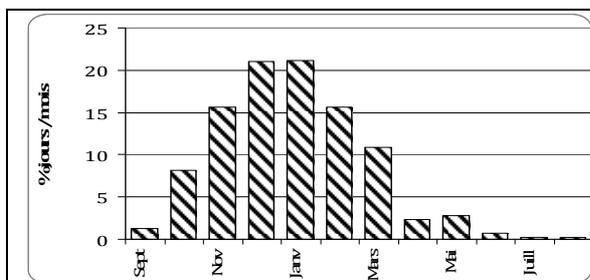


Figure 6. Répartition mensuelle moyenne (en %) des jours de brouillard à Beja (1975-2006).

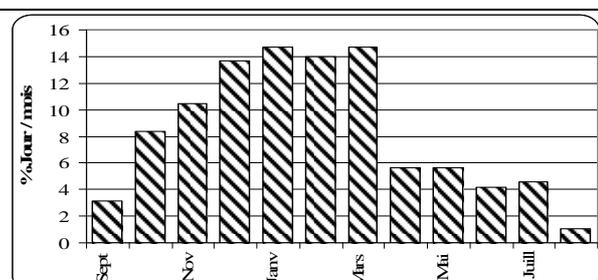


Figure 7. Répartition mensuelle moyenne (en %) des jours de brouillard à Tunis-Carthage (1975-2006).

3. Durée et persistance du brouillard

Presque partout en Tunisie, quelle que soit la saison, quand le brouillard s'installe, il dure au moins deux heures (tab.1). Cette moyenne annuelle est très variable d'une station à l'autre. Elle atteint jusqu'à 5 heures au Kef ou 6 heures à Bizerte. Une grande variabilité s'observe également à l'échelle interannuelle (fig. 8). A Tunis-Carthage par exemple, la durée moyenne annuelle d'un épisode de brouillard dépasse souvent 4 heures, voire parfois 10 heures. Toutefois, la décennie 1980-90 affiche une légère régression de cette durée. A Djerba et à Sfax par contre, la variabilité interannuelle est moins ample et n'affiche aucune tendance.

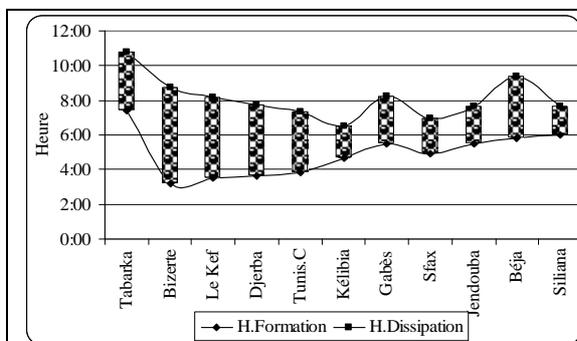


Figure 9. Heure moyenne annuelle de formation et de dissipation épisodes de brouillard (1970-89).

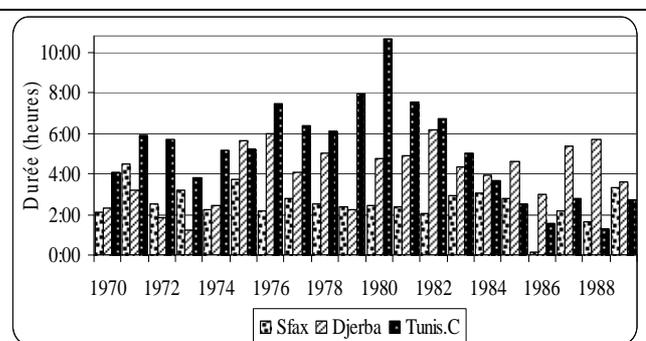
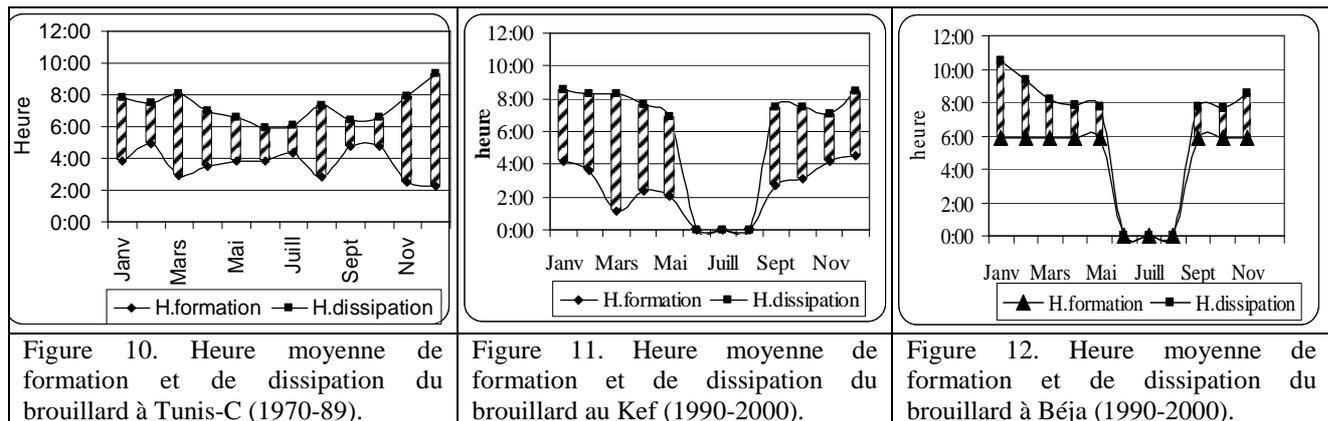


Figure 8. Variabilité de la durée moyenne des épisodes de brouillard (1970-1989).

Station	Tabarka	Bizerte	Le Kef	Djerba	Tunis.C	Siliana	Kélibia	Gabès	Sfax	Jendouba	Béja
Durée	03:03	6:01	05:05	4:09	4:19	01:39	2:27	2:45	02:44	2:25	3:20

Tableau 1. Durée moyenne annuelle des épisodes de brouillard dans quelques stations de la Tunisie.



D'une façon générale, le brouillard se forme à la fin de la nuit (entre 3h et 6h). Peu après le lever du soleil, la terre commence à rétablir son potentiel énergétique. Le brouillard commence alors à se dissiper, généralement entre 7h et 10h du matin (fig. 9).

Ces mêmes conclusions se confirment à l'échelle des mois et des saisons. A ces deux pas de temps, il s'avère que le brouillard est plus persistant en saison froide, puisque la terre se refroidit rapidement la nuit et se réchauffe plus lentement le matin (fig. 10, 11 et 12). Mais, il peut être plus précoce aux intersaisons.

4. Types de temps associés au brouillard

Le brouillard se forme en Tunisie par temps calme. Quand une situation anticyclonique couvre le pays, le risque est souvent généralisé. Dans les sites prédisposés, le brouillard devient plus intense et plus persistant.

En l'occurrence, nous citons l'exemple des 15 et 16 janvier 1997, caractérisés par un brouillard observé dans les différentes régions du pays. Dans certaines stations, la brume s'est substituée au brouillard. A l'origine, un anticyclone dominait la Tunisie en surface. En altitude (surface 500 mgp), c'est une crête qui coiffait le pays (fig. 13). L'amplitude journalière était suffisamment élevée pour déclencher le brouillard. Les températures maximales évoluaient entre 14 et 20° et les minimales entre 2° et 10°C. La pression atmosphérique va de 1020 et 1025 hPa.

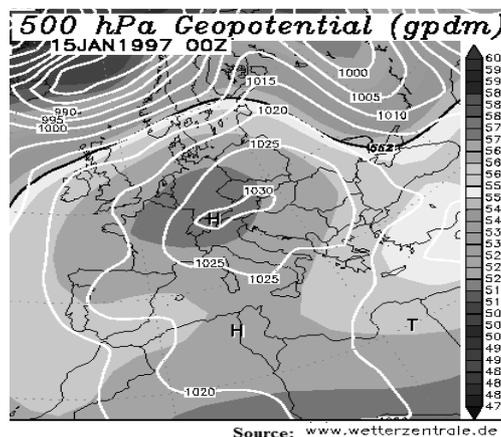


Figure 13. Carte du temps du 15 janvier 1997.

L'exemple suivant illustre un autre cas de risque de brouillard généralisé sur la Tunisie, particulièrement dans le nord du pays (tab. 2 et fig. 14). Toutes les conditions sont remplies pour produire un brouillard qui a duré plus de 4 heures à Béja et au Kef par exemple.

Stations	Durée	Visibilité	H.R.%	vent	Temp.
Kef	4h10'	300	100%	Nw 1m/s	2,9°C
Tunis- C	1h20'	700	94%	Calme	10,3°C
Jendouba	1h10'	600	100%	Calme	8,6°C
Bizerte	2h20'	300	97%	Calme	5,2°C
Beja	5h40'	200	100%	Calme	6,2°C

Tableau 2. Observations du 6/1/1999.

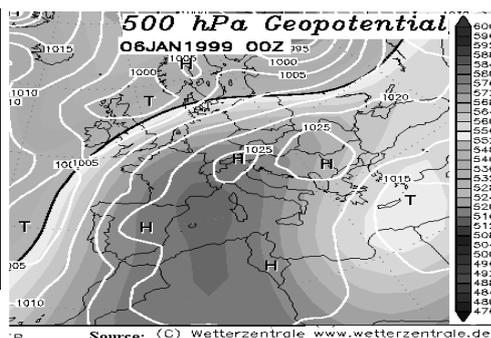


Figure 14. Carte du temps du 6/1/1999 à 00hTU.

Conclusion

Le brouillard, silencieusement dangereux, représente un phénomène à risque en Tunisie, même s'il n'est pas aussi fréquent que sous d'autres climats. Le présent projet a pour objectif d'approfondir la connaissance des risques de mauvaise visibilité, en l'occurrence le brouillard, la brume, ... en vue de produire une carte des risques, surtout là où les stations d'observation font défaut, en périphérie des villes, dans les régions à relief accidenté, ...

Références bibliographiques

Dupré P., 1985. *Climatologie du brouillard à 6h*. Note de travail n° 119. Direction de la Météorologie Nationale (France) 49 p.

Escourrou G., 1996. Transports, contraintes climatiques et pollutions. Edit. SEDES, 172 p.

http://www.linternaute.com/science/environnement/comment/05/brouillard/comment_brouillard.shtml

<http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/>

UTILISATION DES DONNEES SATELLITAIRES POUR LE SUIVI DES PROCESSUS DE LA DEGRADATION DES RESSOURCES NATURELLES DANS LES ZONES SEMI-ARIDES CAS DE LA REGION SUD DES AURES (ALGERIE)

BENMESSAOUD Hassen, KALLA Mahdi, DRIDDI Hadda, BEGHAMI Yassine

Laboratoire « *Risques Naturels et Aménagement du Territoire* »
Faculté des sciences -Université El Hadj Lakhdar –Batna- Algérie
Email ha123_m123@yahoo.fr Tél.: 00213 72449224

Résumé : *La région semi-aride des Aurès présente une diversité floristique et faunistique indéniable. Cependant les conditions climatiques et la réalité anthropique défavorables, induisent une dégradation du milieu physique qui prend la forme d'une régression du couvert forestier naturel. L'objectif de cette étude est de déterminer l'apport des images satellitaires dans la détection des changements d'occupation du sol et le suivi des processus de dégradation dans la région Sud des Aurès. Pour cela, nous avons utilisé les images : Landsat ETM + de l'année 2001 et TM 1987. Ces dernières recouvrent la région Sud des Aurès qui présente un paysage exposé aux phénomènes de la dégradation notamment les massifs forestiers de Beni-Mloul, Dj.Mezbel et Dj Ahmar khaddou, caractérisés par des espèces endémiques. La démarche adoptée consiste à traiter des images satellitaires multi-dates par la méthode de classification supervisée de Maximum vraisemblance pour visualiser les changements globaux d'occupation du sol qui se sont produits dans cette zone. Les résultats obtenus des traitements des images satellitaires montrent bien que le couvert forestier, les parcours ainsi que les sols font l'objet de dégradation très avancée. Cette étude multi temporelle est un diagnostic qui nous a permis à la fois de déterminer les phénomènes de dégradation qui touchent de vastes régions semi-arides provoquant une régression du couvert végétal, mais aussi le rythme de son évolution.*

Mots clés : *Données satellitaires multi dates – Dégradation des ressources naturelles – Zones semi-arides – Aurès.*

Abstract : *The risk's cartography is a step primordial for the valuation and management of desertification phenomenon but it is a complicated spot, which necessitate a big amount of spatial and statistic's data. The use of GIS permit efficacy to manage and use these data. The objective of our study is the realization of the sensitivity to the desertification map of south of the Aurès region by means of Geographical information system in accordance with the MEDALUS method (Mediterranean Desertification and Land Use), which use the qualitative indexes to define the sensitive environment zone to the desertification. The creation of the database consist of four information layer (soil quality, vegetation quality, climate quality and the socioeconomic state) when the articulation in the space and in the time is submit to the validation on ground. Once the database has corrected it help to the elaboration of the sensitivity to the desertification map with calculation of the index of the sensitivity to the desertification (ISD). The result is a risk's map at a middle scale (1/200000) which presents a big efficacy in word of synthesis of a desertification phenomenon. The maps make a tool of help to decision as far as the protection of natural resources is concerned in stroke regions by the aridity.*

Key words : *The sensitivity to the desertification Index, risk's cartography, Geographical, Information System, MEDALUS Concept, South of the Aurès.*

Introduction:

En Algérie, comme dans les pays en développement, la conjugaison de la pauvreté et de la croissance démographique dans les milieux fragiles aboutit à une dégradation des ressources non renouvelables, ou difficilement renouvelables, notamment les forêts, les sols et les eaux.

Ces dernières années, ce processus s'est particulièrement accentué suite à l'exploitation irrationnelle des ressources naturelles (fourragères) et à la mise en culture des terres fragiles (défrichement) [Bedrani ,1996 ; ANSAR, 2002 ; Benbrahim et al, 2004].

Les interactions entre un milieu déjà fragile, l'irrégularité des précipitations, la recrudescence des périodes de sécheresse depuis 1970, et les pressions socio-économiques accrues ont

augmenté la dégradation du milieu [Abdessemed,1981 ; Benmohammadi et al, 2000 ; D.G.E, 2001].

L'ampleur de la dégradation a engendré une situation nouvelle caractérisée par la réduction du couvert végétal, la diminution de la production fourragère et l'extension rapide de l'ensablement sur des zones agricoles et non agricoles [Rognon, 1996 ; Bensaid, 2006 ; Benmessaoud et al, 2007].

La dégradation des terres dans ces écosystèmes déjà fragilisés par les conditions climatiques et édaphiques, nécessite surtout et avant toute intervention, des recherches approfondies en amont : répertorier l'ensemble des facteurs impliqués de façon directe ou indirecte dans le processus de dégradation du milieu et surtout, chercher à savoir comment ces facteurs se conjuguent et interagissent dans le temps et dans l'espace.

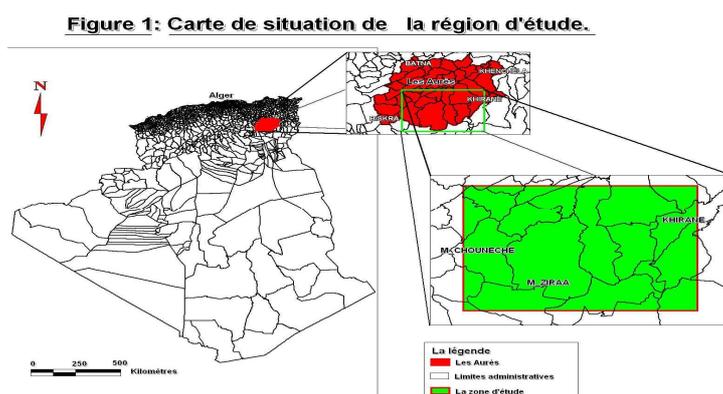
La télédétection spatiale par le nombre élevé de données, par l'homogénéité synoptique conférée aux informations transmises, par la répétitivité de l'acquisition de ces données, trouve une place privilégiée comme outil performant de suivi de la dégradation et son évolution [Ferdinand, 1996 ; Dubois et al ,1997 ; Benhanifia, 2003 ; Bensaid ,2006 ; Kalla et al, 2007 ; Isabelle, 2007].

Les images satellitaires sont descriptives et elles apportent une information visuelle très importante, l'aspect multi-spectral des données de télédétection offre un atout crucial dans la caractérisation des objets dans une large bande spectrale. [Dubois et al ,1997].

L'objectif de cette étude est de montrer d'une part, le potentiel de la télédétection pour la caractérisation de l'occupation du sol de la zone d'étude et d'autre part, son évolution spatio-temporelle à partir des traitements effectués sur deux d'images satellitaires de Landsat de différentes dates (2001 et 1987).

Contexte géographique:

Les Aurès constituent une entité géographique localisée à l'Est de l'Atlas saharien. Cet ensemble de chaînes de montagnes très escarpées est fortement exposé au phénomène de dégradation notamment dans sa partie sud, laquelle se trouve en contact direct avec le Sahara. Géographiquement, la zone d'étude se localise au sud (Figure 1), entre les méridiens 6° 29' et 5°36' Est et les parallèles 35°15' et 34°41' Nord.



La région se caractérise par de fortes dénivellations sur de courtes distances [ANSAR ,2002]. Sur le versant Nord l'altitude varie entre 1200 m et 2300 m. Sur le versant sud elle descend à moins de 50 m (Figure 2).

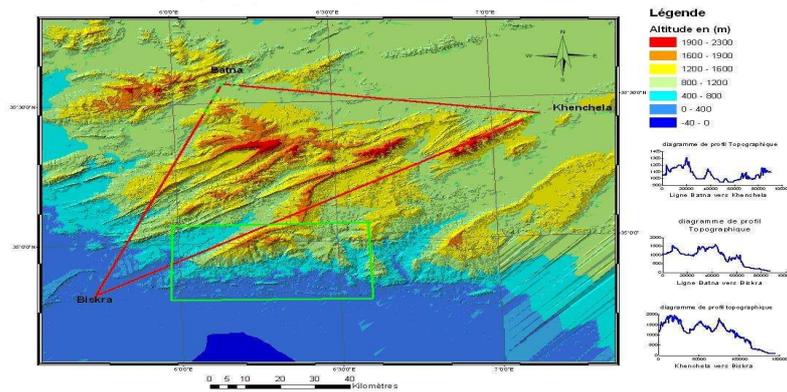


Figure 2: Orographie de la région des Aurès par MNT.

De point de vue climatique la zone d'étude appartient au climat méditerranéen caractérisé par un été sec et chaud et un hiver frais sur les reliefs et doux dans la plaine.

Méthodologie de travail :

La démarche adoptée consiste à traiter des images satellitaires de Landsat à des dates différentes afin d'effectuer une analyse thématique de ce milieu, et pour visualiser les changements globaux qui se sont produits dans cette zone.

1. Critères de choix des images satellitaire et des canaux multi-spectraux :

Le choix de type de satellite dépend de plusieurs critères et plus particulièrement de la dimension spatiale de la zone d'étude et le nombre des scènes réduites [GAROUANI et al,1993 ; FOJSTNG ,1999].

Les images du satellite Landsat TM et ETM+ présentent un certain nombre d'avantages, qui sont la couverture d'une grande superficie «185 Km X 185 Km» et offrent donc une vue synoptique du territoire d'étude.

La zone pilote est couverte par les scènes TM et ETM+ 1990/37, 2000/36, à l'extraction d'images de dimensions égales (2400 x1200 pixels).

L'analyse de la signature spectrale des différents objets de l'occupation du sol est une étape importante pour le choix des canaux ETM+ des scènes Landsat.

2. Composition colorée et amélioration de la qualité des images :

Dans cette étape l'objet est de faire ressortir, à partir de la combinaison des canaux 4,3 et 2 de Landsat TM et ETM+, l'image avec une hétérogénéité visuelle intéressant traduisant la réalité du terrain.

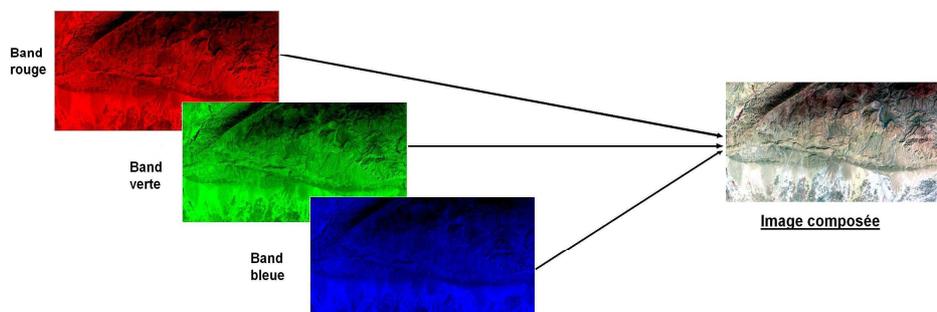


Figure 3 : La composition colorée de l'image satellitaire.

Ceci a pu être réalisé grâce à la faible corrélation des canaux et par la concordance entre les bandes spectrales et le thème se rapportant à notre étude. L'ensemble des images des deux scènes a subi un traitement d'amélioration de contraste afin de parvenir à une composition colorée mettant en évidence la plus grande partie de l'occupation des espaces.

3. Missions de reconnaissance et données de terrain :

Plusieurs missions de reconnaissance de terrain ont été effectuées pour le repérage et la connaissance d'un certain nombre de parcelles représentatives des différents types d'occupation du sol que l'on rencontre sur la zone d'étude. Avant d'entamer les missions de reconnaissance et de repérage des zones test à l'aide de GPS, nous étions amenés à faire un travail de photo-interprétation.

Enfin, après confrontation de l'image à la réalité physique (composition colorée avec les informations récoltées sur terrain) une généralisation de l'analyse de l'image a été établie à partir des clés d'interprétation. Cette généralisation a par conséquent abouti à une typologie des principales occupations du sol retenues dans cette étude :

1 – Forêt dense; 2 – Forêt claire 3 – cultures irriguées 4 – Parcours ; 5–Terrains rocheux
6 – Sols sableux; 7– Sols nus; 8 – Cours d'eau et terrains humides 9–Zones
d'agglomération

4. Classification de la composition colorée :

Le mode supervisé a été choisi pour réaliser la classification du milieu de la zone d'étude. La méthode du maximum de vraisemblance a été retenue pour la classification de la composition colorée. Cette méthode est considérée comme une technique puissante de classification [DUBOIS et al ,1997 ; BENSALID, 200]6].

Il est possible d'évaluer les performances de cette classification en évaluant le pourcentage et le nombre de pixels correctement classés à l'intérieur de chaque polygone test. La matrice de confusion illustre cette performance. Cette évaluation a été complétée par des visites sur terrain visant à valider la classification effectuée sur les images.

Grâce à cette interprétation nous avons pu extrapoler pour ces zones présentant des critères de similitudes (teinte de couleur, forme géométrique, signature spectrale) qui s'approchent des zones ayant subi une reconnaissance de terrain. Les tableaux 1 et 2 illustrent cette performance.

Total en pixel	Zones d'agglom.	cours d'eau	sols sableux	sols nus	Terrains rocheux	Cultures irriguées	parcours	Forêt Claire	Forêt dense	
27358	0	0	0	0	0	2	2	7233	20121	Forêt dense
12375	0	0	0		175	16	109	10581	1494	Forêt Claire
16735	51	60	51	254	227	57	15954	72	9	parcours
1325	7	0	2	7	45	686	36	353	189	Cultures irriguées
10714	3	22	478	449	8145	16	1155	444	2	Terrains rocheux
14231	3	121	478	10508	284	16	2821	0	0	sols nus
13198	5	74	11882	1123	20	15	79	0	0	sols sableux
2440	123	1359	217	70	2	180	479	7	3	cours d'eau
656	243	57	39	70	33	106	89	19	0	Zones d'agglom.
99032	435	1693	13147	12481	8931	1094	20724	18709	21818	Total en pixel

Tableau 1 : Matrice de confusion de la classification de l'image TM de Landsat pour la période de 1987.

De cette analyse il ressort que malgré les différents types d'images utilisées, nous arrivons à avoir une performance moyenne de la classification de l'ordre de 83.09%. Il est à noter que les confusions qui existent entre les différentes catégories de l'occupation du sol de la région d'étude ont été levées grâce à une interprétation visuelle effectuée sur l'image classifiée.

Total en pixel	Zones agglom.	cours d'eau	sols sableux	sols nus	Terrains rocheux	Cultures irriguées	parcours	Forêt Claire	Forêt dense	
6828	0	1	3	0	94	5	16	2574	4135	Forêt dense
16490	2	60	11	0	924	58	150	14683	602	Forêt Claire
19004	15	239	190	557	488	145	17226	143	1	parcours
2721	17	9	15	4	256	2159	30	229	2	Cultures irriguées
11256	0	21	235	234	9815	95	256	588	12	Terrains rocheux
8137	3	76	1262	5463	545	9	779	0	0	sol nu
10953	90	293	8204	1427	339	34	566	0	0	sols sableux
3373	103	2413	242	18	28	41	518	10	0	cours d'eau
2067	476	242	384	74	234	80	513	64	0	Zones agglom.
80829	706	3354	10546	7777	12723	2626	20054	18291	4752	Total en pixel

Tableau 2 : Matrice de confusion de la classification de l'image ETM+ de Landsat pour la période de 2001.

En plus de la matrice de confusion, nous avons procédé aux calculs statistiques pour permettre la détermination des pourcentages de l'occupation du sol de chacune des formations présentes dans la zone d'étude.

5. Conception de la carte d'occupation du sol :

La conception de la carte d'occupation du sol, de l'image corrigée jusqu'au produit fini, à nécessité deux étapes :

- Correction géométrique de l'image classée ;
- Superposition des plans d'informations sur la carte d'occupation du sol.

Résultats obtenus et Interprétation:

Les résultats obtenus sont représentés sous forme de support cartographique (Figure 7) identifiant les diverses composantes de l'espace étudié, notamment le couvert forestier, les parcours et les cultures, afin de permettre une analyse du processus du phénomène de dégradation.

Dans le cadre de cette étude, l'accent a été mis sur le traitement de données de télédétection diachronique pour le suivi de l'évolution de la dégradation dans un milieu semi-aride.

Les différents traitements effectués sur les deux scènes des images pendant la période de 1987 et 2001 ont permis d'obtenir la carte des changements d'occupation du sol.

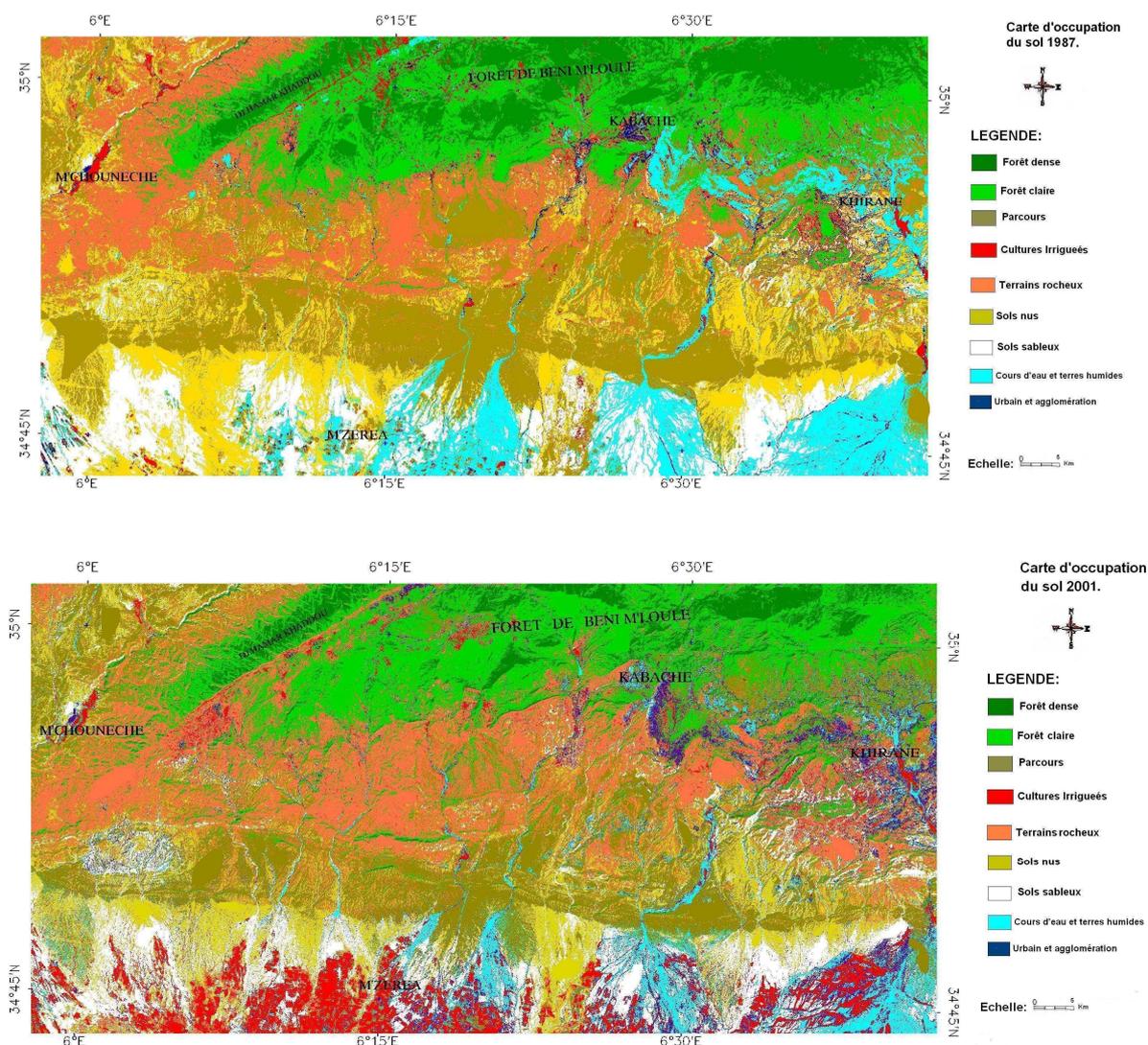


Figure 4: Carte des changements d'occupation du sol entre 1987 et 2001 dans le Sud des Aurès.

L'utilisation des données de télédétection à travers la dynamique de la couverture des sols et de la composition colorée diachronique nous a permis de mettre en évidence les différents changements qui ont eu lieu entre 1987 et 2001. Ces changements concernent les mutations des unités paysagères dans cette zone.

L'analyse de la carte des changements pour toute la zone a montré l'impact de l'effet anthropique et climatique à l'intérieur de ce milieu.

En effet, l'observation du tableau 3 qui représente les pourcentages des surfaces d'occupation du sol déduit de la matrice de confusion montre que :

Cette zone a subi des changements importants qui se manifestent par une réduction du couvert forestier dense de l'ordre de 4 % qui semble être liée à des conditions climatiques sévères, notamment, à la sécheresse qui a sévi pendant le début des années 1990 [ROGNON, 1996 ; D.G.E, 2001 ; ANSAR ,2002], ainsi qu'à des conditions anthropiques défavorables telles que les incendies et les exploitations abusives du bois.

Tableau 3 : Comparaison des surfaces des unités d'occupation du sol.

Unité d'occupation du sol	Superficies en (%) 1987	Superficies en (%) 2001
Forêt dense	08.85	04.98
Forêt Claire	11.42	15.20
Parcours	18.17	19.75
Cultures irriguées	02.40	05.37
Terrains rocheux	18.15	20.96
Sols nus	17.45	11.75
Sols sableux	11.86	11.04
Cours d'eau et zones humides	09.31	05.07
Zones d'agglomération.	02.38	05.84
Totale	100.00	100.00

Cette régression de la forêt dense a engendré une extension d'une forêt claire et des parcours.

L'action anthropique a contribué, aussi, à l'extension des zones d'agglomération qui passe de 02.38 % à 05.84 %.

Les superficies des cultures irriguées ont enregistré une augmentation de 02.40 % à 05.37 % au détriment des sols nus et des terrains humides liés à l'influence des cours d'eaux.

De l'observation des résultats précédents, nous remarquons une dégradation du couvert forestier du nord au sud et d'ouest en est.

Conclusion :

A l'aide des données de télédétection nous avons mis en évidence les grandes recompositions spatiales des différents types d'occupation du sol ainsi que leur surface pour l'ensemble de la région d'étude.

Les résultats obtenus à partir des classifications des images satellitaires montrent l'existence d'une dégradation importante de la forêt, des parcours et des sols nus.

Cette étude multi dates représente un diagnostic révélateur d'un phénomène de dégradation de ces régions aboutissant à une régression considérable du couvert végétal. Ce résultat constitue un indicateur de déclenchement du phénomène de désertification dans ces régions.

La carte d'occupation du sol reste un document nécessaire et complémentaire pour l'appréhension de l'évolution rapide du phénomène de dégradation et les processus associés. Pour cela, la surveillance régulière de ce phénomène sur de longues périodes en utilisant les imageries satellitaires de haute résolution pourrait mieux évaluer le mécanisme d'évolution sur le terrain.

Références bibliographiques :

Abdessemed K., 1981. Le cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* Manetti) dans le massif de l'Aurès et du Belezma - Etude phytosociologique, problème de conservation et d'aménagement. Thèse Doctorat, Université d'Aix-Marseille.

Ansar A. ,2002. L'Aurès Oriental : Un milieu en dégradation .Journal Algérienne des régions arides. Revue semestrielle N°01, Juin 2002.Ed : C.R.S.T.R.A Biskra (Algérie).

Bedrani S., 1996. Foncier et gestion des ressources naturelles en Afrique du nord. Cas de l'Algérie : le foncier et la gestion des ressources naturelles dans les zones arides et semi-arides d'Afrique du nord. Algérie, OSS, pp.3-32.

Benbrahim K.F. ; Ismaili M.; Benbrahim S.F.; Tribak A., 2004. Problème de dégradation de l'environnement par la désertification et de déforestation : impact du phénomène au Maroc, Revue de sécheresse, Vol.15, Numéro, 4, pp.307-320.

Benhanifa K. ,2003. Etude comparative des données Alsat 1 et Landsat ETM+ pour l'évolution de l'état des Forêts dans la région Ouest- Oran - Actes des journées techniques Alsat 1 Utilisateurs Asal, 14 et 15 juillet 2003- Algerie.

Benmohammadi A., Benmohammadi L., Ballais J.L. et Riser J., 2000. "Analyse des interrelations anthropiques et naturelles : leur impact sur la recrudescence des phénomènes d'ensablement et de désertification au sud-est du Maroc (vallée de Drâa et vallée de ziz)". *Sécheresse* (Paris), vol. 11, no 4, pp. 297-308.

Bensaid A. ,2006. SIG et télédétection pour l'étude de l'ensablement dans une zone aride : le cas de la wilaya de Naâma (Algérie). Thèse de doctorat en géographie, Université Es.Senia, Oran -Algérie-.325p.

Direction Générale de l'Environnement (D.G.E) ,2001. Élaboration de la stratégie et du plan d'action national des changements climatiques. Alger, Communication nationale initiale, Projet national ALG/98/G31, 131 p.

Dubois J. M. et al ,1997. La réalité de terrain en télédétection : Pratiques et méthodes. Actes des journées scientifiques de Sainte-Foy- Agence Universitaire de la Francophonie- AUPELF-UREF, 356p.

Ferdinand B., 1996. Précis de télédétection, Volume2, Applications thématiques Ed : Presse de l'Université Du Québec, pp 617.

Isabelle B., 2007. Potentiel de la télédétection pour le suivi et la caractérisation des conditions de sécheresse en milieu méditerranéen, Thèse de doctorat en science, Université Laval, 265p.

Kalla M., Dridi H., Benmessaoud H., Bouhetta R., 2007.Analyse de la vulnérabilité des zones endoréique à l'aide des outils de la géomatique –Cas de la zone aéroportuaire de Batna- Est- Algérie, Actes du colloque Geotunis 2007-Tunis du 15-17 Novembre 2007.

Rognon P., 1996. "Sécheresse et aridité : leur impact sur la désertification au Maghreb" *Sécheresse* (Paris), vol. 7, no 4, pp. 287-297.

ELABORATION D'UN ATLAS DE L'ENNEIGEMENT A L'ECHELLE DU VERCORS GRACE A L'IMAGERIE SPOT-VEGETATION

BIGOT Sylvain ^(1,2) et **ROME Sandra** ^(1,3)

⁽¹⁾ *Institut de Géographie Alpine – 14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble
Tél. : 04.76.82.20.75 ; Fax : 04.76.82.20.01 ; Email : sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr*

⁽²⁾ *Laboratoire LTHE (CNRS-IRD-INPG, UMR 5564)
1025, rue de la Piscine - Domaine Universitaire - 38400 Saint Martin d'Hères*

⁽³⁾ *Laboratoire Territoires (CNRS, UMR 5194 PACTE)
14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble*

Résumé : *Les réseaux météorologiques conventionnels permettent difficilement d'évaluer la couverture de neige et, notamment son évolution géographique saisonnière et interannuelle. Pourtant, la couverture neigeuse est directement liée aux variations de la circulation atmosphérique et elle peut donc devenir un indicateur fiable des changements potentiels du climat, notamment de la température et des précipitations. Grâce aux caractéristiques radiométriques de la neige, il est possible d'avoir recours à l'imagerie SPOT-VEGETATION (synthèses décadaires) et à certaines méthodes analytiques pour établir un suivi temporel et spatial des espaces enneigés dans le Vercors sur la période 1998-2007 (via un indice radiométrique de type Normalized Difference Snow/Ice Index qui utilise essentiellement les réflectances dans les gammes du rouge et du moyen infrarouge). Les résultats obtenus sur cette zone d'étude de moyenne montagne viennent renforcer les observations de cet observatoire éco-climatique opérationnel depuis 2005.*

Mots-clés : *Vercors ; enneigement ; suivi cartographique ; imagerie SPOT-VEGETATION.*

Abstract: *It is difficult to evaluate the snow cover with weather networks, in particular its seasonal and interannual geographical evolution. However, snow cover is directly related to atmospheric circulation variations and it can thus become a reliable indice of the potential changes of the climate, in particular of the temperature and precipitations. From the radiometric characteristics of snow, it is possible to use SPOT VEGETATION imagery (ten days syntheses) and certain methods to establish a spatio-temporal monitoring of snow covert in Vercors over the period 1998-2007 (from a radiometric index called Normalized Difference Snow/Ice Index calculated with red and near infra-red cannels). The results obtained on this mountain area complete the observations of an operational eco-climatic observatory installed since 2005.*

Key words: *Vercors; snow cover; map monitoring; SPOT-VEGETATION data.*

Introduction

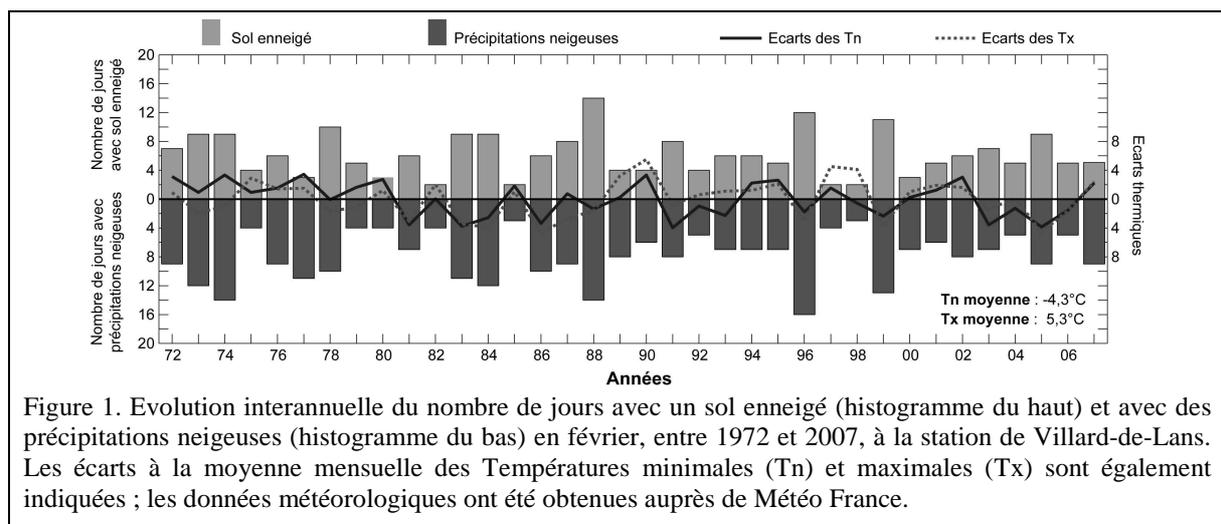
La dynamique saisonnière (accumulation et disparition) et interannuelle (durée et superficie des sols enneigés) du couvert nival implique de très complexes interactions écologiques et hydro-climatiques. La couverture neigeuse peut notamment influencer les cycles de gel/dégel du sol, donc les phases d'écoulement et d'évapotranspiration, ainsi que toute la phénologie végétale. En agissant sur la périodicité de l'activité photosynthétique active, elle affecte indirectement les flux de CO₂ dans l'atmosphère issus des écosystèmes. La variabilité spatio-temporelle de l'enneigement a finalement une influence déterminante sur l'ensemble du cycle de l'eau et des flux d'énergie, ainsi que des conséquences socio-économiques (tourisme, agriculture, prédiction des inondations, gestion de ressources en eau, ...) et écologiques (phénologie végétale, répartition des écosystèmes,...) importantes. Dans une perspective climatologique et hydrologique, une meilleure connaissance de l'évolution de la couverture de neige à l'échelle régionale facilitera la modélisation et la gestion des ressources en eau, la cartographie évolutive de l'enneigement pouvant être une entrée essentielle pour les modèles climatiques régionaux.

Mais le suivi et l'étude de la couverture neigeuse demeurent difficiles, surtout parce que l'enneigement se caractérise par de rapides changements intrasaisonniers et spatiaux que les réseaux de mesures au sol transcrivent mal, surtout si l'objectif est sa quantification. Son estimation cartographique hivernale fournit pourtant une connaissance indirecte de l'eau de fonte printanière, essentielle pour la recharge en humidité du sol, le remplissage des réserves

et l'alimentation des sources. Météo France et le Centre d'Etudes de la Neige (CEN) ont surtout entrepris d'évaluer les effets du réchauffement climatique sur l'enneigement en France grâce à des mesures *in situ*. Mais peu d'études régionales, surtout en milieu de moyenne montagne, existent encore. Dans le cadre d'un programme d'étude pluridisciplinaire (la Zone Atelier 'Alpes' du CNRS) sur les rétroactions entre le climat et certains écosystèmes alpins, l'objectif spécifique de cet article consiste donc de faire un bilan de l'évolution de l'enneigement à l'échelle du Vercors, massif préalpin d'une altitude moyenne de 1100 m. Cette cartographie dynamique est réalisée grâce à l'imagerie satellitale SPOT-Végétation sur la période 1998-2007, avec une étude spécifique en début, en milieu et en fin d'hiver reposant surtout sur des techniques de seuillage analytique d'indices radiométriques multi-canaux.

1. Evolution récente de l'enneigement (1970-2007) dans le Vercors

A l'échelle du Vercors, certaines stations provenant du réseau de Météo France fournissent des données sur les précipitations neigeuses et la présence de neige au sol. Disponibles depuis 1959, seules les séries climatiques complètes sur la période 1972-2007 sont finalement retenues pour la station de Villard-de-Lans (5°33'36"E / 45°04'42"N ; 1050 mètres d'altitude), représentative de la variabilité du nord du massif (région des 'Quatre Montagnes'). Aucune tendance interannuelle n'est observable lorsqu'on analyse les chroniques liées à l'enneigement hivernal (fig. 1), corroborant les résultats de Météo France, à l'échelle alpine, qui concluent que la dernière décennie a été marquée par une alternance d'hivers peu enneigés et d'autres fortement enneigés.



A un pas de temps mensuel, il existe une corrélation significative avec les anomalies thermiques, surtout avec les températures maximales ($R=0,71$). Sur la période d'étude spécifique 1998-2007, correspondant à la disponibilité des données satellitales SPOT-VEGETATION, les deux hivers particulièrement enneigés 1999 et 2005 s'opposent aux années déficitaires 1998 et 2000. Mais, sur cette période, les années enregistrant des hivers anormalement 'chauds' (par exemple 2002 et 2007) ne sont pas forcément les moins enneigés au cœur de la saison. La remarque inverse n'est en revanche pas valable puisqu'un hiver anormalement froid dans le Vercors correspond plutôt à un enneigement supérieur à la moyenne. Mais ces remarques peuvent difficilement être extrapolées à l'ensemble du massif, et l'analyse spatiale et temporelle de l'enneigement doit donc pouvoir s'appuyer sur un véritable atlas actualisé que seule la télédétection satellitale peut fournir.

2. L'élaboration d'un atlas régional d'enneigement grâce à la télédétection

2.1. Les indices radiométriques pour l'étude de l'enneigement

Parce que la rétrodiffusion d'un espace enneigé dépend de nombreux paramètres (fréquence, angle et polarisation de l'onde incidente, hauteur et densité du couvert neigeux, teneur en eau liquide, constante diélectrique, taille et forme des particules, ...), son étude radiométrique grâce à la télédétection spatiale fournit des renseignements irremplaçables. Différents capteurs ont permis des avancées essentielles dans le domaine de l'étude de la couverture neigeuse, en particulier *i*) les capteurs optiques (telle l'imagerie Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR), *ii*) les capteurs micro-ondes passives (comme l'imagerie Special Sensor Microwave/Imager - SSM/I) ou bien *iii*) les radars à synthèse d'ouverture (European Remote Sensing Satellite - ERS). L'enneigement est par exemple très bien identifié grâce aux canaux dans la gamme du visible et du proche infrarouge même si, dans cette bande spectrale, il est souvent difficile de différencier précisément la neige et certains types de nuage. La discrimination de la neige en milieu de montagne via la télédétection demeure également complexe à cause de la grande diversité des environnements naturels observés, surtout lorsqu'il y a un étroit mélange entre des espaces forestiers, des zones minérales et des espaces enherbés, comme c'est le cas dans le Vercors. L'utilisation d'autres bandes radiométriques permet d'améliorer cette détection, en particulier le moyen infrarouge.

Différents algorithmes ont alors été développés à partir de l'imagerie, propres à certains radiomètres. Le plus utilisé à partir des années 1990 est l'indice NDSI (Normalized Difference Snow Index), développé grâce à l'imagerie basse résolution NOAA-AVHRR. Il se base essentiellement sur le fait que la neige et la glace reflètent beaucoup plus dans la gamme du visible que dans les courtes longueurs d'onde infrarouge, la réflectance de la plupart des nuages demeurant en revanche élevée dans cette bande spectrale. En conséquence, les pixels couverts de neige enregistrent de fortes valeurs de NDSI, tandis que les zones minérales et les nuages ont de faibles valeurs. Cet indice a été ensuite adapté et amélioré par Hall *et al.* (1995) pour l'identification de la neige à partir des données MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), en particulier en développant une méthode de seuillage adapté qui identifie les pixels couverts par au moins 50% de neige. Un critère sélectif supplémentaire dans la gamme du proche infrarouge permet de distinguer la neige et l'eau de surface.

Un algorithme amélioré, reposant sur une combinaison analytique de plusieurs canaux, propose finalement une utilisation conjointe des indices NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) et NDSI pour aboutir à la distinction la plus précise entre les véritables surfaces enneigées et celles qui mélangent neige et espaces végétalisés (Klein *et al.*, 1998). Développé avec les données MODIS, l'algorithme est en fait utilisable avec tous les capteurs calibrés dans le visible et le moyen infrarouge. Xiao *et al.* (2001) l'adaptent ainsi à l'imagerie SPOT, appelant leur indice NDSII, pour Normalized Difference Snow and Ice Index.

2.2. Les données SPOT-VEGETATION et l'indice NDSII

Depuis avril 1998, les capteurs SPOT-VEGETATION fournissent des images quotidiennes à l'échelle quasi planétaire dans quatre bandes spectrales (2 dans le visible et 2 dans l'infrarouge), avec une résolution spatiale de 1 km. La bande correspondant au bleu est plutôt utilisée pour les corrections atmosphériques, alors que la gamme des courtes longueurs d'onde au sein de l'infrarouge facilite la discrimination de l'humidité du sol, de l'occupation végétale et foliaire, ainsi que des autres types de couvertures au sol. Pour ce travail, les synthèses décennales à une résolution spatiale de 8 km sont utilisées (produits appelés S10), surtout pour

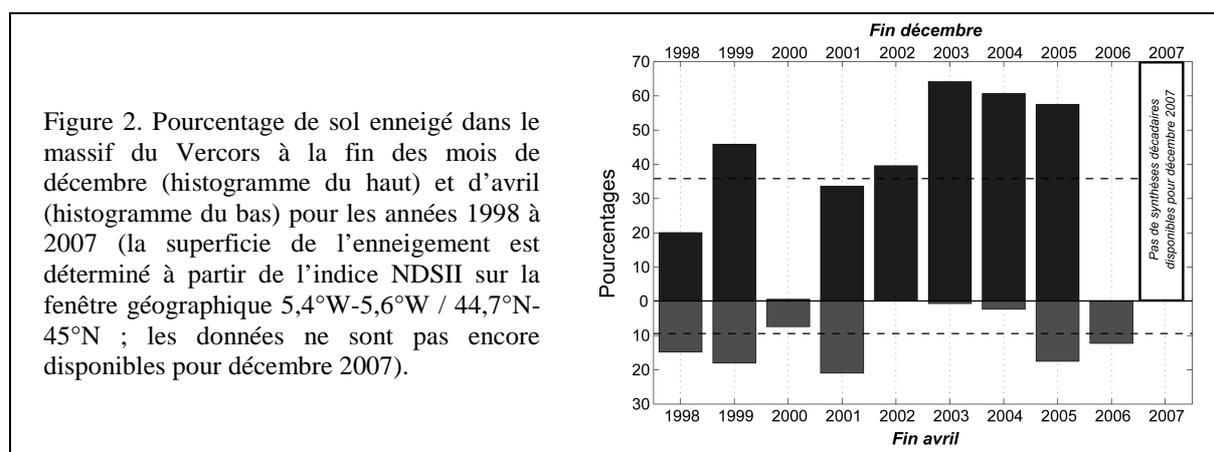
minimiser les biais atmosphériques (surtout la nébulosité) ainsi que la taille des fichiers numériques à manipuler, qui restent cependant très importants (10 ans \times 36 décades \times 230 MO \sim 82 GigaOctets de données). L'ensemble des données (les 4 bandes radiométriques plus toutes les métadonnées nécessaires aux corrections) est obtenu librement auprès du Joint Research Centre, sur le site du Flemish Institute for Technological Research (VITO).

Plusieurs pré-traitements analytiques sont ensuite nécessaires pour aboutir à l'indice NDSSI à partir des données SPOT-VGT brutes (*i.e.* lisibles en compte numérique) :

- 1) Conversion des comptes numériques (CN) des différentes bandes spectrales en valeurs de réflectance (grâce à la formule suivante : Réflectance Réelle = $a \times \text{CN} + b$, où $a = 0,0005$ et $b = 0$) ;
- 2) Calcul de l'indice NDSII selon la formule suivante : $(\text{canal 2} - \text{canal 3}) / (\text{canal 2} + \text{canal 3})$, où le canal 2 correspond au rouge et le canal 3 au proche infrarouge ;
- 3) Seuillage des valeurs du NDSII pour repérer la couverture neigeuse selon deux conditions : les valeurs doivent être supérieures ou égales à 0,4 mais leur réflectance dans le proche infrarouge doit aussi être supérieure à 0,11 ;
- 4) Codage binaire des valeurs en 0 (surface non enneigée/englacée) et 1 (neige ou glace) pour cartographie.

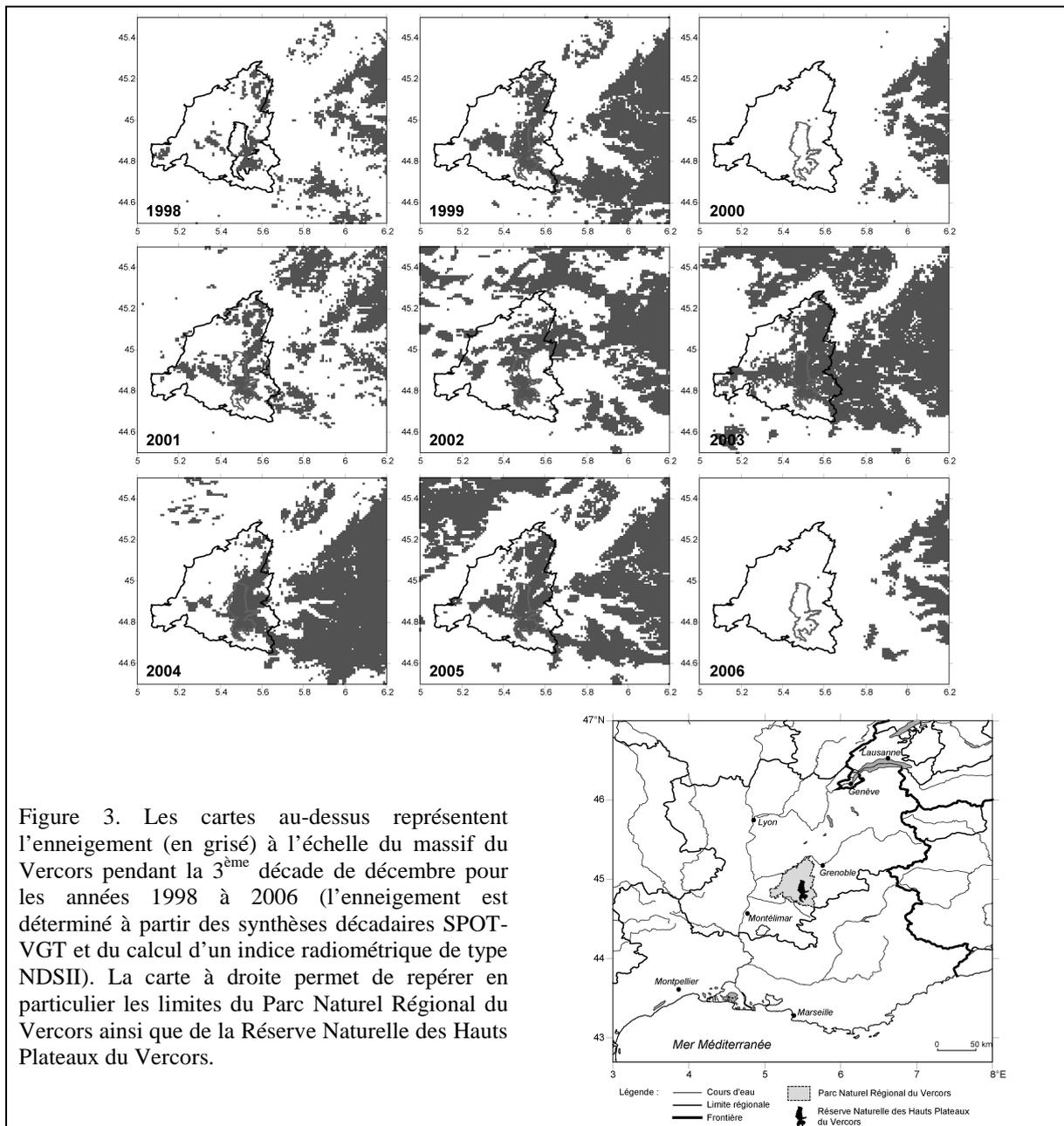
3. La cartographie de l'enneigement à l'échelle du Vercors

Même si le maximum de l'enneigement est plutôt observé en mars, alors que la température de l'air est encore suffisamment froide en altitude pour empêcher la fonte de surface, les quelques résultats ponctuels examinés dans ce travail correspondent à la période du début de l'enneigement (fin décembre) et à sa disparition (fin avril). La variabilité interannuelle de ces deux phases est celle qui sera *a priori* la plus remarquable et qui aura le plus d'influences écologiques (phénologie) et hydrologiques (ressources en eau de fonte). La comparaison entre les données stationnelles et les résultats obtenus grâce à l'imagerie SPOT-VEGETATION suggère que l'indice NDSII fournit une image très réaliste des conditions d'enneigement régional. Ainsi, le calcul du pourcentage de sol enneigé à l'échelle du massif du Vercors sur la période 1998-2007 confirme par exemple la faible couverture neigeuse de l'hiver 2000, à l'inverse de l'hiver précédent (fig. 1 et 2).



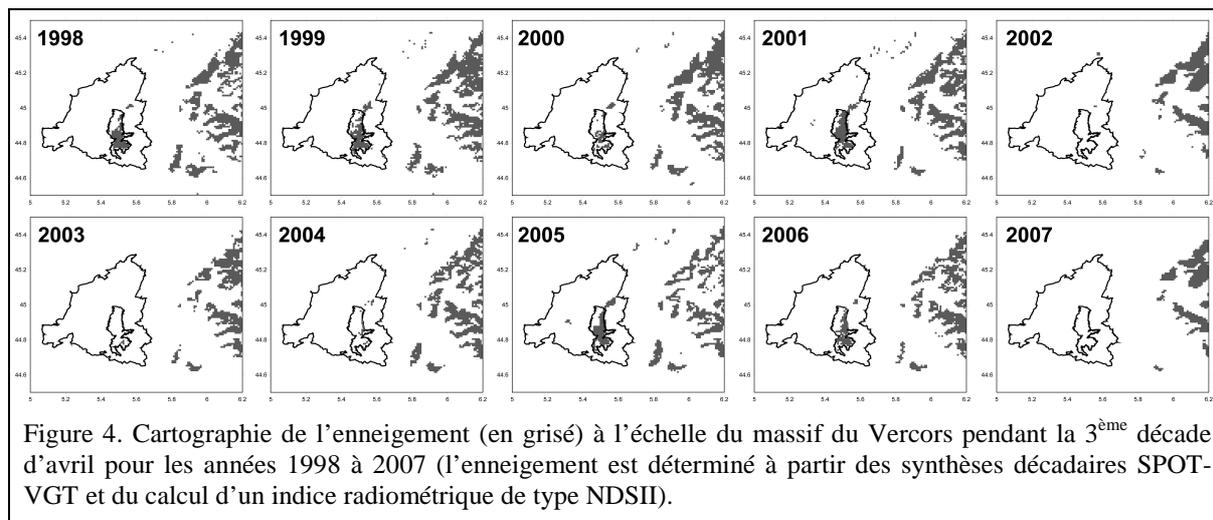
Même si l'échantillon temporel étudié est encore très court, la variabilité interannuelle de l'enneigement apparaît aussi élevée au début qu'à la fin de la période hivernale. L'étude spatio-temporelle grâce au NDSII semble cependant indiquer qu'un enneigement particulièrement important en début d'hiver (par exemple 1999, 2002 et 2003) correspond

finalement à une absence quasi totale d'enneigement au début du printemps. L'étude cartographique interannuelle grâce à la télédétection optique, surtout si elle repose sur une validation *in situ*, fournit les premiers éléments pour la quantification de l'eau présente au sol sous forme de neige. Si elle permet de déterminer l'évolution intrasaisonnière du manteau neigeux, elle ne fournit cependant pas d'éléments sur la qualité de la neige (neige 'sèche' dans le cas où la teneur en eau liquide est nulle ou neige 'humide' lorsqu'il y a présence d'eau liquide interstitielle). L'atlas régional révèle pourtant des structures spatiales du manteau neigeux qu'il faut maintenant analyser en relation avec la topographie et les circulations atmosphériques responsables (fig. 3 et 4).



Cette quantification préalable devient alors une entrée essentielle pour les modèles écologiques et hydrologiques. Dans une perspective de gestion agronomique, forestière et hydraulique, l'évolution du manteau neigeux sur les hauts plateaux du Vercors en fin de période hivernale est aussi particulièrement essentielle, la cartographie régionale indiquant

que quatre hivers sur les dix étudiés n'apportent pas suffisamment d'eau de fonte nivale à la végétation en début du printemps (fig. 4).



Cette analyse facilite aussi l'estimation de l'impact du réchauffement climatique régional sur l'enneigement d'un massif de moyenne altitude, les études se focalisant plutôt sur les Alpes et les Pyrénées. Ainsi, en ayant recours à la modélisation (modèles SAFRAN et CROCUS), le CEN a montré qu'une augmentation uniforme de la température de 1,8 °C a des conséquences variables sur l'enneigement, le facteur discriminant étant l'altitude. A haute altitude (*i.e.* > 2500 m), l'impact du réchauffement est faible puisque la longue période froide limite la fonte du manteau neigeux. En revanche, à partir de 1500 m, l'enneigement annuel passe progressivement de 5 à 4 mois dans les Alpes du nord, et l'épaisseur du manteau neigeux perd 40 cm.

Conclusion

La méthodologie utilisée ici repose sur l'imagerie SPOT-VEGETATION et permet d'élaborer assez facilement et de manière quasi-opérationnelle (environ 90 jours d'attente avant la mise à disposition des données) un atlas régional d'enneigement grâce à un indice analytique de type NDSII. A terme, l'objectif est de pouvoir reproduire cette méthodologie à l'ensemble des sites d'étude envisagé dans le cadre de la Zone Atelier 'Alpes', mais en utilisant les données possédant une plus haute résolution spatiale (1 km). Le croisement avec d'autres données climatiques, mais aussi écologiques et topographiques, permettra de mieux définir l'évolution écosystémique actuelle et potentielle du massif du Vercors.

Remerciements : Les auteurs remercient particulièrement le Joint Research Centre / Flemish Institute for Technological Research (VITO) pour l'obtention des données SPOT-VGT.

Références bibliographiques

- Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V., 1995. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment*, **54**, 127-140.
- Klein A.G., Hall D.K., Riggs G.A., 1998. Improving snow cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*, **12**, 1723-1744.
- Xiao X., Shen Z., Qin X., 2001. Assessing the potential of VEGETATION sensor data for mapping snow and ice cover: a Normalized Difference Snow and Ice Index. *International Journal of Remote Sensing*, **22**, 2479-2487.

INFLUENCE DE L'HUMIDITE SUR LE CONFORT THERMIQUE INTERIEUR

BOUMAUCHE Nasreddine

Maitre assistant. Laboratoire : ville et santé. Université Mentouri, Constantine. Algérie.

n_boumaouche@yahoo.fr

Résumé : *La déshumidification des espaces intérieurs est d'une importance capitale. Elle influe directement sur la qualité de l'air en le purifiant et participe d'une part, à l'augmentation des résistances thermiques des parois, d'où diminution des consommations d'énergie et d'autre part elle permet une bonne conservation des matériaux qui favorisent une plus longue longévité des ouvrages. Cette approche se penche sur l'étude des paramètres climatiques, notamment « l'humidité », qui influent négativement sur le bâti et par conséquent sur les ambiances intérieures des maisons vernaculaires, et ce dans le but d'améliorer les conditions de confort climatique à l'intérieure des espaces. En même temps, on assure une pérennité d'un patrimoine architectural, culturel et historique inestimable et non renouvelable.*

Mots-clés : *Humidité, climat, confort.*

Abstract: *The dehumidification of interior spaces is very important as it influences directly air quality by purifying it. On one hand, moisture contributes in increasing thermal resistances of the walls; hence it reduces energy consumption. On the other hand, this process allows a good conservation of the materials which, in turn, support a longer longevity of the works. This study is focusing on the climatic parameters, in particular "moisture", which negatively influence buildings and consequently interior ambience of the vernacular houses. The main objective of this study is "improving the climatic comfort conditions in the internal spaces". At the same time, one ensures the preservation of architectural cultural heritage and historical priceless nonrenewable buildings.*

Keys words: *Humidity, climate, comfort.*

Introduction

L'examen de l'architecture vernaculaire, nous permet d'en tirer des leçons très utiles. Elle est le miroir qui reflète les valeurs d'une culture populaire investies dans l'habitation. Certes, il existe peu ou pas de préoccupation esthétique dans l'architecture traditionnelle. Cependant, nous découvrons une démarche, un équilibre, un style..., bref, une harmonie qui règne entre l'homme, son environnement et sa culture. « L'architecture traditionnelle participe à une transformation naturelle du milieu. Elle offre à l'architecte qui veut bien y être sensible une leçon de modestie » (Donnadieu et al., 1986).

En effet, l'impact de cette architecture peut être considéré comme un facteur générateur d'un renouveau des théories architecturales, surtout sur le plan thermique et économique.

Le bâti vernaculaire à Constantine est réputé être adapté aux mœurs et coutumes locales « arabo-musulmanes ». Toutefois, son comportement vis-à-vis du climat de la région reste contestable. A cet effet, nous distinguons deux niveaux d'appréciations :

A l'échelle urbaine : la densité des constructions, l'imbrication des volumes, les façades aveugles et les passages couverts etc. se combinent pour obtenir un filtrage subtil des éléments climatiques : radiations solaires, vents, température et humidité. Par contre, à l'échelle architecturale, la typologie des maisons « introvertie », l'inertie des matériaux, les masques architecturaux et environnementaux...etc. font que, certaines pathologies apparaissent à cause des multiples effets de l'humidité sous ses différentes formes, surtout en période d'hiver.

1. Effet de l'humidité sur l'individu

L'humidité causée essentiellement par les condensations et le manque de ventilation est un des graves problèmes sanitaires de la dégradation de la qualité de l'air intérieur. Ces phénomènes provoquent, au sein des matériaux, le développement de moisissures et de bactéries accompagné de l'émission de substances odorantes et irritantes. L'humidité due à la condensation augmente le risque d'infestation par les acariens et favorise sur les surfaces qu'elle humidifie la prolifération fongique (moisissures) et bactérienne. Elle influence donc le corps humain de façon directe et indirecte, pouvant provoquer l'inconfort et la maladie sous forme d'allergies, de sensation de chaleur et de sécheresse des muqueuses des voies respiratoires ainsi que d'autres maladies plus graves comme l'asthme et le cancer (Dehoux S. et P., 2002). Néanmoins, à des températures modérées et des taux hygrométriques de l'air ambiant variant entre 40% - 60 %, les effets négatifs de l'humidité sont insignifiants (Kur F., 2000).

La qualité de l'air a donc une influence certaine sur un grand nombre de facteurs dont dépend la sensation de confort de l'individu. Les différentes fonctions de l'organisme humain qui sont directement influencés par la teneur en humidité de l'air sont :

La fonction respiratoire : Les faibles valeurs hygrométriques créent une gêne respiratoire qui apparaît aux environs de 30% d'humidité.

La sudation : Les échanges par évaporation de la sueur sont considérablement réduits lorsque le degré hygrométrique de l'air est supérieur à 60%.

Le sens olfactif : L'accroissement de l'humidité de l'air entraîne une diminution de l'acuité olfactive (Perret. M.).

Par conséquent le jugement des hygiénistes sur l'habitabilité ou l'insalubrité de la construction peut être basé seulement sur la valeur du taux de l'humidité dans l'air ambiant quelle que soit la concentration de celle-ci dans les matériaux.

2. Effet de l'humidité sur le bâti

L'humidité sous ses différentes formes cause des désordres certains aux parois des constructions. Si elle se présente en général comme un phénomène qui affecte, apparemment, l'esthétique des ouvrages, en réalité, sa capacité destructive est beaucoup plus prononcée, voir très dangereuse.

Certains matériaux sont soumis, sous l'action de l'humidité capillaire, à un véritable processus de destruction, dont l'intensité varie en fonction de leur emplacement dans la structure de l'édifice. La plupart des pierres par exemple, si elles se conservent bien au niveau de la superstructure d'un bâtiment, se détériorent souvent dans l'infrastructure, c'est-à-dire là où se répand l'humidité. Par ailleurs, une humidité excessive augmente la consommation d'énergie et diminue le pouvoir isolant des parois, vu que le refroidissement de l'air causé par l'évaporation superficielle du sol et des murs entraîne une diminution importante de la température intérieure. Les déperditions de chaleur dues aux murs extérieurs mouillés peuvent dépasser les 30%.

3. Etude de cas

3.1. Présentation de la maison testée

La maison choisie comme modèle d'étude est du type « vernaculaire ». Elle dispose d'un patio centré, ouvert vers le ciel et autour duquel sont organisées toutes les pièces, reliées par des galeries à arcades (colonnades), formant ainsi un nœud entre elles. Cette dernière est un espace semi fermé, permettant la vue directe, et assure la fluidité de la circulation à l'abri des

intempéries, tout en offrant de l'ombre lors des saisons chaudes. Le patio présente une forme trapézoïdale qui est conservée à tous les niveaux. Il couvre une surface de 15 m². La largeur moyenne est de : 2,8 m et la hauteur moyenne est de : 10 m, d'où on obtient un ratio = H/l, soit : 3,50. Ceci a entraîné un impact négatif sur l'ensoleillement des façades intérieures surtout les parties situées au rez-de-chaussée (fig.1 et 2.). La largeur des chambres est étroite et ne dépasse guère 3 m, en raison de la contrainte structurelle, par contre leur longueur est importante et peut atteindre 11,00 m. La pièce choisie pour effectuer les campagnes de mesure est située au rez-de-chaussée. Cette dernière se trouve privée d'ensoleillement (radiation directe) pendant l'hiver (fig.1et 2.) et protégée des vents forts en toute saison et ce en raison des proportions (H/l), de la compacité du tissu urbain ainsi que de l'imbrication des volumes.

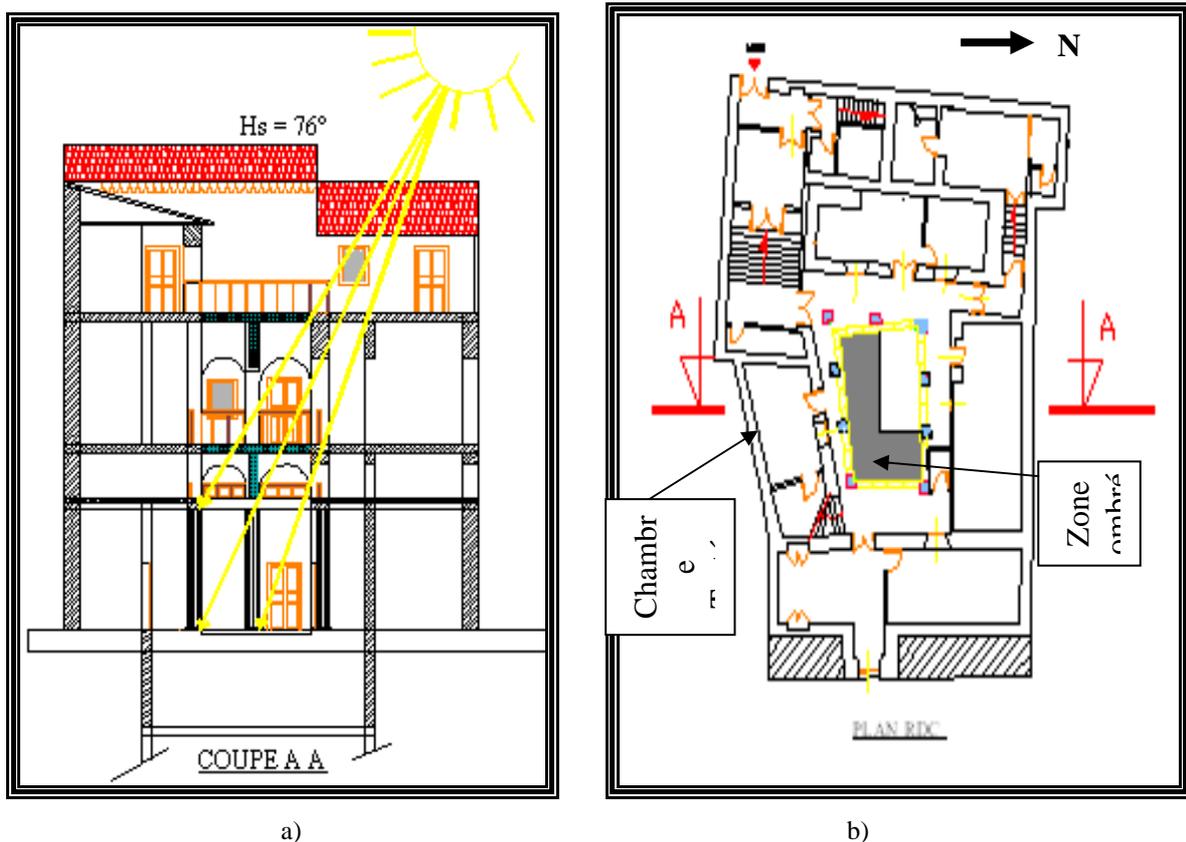


Figure 1. (a & b) : ensoleillement du patio au mois de juin à 12 :00h, hauteur solaire (hs) : 76°. Source : auteurs

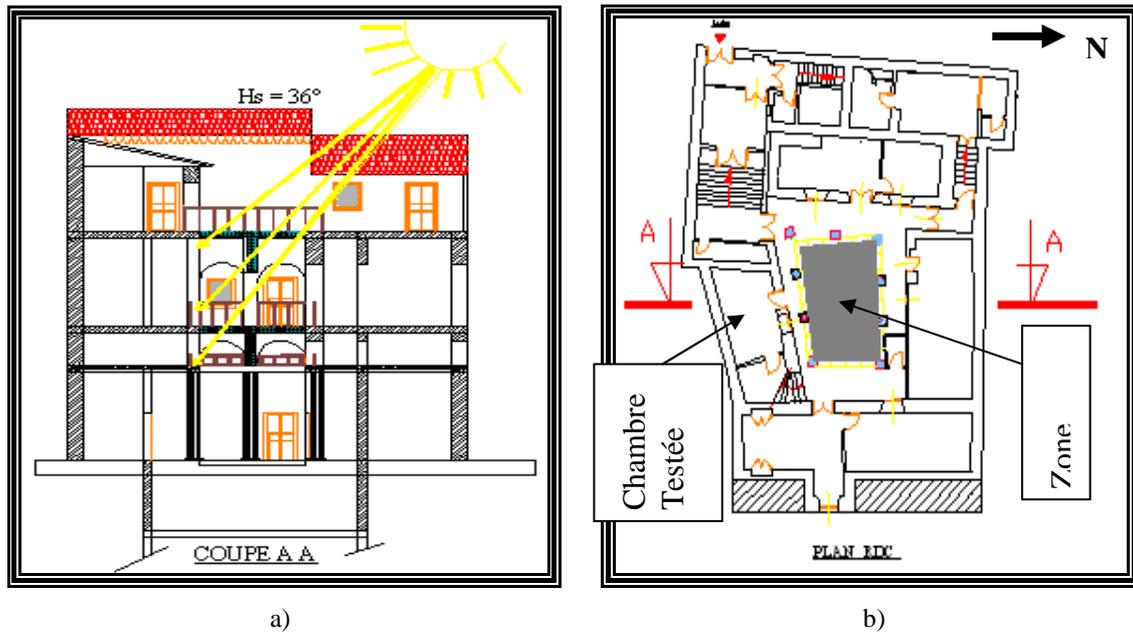


Figure.2 (a & b) : ensoleillement du patio au mois de janvier à 12 :00h ; hauteur solaire (hs) : 36° . Le patio est totalement ombré. Source : auteur.

3.2. Investigation

Deux campagnes de mesures ont été effectuées pendant les périodes les plus critiques de l'année, à savoir :

La première s'est déroulée durant la dernière semaine du mois de juillet suivie du début du mois d'août. La seconde s'est accomplie pendant l'hiver au cours de la première semaine de janvier.

Les appareils utilisés pour mesurer l'humidité et la température sont deux couples de thermographes et hydrographes placés de part et d'autre du mur extérieur de la pièce testée à une hauteur de 1,00m du niveau du sol, sachant, que la maison n'était pas chauffée l'hiver ni climatisée l'été.

3.2. Résultats et interprétations

L'investigation révèle qu'il existe effectivement, des condensations superficielles ainsi que dans la masse des murs extérieurs (Nord) (fig. 2) donnant sur le patio et quelques murs intérieurs comme le mur ouest par exemple, et ce, pendant l'hiver seulement. Alors que les planchers bas et hauts ne présentent aucun risque de condensation, d'autant plus, qu'ils constituent de très bons isolants thermiques.

Les mesures hygrométriques ont confirmé aussi que le taux d'humidité de l'air à l'intérieur de la chambre testée est trop élevé; ceci est dû à plusieurs facteurs tels que :

- apport interne en vapeur d'eau, produit par les occupants : cuisson, stockage d'eau, échauffement d'eau jusqu'à ébullition, existence d'une fontaine à l'intérieur du patio, etc...,
- mauvaise ventilation,
- manque d'ensoleillement de deux façades intérieures orientées Nord et Ouest pendant l'été et absence total d'ensoleillement pendant l'hiver surtout au niveau du rez-de-chaussée (façades intérieures donnant sur le patio),
- protection thermique insuffisante des murs,

- grand écart de température entre l'intérieur (chambre) et l'extérieur (patio).

Il est utile à rappeler que le taux hygrométrique de l'air est influencé par les variations de la température, ainsi, le grand écart de cette dernière entre l'intérieur et l'extérieur provoque des condensations de la vapeur d'eau sur les parois froides. Dans le cas où la température de l'air augmente, l'air aura une capacité meilleure à absorber l'humidité d'où diminution du taux hygrométrique. Cependant et dans le cas inverse, l'air aura une capacité d'absorption faible et se rapproche de la saturation ou carrément, il se sature c'est-à-dire que la vapeur d'eau contenue dans l'air peut se condenser à une température moindre.

La condensation peut être aussi interstitielle, et dépendra de certaines conditions lors de la migration de la vapeur d'eau à travers les couches des parois. Lorsqu'il se produit une différence dans la concentration de la vapeur d'eau entre deux points, il en résulte une différence des pressions partielles respectives, qui entraîne un écoulement de ce gaz particulier du point de forte concentration vers le point de faible concentration. Cette diffusion se poursuit jusqu'à ce que l'égalisation des pressions partielles de cette vapeur soit réalisée. La vitesse de diffusion dépendra de la différence des pressions partielles, de l'épaisseur de la paroi et de la perméabilité des matériaux traversés par le gaz.

3.3. Simulation et remèdes

La lutte contre l'humidité de condensation dans les maisons vernaculaires ne nécessite guère de grands moyens. L'assainissement des parois par des procédés très simples, peut se réaliser aisément par l'addition de couches de matériaux, sélectionnées selon leurs caractéristiques thermo-physiques :

- conductivité thermique « λ » ;
- résistance à la diffusion de la vapeur d'eau « e/π ».

Les résultats des simulations ont révélé qu'il existe une relation entre la condensation superficielle et l'insuffisance de la résistance thermique des murs. D'où la possibilité d'éviter le risque de condensation en renforçant ces derniers. Un isolant caractérisé par une très faible conductivité thermique, placé derrière une couche en matériau absorbant (plaque de plâtre par exemple) est un remède efficace contre ce type d'humidité.

Cette amélioration de la résistance thermique des parois influe directement sur la température surfacique de la face interne de la paroi modifiée. Nous constatons que cette température augmente pour atteindre une valeur supérieure à la température de rosée correspondant à l'état thermique et hygrométrique de l'air ambiant de la pièce testée.

Dans le cas de l'humidité de condensation interstitielle, si nous ne parvenons pas à éliminer cette dernière par l'augmentation de la résistance thermique, l'interposition d'une feuille imperméable à la vapeur d'eau devient indispensable. Les tests appliqués aux murs envahis par ce type d'humidité ont prouvé l'efficacité d'un pare-vapeur : les résultats étaient très satisfaisants. Ses solutions sont valables uniquement, quand le diagnostic prouve l'absence de l'humidité ascensionnelle. Sinon, l'expert, doit chercher d'abord, un remède adéquat et définitif aux remontés capillaires, de même, pour l'humidité accidentelle ou celle provenant des pluies battantes.

La ventilation naturelle au moyen de procédés passifs est une stratégie très efficace pour diminuer le taux d'humidité de l'air ambiant. Le déplacement du flux d'air ainsi créé permet d'évacuer l'air confiné et vicié à l'extérieur des pièces d'habitation et fait rentrer l'air frais nécessaire pour l'hygiène et le confort de l'homme.

L'option de réaliser une cheminée à tirage naturel (pour le cas de notre étude) est avantageuse dans la mesure où elle est fonctionnelle en hiver et en été. Pendant l'hiver, elle

chasse l'excès d'humidité de l'air et prévient la formation des condensations superficielles : le déplacement du flux d'air se fait de l'intérieur vers l'extérieur, alors que pendant l'été, le sens de déplacement de l'air s'inverse (de l'extérieur vers l'intérieur). Elle jouera alors le rôle d'un capteur de vent : l'air frais est capté en hauteur au dessus des cimes des maisons, pour être véhiculé vers le bas, afin de rafraîchir ainsi toutes les pièces en contact avec le conduit. Pour assurer ce double fonctionnement de cette cheminée, il faut procéder ainsi :

- En hiver : la tête de la cheminée doit s'ouvrir uniquement à l'opposé de la direction des vents dominants (nord-ouest),
- En été, la tête de la cheminée doit s'ouvrir sur toutes les directions afin de capter les vents quelques soient leurs orientations.

Conclusion

D'après le diagnostic, et l'interprétation des résultats des campagnes de mesures, on peut conclure que cette maison objet de cette étude est insalubre du point de vue hygiénique. Car le taux de l'humidité relative dépasse le seuil d'insalubrité et atteint 95 % à la température intérieure de 13°C.

Bien que la maison traditionnelle réponde donc à certaines conditions de vie sociale, elle reste inconfortable pendant la période d'hiver et ce, malgré l'importante inertie qui caractérise ses parois; par contre elle offre une assez bonne performance thermique pendant l'été malgré que le taux d'humidité de l'air est un peu élevé 75%. Ce qui est, en principe, avantageux pendant les journées chaudes de l'été, car un tel taux participe à l'adoucissement de l'air, chaud et sec, de cette période.

La préservation de ces maisons vernaculaires ne doit pas seulement se limiter à la consolidation des structures et à la réfection de l'enveloppe, mais doit prendre en charge aussi l'effet négatif du climat sur l'ambiance thermique intérieure qui affecte la sensation de confort des occupants. Une ventilation de toutes les pièces ainsi qu'une amélioration de la résistance thermique et/ou hygrométrique des parois s'avère indispensable pour éliminer l'humidité de condensation.

Quant aux autres formes de l'humidité (ascensionnelle, accidentelle...etc.), les moyens à employer varient selon les cas, De ce fait, il faut procéder à des études cas par cas afin d'éviter de tomber dans les erreurs, et ensuite ramener chaque cas à des normes standardisées et lui appliquer les critères établis sur la base d'examen expérimentaux.

Il existe une grande variété de remèdes; seulement, il faut savoir choisir la solution adéquate au type d'humidité déterminé par le diagnostic, d'autant plus que ce dernier peut déceler plusieurs sources affectant le même bâtiment et éventuellement au même endroit. Le chercheur doit, donc, prendre des précautions avant toute intervention dans le but d'économiser les dépenses supplémentaires et d'éviter les désagréments des gros travaux inutiles.

Références bibliographiques

Deoux S. et P., 2002. *Le guide de l'habitat sain*, Médico Editions, Andorra, 407 p.

Donnadieu et al, 1986. *Habiter le désert, les maisons mozabites*. Pierre Mardaga.

Kur F., 2000. *L'habitat écologique, quels matériaux choisir ?*, Terre Vivante, 192 p.

Perret M., *Cours de climatisation, Tome 1: Base de calcul des installations de climatisation*, 2^{ème} édition, 190 p.

LE RÔLE DES FACTEURS CLIMATIQUES DANS L'ÉVOLUTION DU BILAN HYDROLOGIQUE DU COMPLEXE LACUSTRE RAZIM-SINOIE. ÉTUDE DE CAS 1956-1988

BRETCAN Petre¹, MURARESCU Ovidius¹, PEHOIU Gica¹, SAMOILĂ Eduardt², POPESCU Olimpia³

¹Université Valahia Targoviste, str. Lt. Stancu Ion, nr. 34-36A, Targoviște, le departement de Dâmbovița, Roumanie, petrebretcan@yahoo.com

² Université Hyperion Bucharest, Bd. Energeticienilor, nr. 135, Bucharest, Roumanie

³ Université Pitești, str. Targu din Vale nr. 1, Pitești

Résumé : *Le bilan hydrologique des lacs du complexe Razim-Sinoie est influencé directement par les liaisons avec le bras Sfântu Gheorghe, le bassin hydrographique et les conditions climatiques (précipitations réduites et évaporation intense) auxquelles s'ajoute la décharge dans la mer jusqu'à la fermeture Gura Portita et l'aménagement du déverseur de Periboina. Après 1970, en raison des modifications anthropiques, le bilan hydrologique s'est modifié substantiellement car des composantes nouvelles ont été introduites dans l'équation du bilan (pertes par irrigations). Pour ces raisons, la durée totale d'observations a été divisée en deux périodes 1956-1970 et 1971-1988, le régime hydrique du complexe Razim-Sinoie s'étant modifié à la suite de l'accumulation voulue d'une importante quantité d'eau dans les lacs utilisée pour l'irrigation.*

Mots-clés : *Razim-Sinoie, bilan hydrique.*

Abstract: *The hydro balance of the lakes belonging to the Razim-Sinoie lacuster complex is directly influenced by the connections with Sfântu Gheorghe branch, by the hydrographic basin and by the climatic conditions (low quantity of precipitations and intense evaporation), along with the drainage into the sea up to the closure of Gura Portița and the arrangement of the spillway from Periboina. After 1970, the anthropic intervention has lead to a substantial modification of the hydro balance, through the disappearing and the control of certain elements of the equation (direct drainage of lake Razim into the sea, control of the flow evacuated from lake Sinoie into the sea by means of the dam from Periboina) or the introduction of new elements (water losses through irrigations).*

Key words: *Razim-Sinoie, hydro balance.*

Introduction

Le bilan hydrologique des lacs du complexe Razim-Sinoie a été calculé par plusieurs auteurs pendant des périodes différentes et dans des conditions hydrologiques différentes. Ainsi, pour la période 1955-1961, il a été calculé par Stănescu et Stănescu (1965) ; par Bonda et collab. (1967) pour la période 1961-1965 ; et par Gâstescu et Breier (1976) pour la période 1956-1970. Les bilans hydrologiques réalisés par Stănescu et collab. et ceux de Gâstescu et Breier (1976) sont plus détaillés et ils permettent ainsi de mieux connaître la variation dans le temps des volumes d'eau (utilisation des valeurs annuelles des composantes du bilan hydrologiques permettant d'appréhender la variabilité à ce pas de temps).

Dans la présente étude, l'analyse a été étendue à une période de 33 ans (1956-1988). On a également calculé les valeurs moyennes mensuelles des éléments du bilan hydrologique pour mettre en évidence les variations de volumes d'eau pendant l'année.

1. Données et méthodes

Toute la période analysée a été divisée en deux entités, 1956-1970 et 1971-1988, car après 1970 le régime hydrologique du complexe Razim-Sinoie s'est modifié substantiellement, à la suite de l'accumulation intentionnelle dans les lacs d'une importante quantité d'eau. Dans l'équation on n'a pas tenu compte des pertes par infiltration à travers le cordon littoral (dans la mer ou vers la terre), ni des apports souterrains, à cause des valeurs réduites de ces

composantes et de la difficulté de les déterminer dans les conditions hydrogéologiques complexes de la Dobrogea.

L'équation utilisée pour calculer le bilan hydrologique du complexe lacustre Razim-Sinoie est de la forme :

$$X + Y_B + Y_D - Z - Y_M = \pm \Delta V$$

où X est la quantité de précipitations tombée sur la surface du lac ; Y_B l'écoulement superficiel du bassin de réception, Y_D l'écoulement superficiel de l'eau du bras Sfântu Gheorghe par les canaux ; Z l'évaporation à la surface de l'eau ; Y_M l'écoulement du complexe lacustre vers la mer, ΔV la différence de volume par rapport au mois ou à l'an précédent (Gâstescu, 1971 ; Gâstescu et Breier, 1976).

2. Résultats

2.1. Le bilan hydrologique des lacs avant 1970

En analysant brièvement le bilan hydrologique du complexe lacustre pour la période 1956-1970, on constate que dans le régime de ces lacs sont intervenus certains changements importants. Le premier aspect que nous devons remarquer est que pendant la seconde moitié de la période analysée, l'apport d'eau dans le complexe lacustre a enregistré une hausse substantielle. L'augmentation de l'apport conduit à une hausse du niveau de l'eau et, implicitement, à une intensification de l'écoulement vers la mer. L'existence d'un écoulement permanent du complexe lacustre vers la mer, avec un volume d'eau appréciable (65% par rapport à la perte par évaporation qui représente 38,5%), conduit à la réduction du processus de l'accumulation des sels dans les lacs.

Si on analyse le bilan hydrologique pendant des périodes plus courtes de cet intervalle 1956-1970, on constate des différences évidentes, déterminées par le régime des précipitations, d'une part, et par le régime hydrologique du Danube, respectivement de l'apport du bras Sfântu Gheorghe, d'autre part (tab. 1).

Ainsi, pour la période 1960-1963, lorsque le régime hydrologique des eaux du Danube s'est manifesté par des quantités d'eau moins importantes, on constate un apport moindre du bras Sfântu Gheorghe et par conséquent une plus grande rétention dans le complexe lacustre (+ΔV de 175,3 mil. m³). Cet aspect a été déterminé par le niveau moins élevé dans le complexe lacustre (39 cm) et par la valeur de l'évaporation plus élevée à la surface de l'eau (916,4 mm/an).

	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
Niveau, cm (H)	45	35	44	35	48	50	47	50
Superficie, km ² , (w)	859,2	843,0	857,2	843,0	865,5	868,4	864,1	868,4
Volume, mill. m ³ (W)	1390	1295	1379	1295	1423	1447	1412	1447
Precipitations (X)mm m ³ /s	258,1 7,013	284,8 7,608	266,0 7,225	394,5 10,53	407,9 11,18	364,0 10,01	432,4 11,84	387,5 10,66
Écoulement provenant du bassin versant (Y _B)mm m ³ /s	50,94 1,384	27,55 0,736	44,36 1,205	21,15 0,56	24,61 0,675	19,77 0,544	34,39 0,958	60,25 1,234
Écoulement provenant du bras Saint Georges (Y _D).....mm m ³ /s	1671 45,5	1381 36,9	1733 47,1	1407 37,6	1706 46,8	1322 36,4	1690 46,3	1584 43,6

Evaporation a la surface de l'eau (Z)..mm m ³ /s	764,7 20,78	764,7 20,78	783,1 20,93	850,3 23,12	824,1 22,04	842,4 23,06	952,8 26,24	967,8 26,65
Ecoulement vers la mer Noir (Y _M).....mm m ³ /s	1290 35,05	1032 27,35	1095 29,79	1098 29,36	1148 31,44	726,1 19,99	1296 35,51	1024 28,20
Difference du volume d'eau (±ΔV).....mm mill.m ³ m ³ /s	-74,5 -64 -2,02	-112 -95 -3,01	+97,9 +84 +2,66	-99,6 -84 -2,66	+147 +128 +4,05	+27,6 +24 +0,76	-40,5 -35 -1,11	+40,3 +35 +1,11
	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1956-1970
Niveau, cm (H)	39	52	56	52	50	54	57	48
Superficie, km ² , (w)	847	868,9	869,8	868,9	868,4	869,4	870,1	860
Volume, mill. m ³ (W)	1331	1462	1491	1462	1447	1476	1498	1413
Precipitations (X)mm m ³ /s	359,1 9,63	421,2 11,59	606,5 16,71	298,4 8,21	352,1 9,68	522,3 14,38	448 12,35	389,4 10,58
Ecoulement provenant du bassin versant (Y _B)mm m ³ /s	45,97 1,23	37,59 1,03	69,66 1,92	87,93 2,42	53,49 1,47	90,78 2,50	119,7 3,301	52,6 1,44
Ecoulement provenant du bras Saint Georges (Y _D)mm m ³ /s	1456 39,1	2219 61,1	2144 59,1	2022 55,7	1580 43,5	1891 52,1	2778 76,6	1772 48,5
Evaporation a la surface de l'eau (Z)..mm m ³ /s	783,7 20,99	775,8 21,38	829,2 22,87	885,9 24,41	847,5 23,27	830,5 22,89	882,2 24,34	842,2 23,2
Ecoulement vers la mer Noir (Y _M).....mm m ³ /s	1215 32,54	1751 48,25	1957 54,0	1556 42,89	1156 31,75	1640 45,22	2438 67,28	1361 37,24
Difference du volume d'eau (±ΔV).....mm mill.m ³ m ³ /s	-136 -116 -3,66	+150 +131 +4,15	+33,3 +29 +0,92	-33,3 -29 -0,92	-17,2 -15 -0,47	+33,36 +29 +0,92	+25,2 +22 +0,7	2,78 +44 0,09

Tableau 1. Variation annuelle des éléments du bilan hydrologique du complexe lacustre Razim-Sinoie pendant la période 1956-1970 (selon Gâstescu et Breier 1976).

Pendant une autre période courte (1967-1970), lorsque le Danube a enregistré des volumes d'eau importants (1970), l'apport du bras Sfântu Gheorghe a été plus élevé (presque 57 m³/s). Ceci a déterminé une circulation plus accentuée de l'eau à travers le complexe lacustre, se reflétant dans la rétention d'un volume d'eau beaucoup plus faible (+8 mil.m³). Pour le complexe Razim-Sinoie on constate que pendant une année, excepté quelques mois de pointe (mars-juin) pendant lesquels le niveau est plus élevé, on enregistre une baisse du niveau et du volume d'eau. Généralement, pendant la première moitié de l'année, le volume d'eau des lacs augmente (il se produit alors une accumulation) à cause des apports élevés d'eau provenant du Danube, tandis que pendant la seconde moitié de l'année l'apport enregistre une baisse graduelle atteignant généralement à la fin de l'année une valeur plus basse que le volume initial.

2.2. Le bilan hydrologique des lacs après 1970

La période d'après 1970 (jusqu'en 1988) a été divisée en deux parties : 1971-1982 et 1983-1988. Cette coupure était nécessaire pour rendre compte de conditions hydrologiques spécifiques. Pendant la première partie, après la fermeture de la bouche Gura Portița, le canal V a été fermé et les canaux Dunăvăț et Dranov ont été décolmatés pour permettre la réalisation des objectifs hydrotechniques proposés – l'accumulation d'une quantité importante d'eau dans le compartiment nordique utilisée pour l'irrigation. A la suite de la réalisation de ces constructions hydrotechniques, le régime hydrologique du compartiment nordique s'est modifié de manière assez significative, affectant spécialement le régime, le transit d'eau à travers tout le complexe lacustre et évidemment le bilan hydrologique. De l'analyse du bilan hydrologique réalisé pendant la période 1970-1988, il résulte une accumulation de 66,1 mil. m³ par rapport à la période antérieure dans le compartiment nordique.

Ces valeurs positives n'ont pas été constantes : il y a eu des différences entre les années et aussi entre les deux périodes mentionnées antérieurement. Ainsi, si pendant la première partie, à cause du dragage des canaux Dunăvăț et Dranov et de la fermeture de l'écluse du canal V, il y a eu une accumulation de volume de $+\Delta V$ 76,6 mil. m³, pendant la seconde partie, on a enregistré une baisse du volume de 10,4 mil. m³. Mais, si on réduisait cette seconde période (1983-1988) à seulement 1984-1988, il en résulterait un bilan positif avec une accumulation de volume de +117,0 mil. m³ (tab. 2). Les baisses les plus élevées des volumes d'eau ont été enregistrées dans le compartiment nordique du complexe hydrotechnique Razim pendant la période 1981-1983, à cause :

- soit de la baisse des débits moyens d'eau entrés à travers les canaux qui connectent le complexe avec le bras Sfântu Gheorghe ;
- soit de la hausse beaucoup plus grande des consommations par rapport aux périodes antérieures.

Si l'analyse du bilan hydrologique tenait compte seulement de la période d'après 1974, les valeurs obtenues seraient beaucoup plus grandes car, avant le dragage des canaux de liaison, les débits d'eau apportés par le Danube dans le lac Razim étaient moins élevés que pendant toute la période suivante (d'environ 30-40%). D'après l'analyse comparative des éléments du bilan hydrologique, on observe que dans la partie positive, l'apport du bras Sfântu Gheorghe représente 89,9% tandis que dans les pertes, les transferts vers le lac Sinoie et les irrigations représentent 85,3%. Comparant les valeurs mentionnées plus haut avec celles obtenues pour la période lorsque l'écluse du canal V a été fermée (1971-1982) ou ouverte (1983-1988), on observe une hausse à la fois des apports mais aussi des transferts vers le compartiment sud. Ainsi, le rôle de l'apport du bras Sfântu Gheorghe a enregistré une hausse de 88,4% à 92,5% à la suite de l'augmentation de la vitesse du courant du lac Razim ayant la direction nord-sud et évidemment les valeurs des pertes par irrigations et transfert dans le lac Sinoie ont augmenté aussi de 84,0% à 87,7%.

Ainsi il ressort très clairement de cette étude le rôle déterminant des canaux Dunăvăț, Dranov, Mustaca et Fundea dans le maintien d'un bilan hydrologique positif et dans la possibilité induite d'utiliser cette eau pour l'irrigation et le maintien de la salinité à des valeurs constantes.

Tableau 2. Valeurs moyennes annuelles des composants du bilan hydrique du Complexe de lacs du Système hydrotechnique Razim pendant la période 1971-1988

	Niveau H (cm)	Superficie (mil. m ²)	Precipitations (X) mil. mc	Écoulement provenant du bassin versant (Y _B) mil. mc	Écoulement provenant du bras Saint Georges (Y _D) mil. mc	Évaporation à la sur-face de l'eau (Z) mil. mc	Écoulement (Y) mil. mc	Différence du volume (±ΔV) mil. mc
1971	42.8	549.3	249.4	56.82	1389.7	360.9	1392.6	-57.58
1972	51.6	552.3	290.9	55.84	1605.6	371.3	1515.4	65.64
1973	49.2	551.7	207.2	73.48	1474.0	376.0	1458.8	-80.12
1974	64.4	554.9	184.7	40.58	1469.3	375.2	1031.6	287.78
1975	82.3	558.3	243.0	31.30	2014.3	394.6	2070.4	-176.4
1976	72.0	556.7	167.8	49.83	1441.9	345.8	1190.1	123.63
1977	79.9	558.0	208.1	29.87	2087.8	332.5	2072.6	-79.33
1978	83.3	558.5	248.7	36.55	2197.0	298.2	2231.8	-47.75
1979	83.6	558.6	221.5	28.33	2470.5	315.5	2273.2	131.63
1980	91.3	559.7	201.3	15.16	2481.2	302.7	2197.6	197.36
1981	90.2	559.7	189.1	19.24	2471.5	335.2	2477.6	-132.96
1982	76.8	557.3	135.1	24.38	1726.4	322.6	1718.6	-155.32
1983	61.9	554.1	107.6	21.18	1871.8	321.1	1806.9	-127.42
1984	70.3	555.9	181.6	24.52	2468.3	310.9	2228.2	135.32
1985	73.3	556.6	139.5	35.82	2597.9	297.1	2463.9	12.22
1986	68.4	555.4	173.2	19.11	2248.3	315.5	2240.4	-115.29
1987	74.9	556.8	179.7	21.11	2288.8	307.8	2053.6	128.21
1988	77.8	557.0	202.9	25.92	2573.4	313.4	2532.3	-43.48
1971-1988 mil.mc mc/s	71.88	556.15	3531.3 6.22	609.04 1.07	36877.7 64.96	5996.3 10.56	34955.6 61.57	+66.14 mil mc 0.11 mc/s +3.68 mil mc/an
1971-1982 mil.mc mc/s	72.2		2546.8 6.72	461.38 1.21	22829.2 60.32	4130.5 10.91	21630.3 57.15	+76.58 mil mc 0.20 mc/s +6.38 mil mc/an
1983-1988 mil.mc mc/s	71.1		984.5 5.20	147.66 0.78	14048.5 74.24	1865.8 9.86	13325.3 70.42	-10.44 mil mc -0.055 mc/s -1.74 mil mc/an

Conclusion

Pour la période d'après 1970, on constate que le bilan hydrologique est positif, avec même l'existence d'un excédent d'eau qui peut être utilisé par l'irrigation ou pour tout autre usage. L'évolution annuelle des débits disponibles pouvant être évacués montre qu'ils suivent généralement l'hydrographe des débits du bras Sfântu Gheorghe, avec une hausse continue des valeurs du mois de janvier jusqu'au mois de mai (maximum), puis une baisse continue à partir du mois de juin, continuant jusqu'en octobre lorsqu'on atteint le minimum annuel (pendant la période d'été, réduction des débits et des niveaux des eaux du Danube et hausse de l'évaporation et des consommations). La valeur minimale est déterminée avant tout par le débit réduit du Danube et, dans une moindre mesure, par les consommations par transferts dans le compartiment sud (dans le lac Sinoie), par l'évaporation ou, certaines années, par l'irrigation. Pour la période 1971-1988, la somme des débits mensuels moyens disponibles pouvant être évacués du compartiment nord a été comprise entre 94,7 m³/s au mois de mai et 27,9 m³/s au mois d'octobre. Annuellement, ces valeurs varient beaucoup en fonction du régime et des phases de l'écoulement du Danube, les valeurs les plus hautes ayant été enregistrées en 1988, au mois de mai (156,7 m³/s), et les plus basses en octobre 1974 (0,216 m³/s).

Références bibliographiques

Brețcan P., 2005. Le Complexe lacustre Razim-Sinoie, la situation actuelle. *Annals Valahia University, Geographical series*, 4-5, Târgoviște, 120-125.

Brețcan P., 2007. *Complexul lacustru Razim-Sinoie. Studiu de limnologie / Le complexe lacustre Razim-Sinoie. Etude de limnologie*. Edit Transversal, 330 p.

Brețcan P., 2007. Modifications of the maximum and minimum level regime in the lakes of Razim-Sinoie complex caused by the anthropic intervention. *Annals Hyperion University, Geographical series*, VI-VII, 103-114.

Bondar C., Roventă V., Dumitrașcu A., Basnea P., Decu I., 1967. Variația salinității complexului lagunar Razim-Sinoie / Variation de la salinité du complexe lagunaire Razim-Sinoie. *Studii de Hidrologie*, București.

Gâștescu P., 1971. *Lacurile din România / Lacs de Roumanie*. Edit. Acad. R.S.R., București, 372 p.

Gâștescu P., Breier A., 1976. Le complexe lacustre Razim-Sinoie, genèse, morphométrie et régime hydrique. *Memorie della Geografica Italian - Scritti geografici in onore di Riccardo Riccardi*, Roma, 247-269.

Gâștescu P., Știucă R., 2006. *Delta Dunării-Rezervație a Biosferei / Le Delta du Danube -Réserve de la Biosphère*. Edit. Dobrogea, București, 500 p.

Stănescu V., Stănescu, S., 1965. Contribuții la studiul hidrologic al complexului lacustru Razim-Sinoie/ Contributions à l'étude hydrologique du complexe lacustre Razim-Sinoie, *Com. Geogr. SSNG*, III.

VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE, ETAT DE SURFACE ET EMERGENCE DE L'ULCERE DE BURULI A CAYENNE

BROU Yao Téléphore¹, ELGUERO Eric², GUEGAN Jean-François², RUFFINE Rolland^{2,3}, BRON Jean-Claude^{2,3}, FAURE Jean-François³, CHEVILLON Christine² et COUPPIE Pierre⁴

¹Université d'Artois, Faculté d'Histoire-Géographie, 9 rue du Temple, BP 665, 62030 Arras Cedex, France (telesphore.brou@univ-artois.fr); tel : 03 21 60 38 73

²Génétique & Evolution des Maladies Infectieuses, GEMI-UMR 2724 IRD-CNRS, 911 avenue Agropolis, BP 64501, 34394 Montpellier Cedex 5, France (guegan@mpl.ird.fr);

³Centre IRD de Cayenne, Route de Montabo, BP 165, 97323 Cayenne cedex, Guyane française (rolland.ruffine@cayenne.ird.fr, jcbron@cayenne.ird.fr, jean-francois.faure@cayenne.ird.fr);

⁴Centre Hospitalier de Cayenne, 3 avenue des Flamboyants 97300 Cayenne (couppie.pierre@voila.fr)

Résumé : Dans un contexte de variabilité des conditions hydro-climatiques et de modifications des états de surface qui est celui de l'île de Cayenne, l'étude des relations entre « environnement » et « santé » prend toute son importance. Le suivi des dynamiques hydro-climatiques et des états de surface est en effet susceptible d'améliorer la compréhension des conditions d'émergence d'une maladie infectieuse comme l'ulcère de Buruli, dont l'agent étiologique est accepté être présent dans l'environnement naturel. Sur l'île de Cayenne, nous avons relevé, au moyen d'un GPS, les coordonnées géographiques exactes des malades, dont l'adresse est connue. Le couplage de cette carte avec celle des zones humides laisse apparaître, une relation entre canaux d'évacuation des eaux pluviales et/ou usées, zones à faible risques d'inondation et localisation des personnes atteintes par l'ulcère de Buruli. En parallèle, nous avons étudié les relations entre la variabilité pluviométrique et celle du nombre de cas d'ulcère de Buruli. On observe, en règle générale, que les années fortement déficitaires en pluviométrie enregistrent les nombres de cas de malades les plus hauts, et inversement. L'hypothèse acceptée la plus probable est que la baisse du niveau des précipitations, en créant un déficit d'écoulement dans les canaux et dans les zones faiblement inondables, occasionne une stagnation des eaux dans les canaux d'évacuation déjà pollués par les riverains. Ces eaux, mal oxygénées et putrides, ainsi que les zones marécageuses qui connaissent un déficit hydrique, peuvent constituer des gîtes potentiels de risque d'émergence du microbe responsable de l'ulcère de Buruli lorsqu'elles sont fréquentées par des populations riveraines.

Mots-clés : Climat, eaux de surface, risques sanitaires, Cayenne.

Abstract: In Cayenne area, studies of relationship between health and environment are become important because of high climate variability and lands covers changes. The monitoring of Hydro-climatic and land cover dynamics can help us to improve knowledge of infectious diseases emergency conditions. Buruli ulcer is an example of the infectious diseases which is caused by a bacterium existing in the natural environment. In the Cayenne area, we localised the patients with a GPS. We after generate a map of points with the geographic coordinates of the patients. We also produce a map of wet zone using remote sensing data. The overlaying of the both maps shows that Buruli ulcer's patients are localised near from the town's water evacuation channels and the periodic inundation zone. In the same time, we studied the relationships between rainfall's variability and Buruli Ulcer's patient number. We observed, in general, an increase of patient's number during the year of rainfall deficit and conversely. Based on theses interactions, we proposed the hypothesis that, due to decrease of the rainfall some years, clean water and polluted water can stagnate in the evacuation channels and in the periodic inundation zone and then constitute potential zone of buruli ulcer emergence. The risk to contract this disease is important for the population who live not so far from these wet area because some of them use to enter in contacts with these areas.

Key words: Climate, wet land, sanity risk, Cayenne

Introduction

Cayenne connaît depuis ces dernières décennies une évolution rapide de son environnement liée d'une part à une modification du régime des précipitations et d'autre part à un bouleversement de ses états de surface lié à une forte croissance de la population, en provenance des états voisins (Brésil, Surinam,...). En effet, entre 1960 et 2000, la population de cette localité est passée de 20 000 à plus de 80 000 habitants (Insee, 2000). L'espace urbain

cayennais s'est donc largement étendu au détriment du milieu naturel constitué majoritairement de forêts et de zones humides.

Plusieurs travaux scientifiques ont montré les conséquences des modifications des écosystèmes naturels par les populations humaines, et leurs conséquences sur les risques de transmission de maladies infectieuses (Aron & Patz 2001). L'ulcère de Buruli, dont l'agent étiologique est *Mycobacterium ulcerans*, représente l'infection causée par des Mycobactéries la plus fréquente rencontrée chez l'homme immunocompétent après la lèpre (*M. leprae*) et la tuberculose (*M. tuberculosis*). Sur le plan épidémiologique, bien que sa localisation dans les écosystèmes et ses modalités de transmission à l'homme ne soient pas encore parfaitement caractérisées, les conditions environnementales et ses modifications, et en particulier de la flore et de la faune aquatiques, semblent jouer un rôle important dans l'écologie de *M. ulcerans* (Marsollier et al., 2003). En dépit de ces incertitudes sur les liens entre l'environnement et le microorganisme, tous les auteurs s'accordent à souligner l'existence d'un contexte écologique stéréotypé. Les foyers sont, en effet, circonscrit géographiquement, presque toujours autour d'un écosystème aquatique : (fleuves, lacs artificiels ou naturels, zones marécageuses, systèmes d'irrigation). La Guyane française est le territoire du bassin amazonien le plus touché par cette maladie. Les quelques 200 cas recensés depuis 1969 représentent, en effet, pratiquement les seuls cas connus de l'espace amazonien.

Dans ce contexte, l'objectif de cette étude est de caractériser les causes environnementales prédisposant à l'apparition de cas d'ulcère de Buruli à Cayenne à travers la mise en évidence des relations spatio-temporelles entre les données de cas morbides et les données environnementales considérées être *a priori* des facteurs qui causent et contrôlent le développement de cette maladie dans les populations humaines. Le but final étant la détermination du biotope optimum de la bactérie responsable de cette maladie.

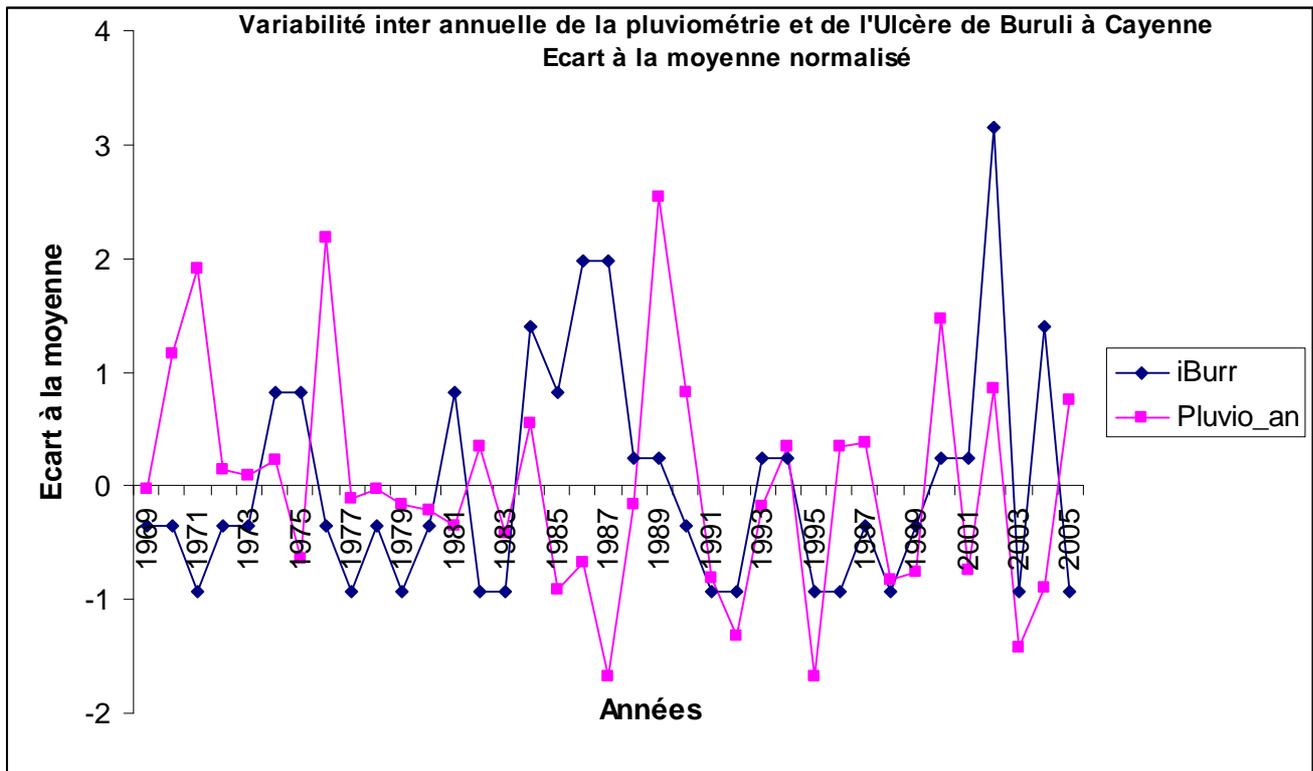
1. Variabilité pluviométrique et taux d'incidence de l'ulcère de Buruli à Cayenne

Depuis la fin des années 1970, la plupart des espaces tropicaux humides connaissent une modification du régime de leurs précipitations (Servat et al. 1997). Cayenne, en Guyane française, bien que bénéficiant d'un régime équatorial, n'échappe pas à cette variabilité climatique. En effet, des années fortement excédentaires succèdent à des années fortement déficitaires. Par exemple, en 1989, le total pluviométrique annuel était de plus 4600 mm alors qu'il n'atteignait pas 2000 mm en 1987. Cette modification du régime des précipitations a des répercussions sur l'émergence de maladies infectieuses comme l'ulcère de Buruli.

La figure 1 compare la variabilité temporelle du nombre de cas l'ulcère de Buruli et la pluviométrie à Cayenne. Pour rendre les valeurs des 2 phénomènes comparables, nous avons calculé des indices basés sur des écarts à la moyenne, rapportés à l'écart-type. Il apparaît clairement qu'il existe, en règle générale, une relation inverse entre le nombre de cas de malades et les hauteurs pluviométriques annuelles. En effet, les années à pluviométrie excédentaires enregistrent un nombre de cas d'ulcère de Buruli déficitaire. C'est le cas des années 1971, 1976 et 1989 où l'on a noté les plus forts indices pluviométriques (supérieurs à 2) de la période d'observation, tandis que des indices du nombre de cas de Buruli très bas, voir négatifs étaient enregistrés. En revanche, les années les plus sèches, notamment 1985, 1986, 1987, 2002 et 2004 connaissent les excédents les plus importants, en termes de nombre de cas d'ulcère de Buruli, sur l'ensemble de la période d'observation.

Figure 1 :

Parallèlement à cette variabilité des conditions hydro-climatiques, Cayenne a connu une



évolution rapide de son environnement socio-économique. L'une des conséquences de cette évolution rapide de la ville, c'est l'extension des zones d'inondation. L'accroissement rapide de cette population urbaine génère en effet des habitats précaires, comme des bidonvilles denses dans le centre de Cayenne et des poches d'habitats spontanés à côté des zones marécageuses, sur des terrains insalubres.

Dans un tel contexte, marqué par l'apparition de nouveaux habitats, le suivi des états de surface est susceptible d'améliorer la compréhension des conditions d'émergence de cette maladie infectieuse, dont l'agent étiologique est accepté être présent naturellement dans l'environnement naturel. En effet, les écosystèmes modifiés sont considérés comme des biotopes favorables à l'émergence de certaines maladies infectieuses, au nombre desquelles se trouve l'ulcère de Buruli (Pradinaud, Coupié P. et Versapuech).

2. Type de zones humides et ulcère de Buruli à Cayenne

Afin d'étudier l'environnement immédiat des malades d'ulcères de Buruli, une opération de géo-localisation par GPS a été menée sur l'ensemble du territoire Guyanais, à partir des adresses archivées lors des premiers diagnostics au Centre Hospitalier de Cayenne. Sur 90 cas recensés sur l'île de Cayenne, 53 (soit près de 60 %) ont pu être localisés avec précision. Le fichier de coordonnées ainsi constitué a permis de générer une carte de répartition des malades d'ulcère de Buruli en Guyane. Le couplage de la carte de répartition des malades avec les cartes d'états de surface a permis de détecter le type de zone humide le plus proche des habitations des malades.

2.1. Analyse des relations de proximité entre cas de Buruli et type de zones humides

La carte ci-après (fig. 2) met en évidence les relations spatiales entre les zones à risque d'inondation et la localisation des cas d'ulcère de Buruli sur l'île de Cayenne. La densité des cas de malades varie en fonction des types de zones humides. Il apparaît que la plupart des

malades habitent dans des zones inondables faibles ou moyen et à proximité des canaux d'évacuation des eaux pluviales et/ou usées. En effet, les figures 3a, 3b et 3c montre bien l'augmentation rapide du nombre de cas à l'approche des zones à risques d'inondation faible, passant de moins de 5 cas à plus de 1000 mètres à plus de 35 cas à moins de 200 mètres. Le nombre de cas augmente également à l'approche des canaux d'évacuation des eaux usées et/ou pluviales. Il est de 0 à plus de 1000 m et de plus de 15 malades à moins de 200 mètres. La presque totalité des malades se trouvent ainsi à moins d'un kilomètre d'une zone inondable et d'un canal, alors que toutes les habitations ne sont pas systématiquement localisées à proximité d'un canal (fig. 3b) ou d'une zone inondable.

Figure 2 :

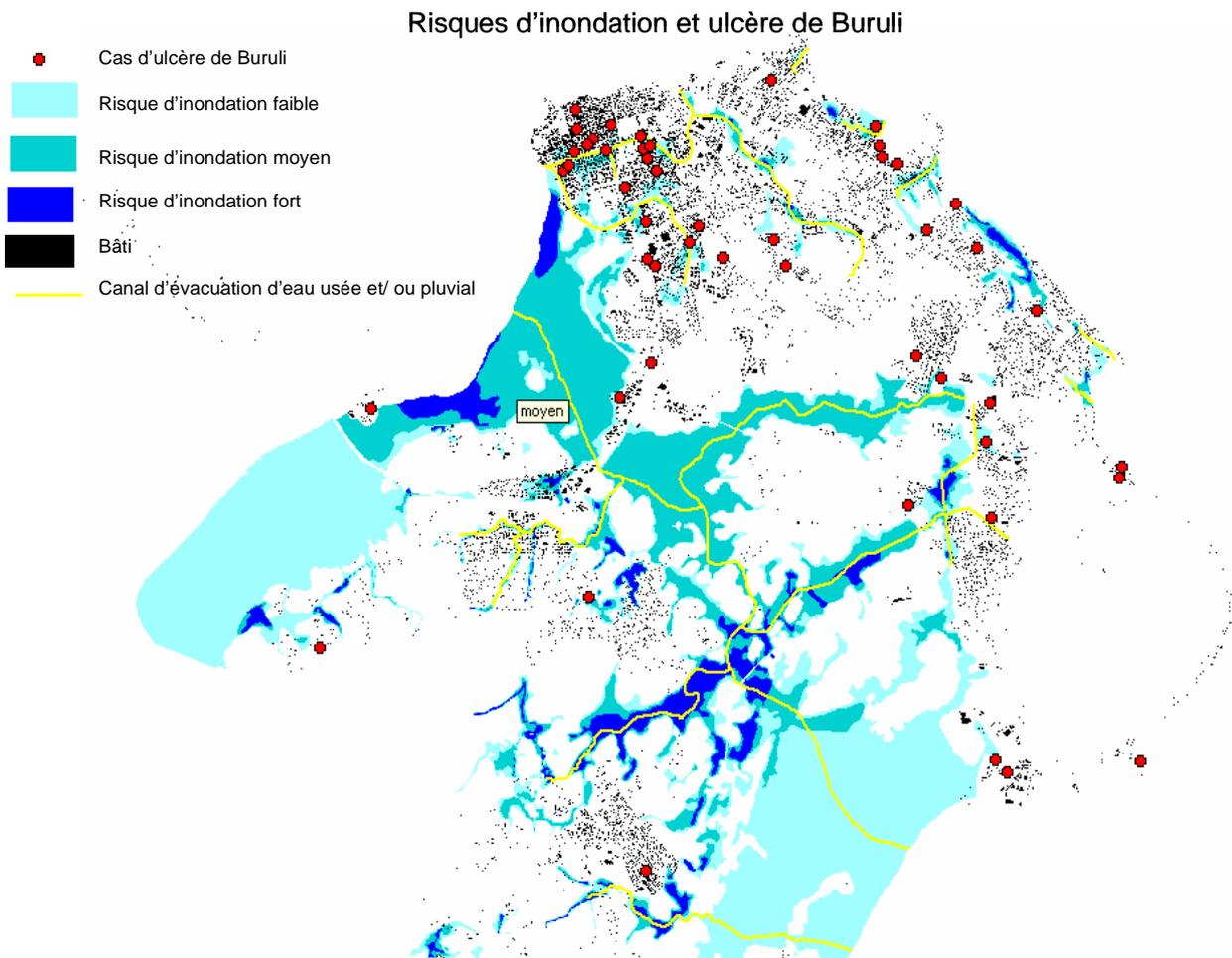
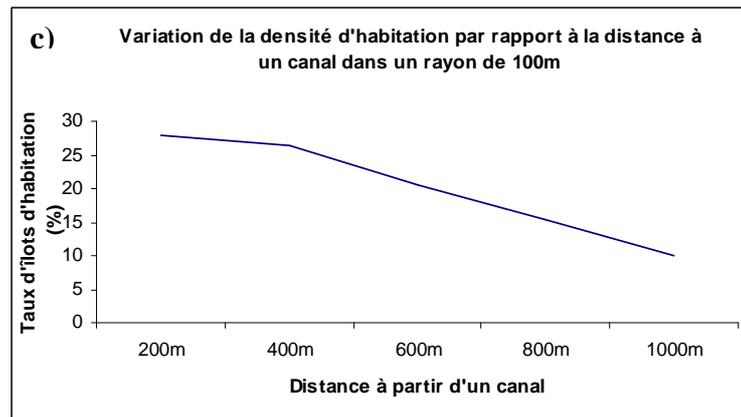
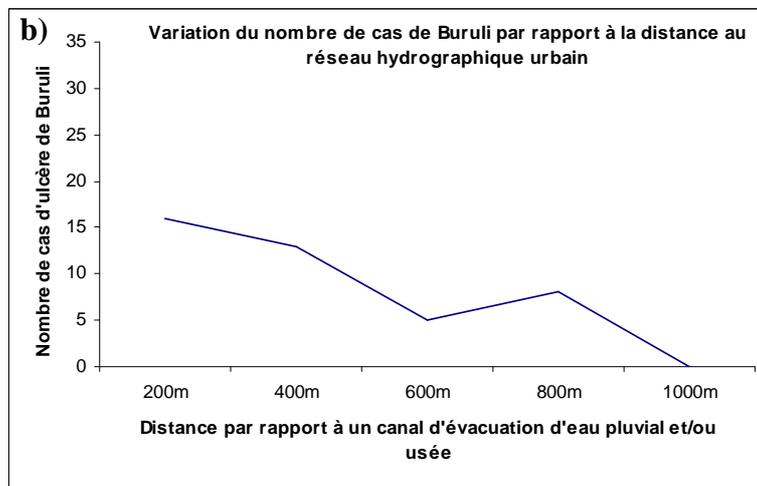
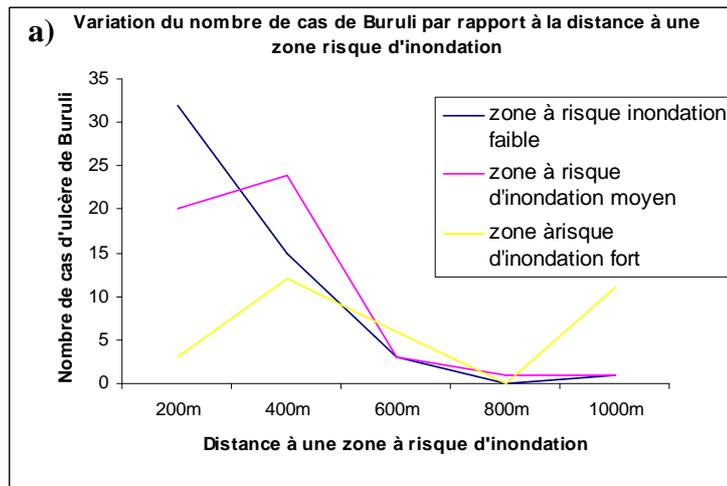


Figure 3. Relations entre distance et type de zone humide



2.2. Représentativité des types de zone humide dans l'environnement immédiat des malades

Afin de mettre en évidence le type de zone humide le plus représentatif de l'environnement des malades, nous avons effectué une analyse multivariée au moyen d'une analyse en composante principale. Pour chaque cas d'ulcère de Buruli, la distance à différents types de zones humides a été calculée.

Les variables de l'analyse sont donc la distance du malade à : un canal, un marigot, une rivière, une zone à risque d'inondation faible, une zone à risque d'inondation moyen, une zone à risque d'inondation fort. L'analyse en composante principale a permis de résumer ces variables en 4 facteurs (tab. 1). Nous résumons les données par les deux premiers facteurs, dans la mesure où ceux-ci représentent, près de 75 % de la variance. Le facteur 1 est le plus important. Il explique près de 57% de la variance. Il est fortement corrélé avec la distance au canal, aux zones à risque d'inondation faible, moyen et fort (tab. 2). Le facteur 2, quant à lui, ne représente que 17 % de la variance. Il met en évidence la distance aux zones humides naturelles, c'est-à-dire les rivières et les marigots (tab. 2).

Composante principale	% total variance	cumul en %
Facteur 1	56,63	56,63
Facteur 2	17,78	74,41
Facteur 3	15,11	89,51
Facteur 4	6,65	96,16

Tableau 1. Variance exprimée par chaque facteur.

	Facteur1	Facteur2	Facteur3	Facteur4
Dist-canal	-0,868373	-0,187662	0,210535	0,299714
Dist-marigot	-0,459359	-0,688918	0,521709	-0,135455
Dist-rivière	-0,278771	-0,603988	-0,739785	-0,093613
Dist-inon-faible	-0,874000	0,210569	-0,194772	0,301752
Dist-inon-moyen	-0,949421	0,202622	-0,065622	-0,083828
Dist-inon-fort	-0,830323	0,326842	0,019618	-0,428855

Tableau 2. Corrélations variables/ facteurs.

Le facteur 1 (56 % de la variance) qui représente les canaux et les zones à risques d'inondation caractérise (*cf.* tab. 2) bien l'environnement de la plupart des malades. Ce facteur est en effet très corrélé avec la localisation des malades dans le nord-ouest et le l'est de Cayenne, comme le montre la taille des points en rouge sur la figure 4. La localisation de certains malades est inversement corrélée avec le facteur 1. Il s'agit de quelques points (en jaune sur la figure 4), au sud-est et à l'est de Cayenne. Le facteur 2 (17% de la variance), mettant en évidence les marigots et les rivières (*cf.* tab. 2), a un effet très localisé dans l'espace contrairement au facteur 1. En effet, les fortes corrélations (points en rouges sur la figure 4) sont notées en priorités dans le nord-ouest de Cayenne.

Sur la base de cette analyse, on peut dire que l'association canal/ zones à risques d'inondation (faible et moyen) constitue le type de zone humide le plus fréquemment rencontrés dans l'environnement immédiat des malades, c'est-à-dire à moins d'un kilomètre de leurs habitats.

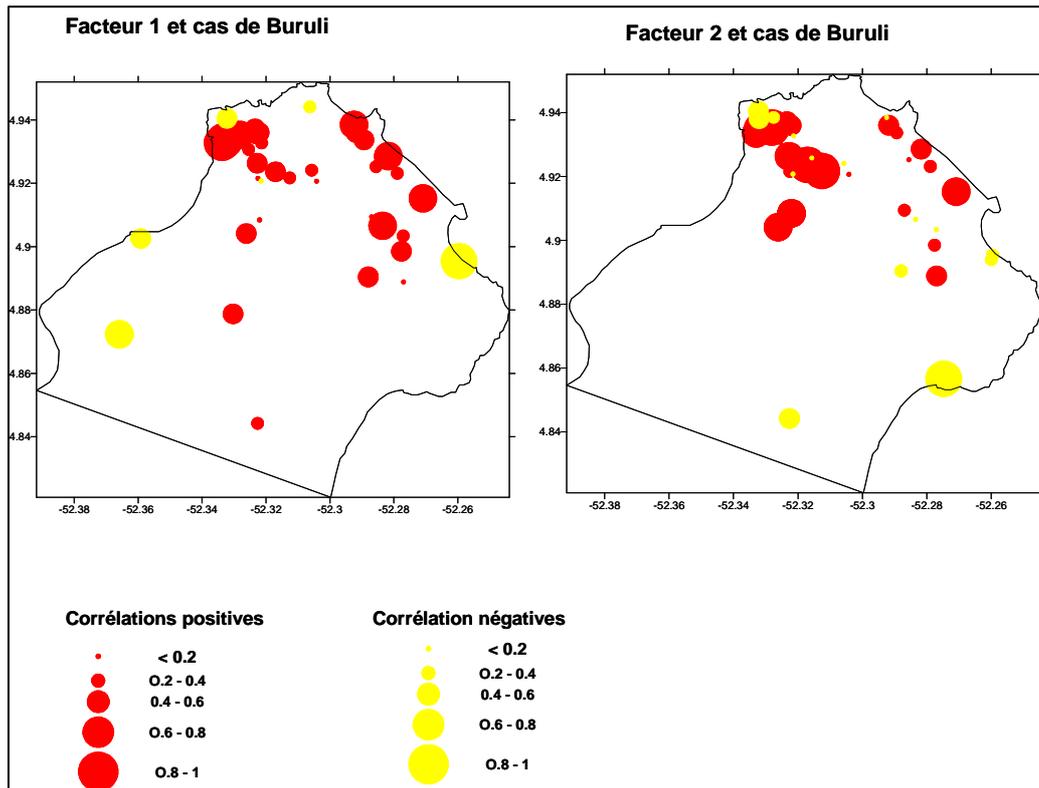


Figure 4. Cartographie des corrélations les cas de Buruli et axes principaux.

Conclusion

Les résultats de cette étude mettent bien en évidence les relations spatiales entre les zones humides aménagées et les cas d'ulcères de Buruli. Cette relation est plus forte avec les zones à risques d'inondation faible, indépendamment du lieu d'habitation. L'inondation temporaire semble être une condition favorable à l'émergence de cette maladie. Ce battement des eaux de surface est peut être amplifié par la variabilité pluviométrique. L'hypothèse acceptée la plus probable est que la baisse du niveau des précipitations, en créant un déficit d'écoulement dans les canaux et dans les zones faiblement inondables, occasionne une stagnation des eaux dans les canaux d'évacuation déjà pollués par les riverains. Ces eaux, mal oxygénées et putrides, ainsi que les zones marécageuses qui connaissent un déficit hydrique, peuvent constituer des gîtes potentiels de risque d'émergence du microbe responsable de l'ulcère de Buruli lorsqu'elles sont fréquentées par des populations riveraines.

Références bibliographiques

Aron J. L. and Patz J. A., 2001. Ecosystem change and public health. *The Johns Hopkins University Press*, Baltimore and London.

INSEE, 2000. Evolutions démographiques 1961-1999. Zone île de Cayenne. Document électronique : http://www.insee.fr/fr/insee_regions/guyane/zoom/tc_fp_evol_demo_62_99.pdf.

Marsollier L., Aubry J., Saint-Andre J. P., Robert R., Legras P., Manceau A. L., Bourdon S., Audrain C. and Carbonnelle B., 2003. [Ecology and transmission of *Mycobacterium ulcerans*]. *Pathol Biol (Paris)* 51p 490-495.

Pradinaud L., Couppie P., Versapuech J., 2003. Mycobactéries cutanées environnementales dont l'infection à *Mycobacterium ulcerans* (« ulcère de Buruli »). *Encycl.Med. Chir, Maladies infectieuses*, 8-038-F-15, 2003, 10p.

Servat E., Paturel J-E., Lubes H., Kouame B., Ouedraogo M., Masson J-M., 1997. Variabilité climatique en Afrique humide le long du Golfe de Guinée. Première partie : analyse détaillée du phénomène en Côte d'Ivoire. *Journal of Hydrology*, P. 191, 1-15.

DES ANEMOMORPHOSES A CONTRESENS DES VENTS DOMINANTS : LA DELICATE INTERPRETATION CLIMATIQUE DES MARQUEURS VEGETAUX...

CANTAT Olivier¹, SAVOURET Edwige¹, BRUNET Laurent²

¹ Laboratoire GEOPHEN, Université de Caen Basse-Normandie, UMR CNRS 6554 LETG, Esplanade de la Paix, BP 5186, 14032 Caen cedex 5 (France). Courriel : olivier.cantat@unicaen.fr

² Environnement Vôtre, Cabinet d'études et de conseils en environnement, 2 rue Linus Carl Pauling 76130 Mont Saint-Aignan (France).

Résumé : Les déformations végétales observées sur les domaines littoraux sont généralement associées à la direction et à la force des vents dominants. Or, l'examen de roses des vents en situation côtière ne confirme pas toujours ce postulat. Il en va ainsi sur la côte calvadosienne où les anémomorphoses s'orientent même à contresens des vents dominants sous l'action des « vents efficaces » desséchants et vecteurs d'embruns salés durant la période de pousse.

Mots-clés : Anémomorphose, vent efficace, littoral, Normandie.

Abstract: Anemomorphosis in opposite direction of dominant winds: the delicate climatic interpretation of a vegetal marker...

Plant distortions noticed on coastal domains are in general linked to direction and to force of the dominant winds. Yet, an exam of coastal meteorological windroses does not always confirm this postulate. On the calvadosian coast, anemomorphosis are in opposite direction of dominant winds... This anomaly leads to think upon "efficient winds" capable to mark the plants physiognomy, in connection with withering and salt spindrifts.

Key words: Anemomorphosis, efficient wind, littoral, Normandy

Introduction

Les anémomorphoses végétales observées sur les domaines littoraux sont généralement associées, dans la littérature scientifique, à la direction et à la force des vents dominants ; l'intensité et l'orientation de ces déformations végétales servant même quelquefois de support à l'étalonnage d'une échelle anémométrique empirique (Trzpit, 1999).

Or, l'examen des roses des vents de stations météorologiques en situation côtière montre que la relation de cause à effet n'est vraisemblablement pas aussi simple et directe. Preuve en est en Normandie, région océanique dominée par le grand flux d'Ouest des latitudes moyennes, la présence généralisée d'anémomorphoses à contresens des vents dominants sur l'ensemble du pourtour littoral de la baie de Seine (fig. 1). Ces anomalies au schéma logique conduisent alors à s'interroger sur la genèse de ces déformations (ports graduellement biseautés, inclinés, déjetés ou prostrés), en croisant exigences biologiques et données météorologiques afin de déterminer les « vents biologiquement efficaces » susceptibles de marquer de leur empreinte la physionomie des espèces végétales. De fait, le contraste est souvent remarquable entre les parties atrophiées car les plus exposées au vent et les parties abritées qui, elles, se développent plus librement, occasionnant de ce fait un port caractéristique « en drapeau » (arbres « couchés » avec des branches sous le vent en longs porte-à-faux et le développement d'un houppier décentré et aminci latéralement : voir en exemple la photographie de la figure 2).

1. Démarche scientifique et sélection des données utilisées

1.1. La démarche naturaliste

L'origine du questionnement à propos de ce paradoxe biogéographique repose sur l'observation d'espèces végétales arborées et arbustives dont le développement sur plusieurs années constitue *a priori* un marqueur fiable des diverses contraintes écologiques locales. Dans le cadre de notre étude, pour qu'ils soient représentatifs des conditions aérologiques sur

une aire géographique assez vaste, seuls ont été retenus les individus isolés ou en groupes situés en dehors de toute influence d'éléments perturbateurs à l'échelle stationnelle (obstacles naturels ou anthropiques générant des effets d'abri ou de canalisation du vent). Ces contraintes « météorologiques » sont identiques à celles évoquées ci-après pour la sélection d'une station météorologique de référence (Cantat et Brunet, 2001).

1.2. Les observations météorologiques

Le choix d'une station de référence est difficile du fait même des caractères géographiques de l'interface terre/mer qui présente de multiples configurations locales agissant sur la force et la direction du vent. Contrairement aux lieux d'implantation classiques des stations météorologiques (aérodromes) où, pour les contraintes opérationnelles de l'aviation, le site doit être exempt de tout obstacle, la topographie morcelée des côtes limite souvent la représentativité spatiale des conditions aérologiques mesurées à un périmètre réduit autour de la station. Pour les côtes à falaises, on note ainsi fréquemment des problèmes de turbulence de l'air (tourbillons d'axe vertical) ; pour les côtes basses sableuses, des effets de déviation et ralentissement/accélération du vent induits par les cordons dunaires (Leroy, 1999). Au total, après expertise des conditions géographiques locales, la station de Bernières-sur-Mer a été retenue pour caractériser les conditions éoliennes en baie de Seine en raison de son site plan et très largement dégagé autour des capteurs (Savouret, 2007). Cette station « Radome », en service depuis le mois d'août 2001, répond en effet aux impératifs d'un poste de classe 1 garant de la fiabilité des données collectées, notamment d'un point de vue anémométrique (obstacles situés à une distance d'au moins dix fois leur hauteur et faible rugosité du terrain environnant). L'analyse des données a été réalisée sur 2003-2007, période durant laquelle on dispose de séries continues sur les principales variables climatologiques. Une attention particulière a été portée sur le rayonnement solaire et le vent qui, en présence d'eau suffisante dans le sol, sont les deux éléments essentiels pour expliquer d'une part la croissance des végétaux (photosynthèse) et, d'autre part, leur déformation systématique le long du littoral.

2. Principaux résultats et hypothèses explicatives

2.1. La mise en évidence du paradoxe bioclimatique

Les anémomorphoses sont présentes tout le long des 700 kilomètres du rivage normand, comme en témoigne la carte dessinée à partir des travaux de G. Escourrou (1978) et des 300 observations stationnelles réalisées par J-P. Trzpit (1999) (fig. 1). Ces déformations végétales s'observent sur quelques kilomètres seulement à l'intérieur des terres, avant de s'estomper dans les secteurs « continentaux ». Près de notre station de référence, l'inclinaison généralisée vers le sud des arbres et arbustes (fig. 2) apparaît donc en « désaccord » total avec la direction des vents dominants : la rose des vents correspondante, établie à partir de 14580 valeurs tri-horaires, traduit la nette dominance des flux de secteur SW (27,8%), variante régionale du grand flux d'Ouest caractéristique des latitudes moyennes (fig. 3). L'intensité et la direction - ici globalement opposée - des anémomorphoses ne peuvent donc pas servir de base à la cartographie des « vents dominants ».

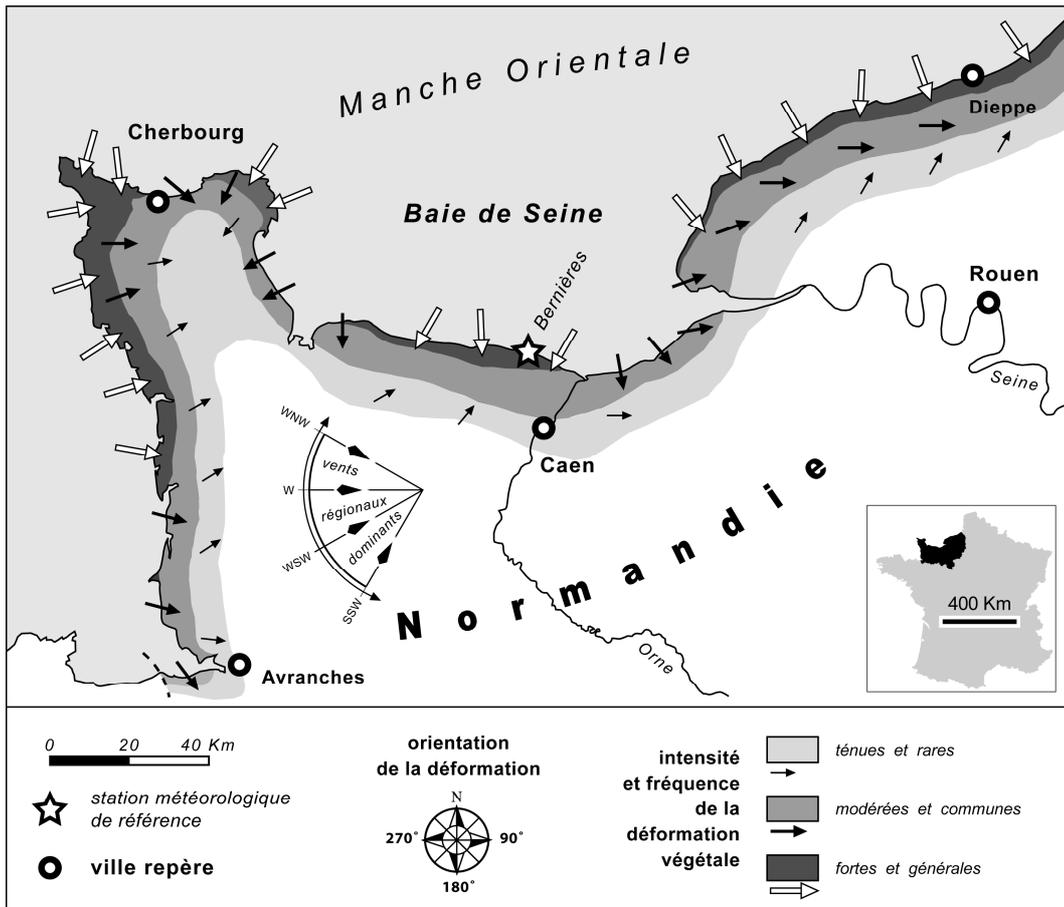


Figure 1. Orientation et intensité de la déformation des végétaux en Normandie sous l'action du vent. D'après G. Escourrou (1978) et JP. Trzpit (1999), modifié.



Figure 2. Exemple d'anémomorphose à contresens des vents dominants sur la côte du Calvados pour une espèce caducifoliée. Branches sous le vent en longs porte-à-faux et houppier décentré (photographie E. Savouret).

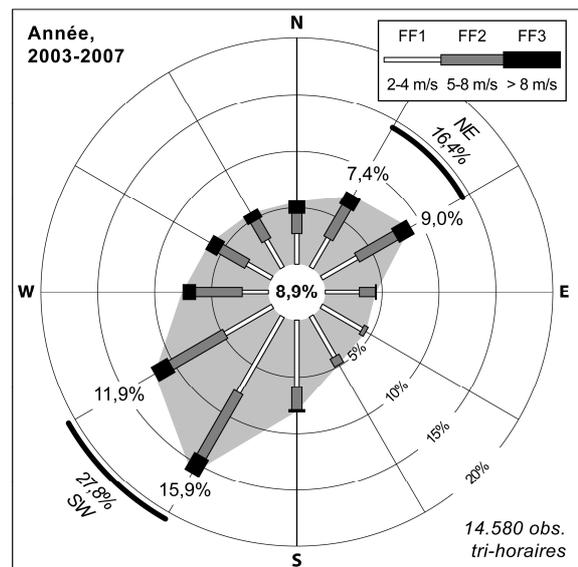


Figure 3. Fréquence des vents tri-horaires en fonction de leur force et de leur direction sur l'ensemble de l'année à Bernières-sur-Mer (2003-2007). Pourcentage des calmes au centre de la rose. Graphique établi d'après données Météo-France.

Ainsi, si la rose des vents annuelle n'apparaît pas révélatrice de la déformation des végétaux près du littoral, son analyse souligne cependant une seconde direction privilégiée qui peut apporter un premier élément de réponse. En effet, 16,4 % des vents proviennent du NE, fréquence qui inclut les sévères tempêtes hivernales qui sont responsables de casses dans la structure des ligneux. Toutefois, ces casses demeurent exceptionnelles et il convient d'approfondir l'analyse des données météorologiques pour déterminer les « vents efficaces » et véritablement comprendre la généralisation de ces déformations en milieu littoral.

2.2. A la recherche des « vents efficaces »...

Le découpage en deux saisons biologiques distinctes permet d'appréhender un peu mieux le rôle du vent (fig. 4). Durant la *saison végétative* (avril-septembre), la composante NE apparaît alors plus nettement (19,3%) mais la dominante reste toujours largement en faveur des flux de SW (26,0%). Si on ne considère que les vents modérés à forts ($\geq 5 \text{ m.s}^{-1}$) susceptibles d'activer fortement la transpiration des plantes et par conséquent d'accroître leur dessèchement, l'écart se réduit mais la composante SW l'emporte encore sur celle du NE (11,5% contre 9,8%).

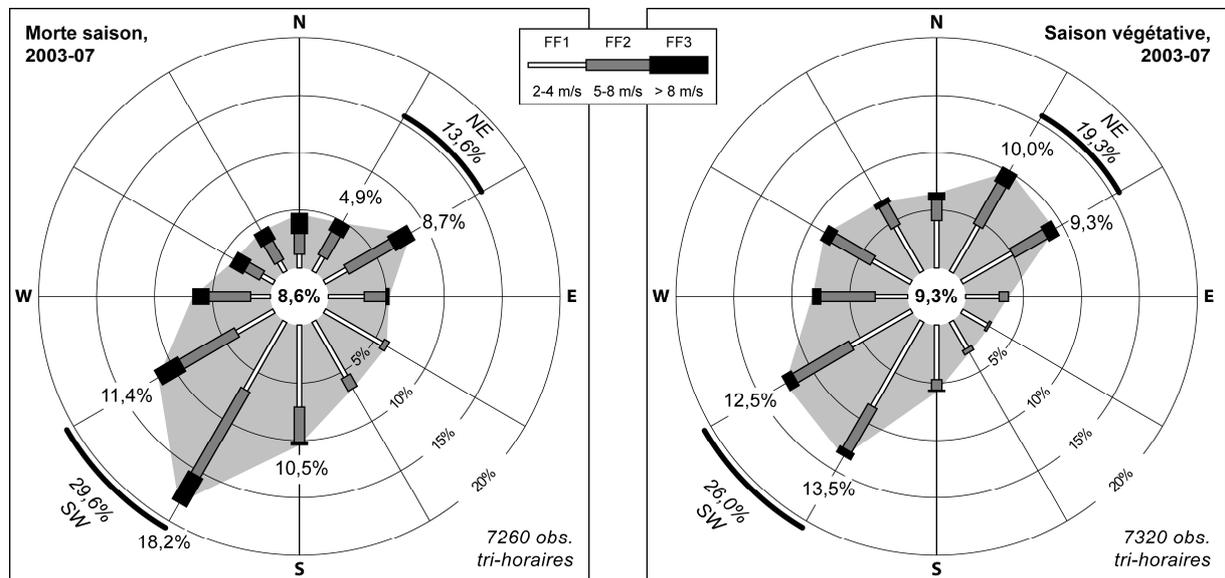


Figure 4. Fréquence des vents tri-horaires en fonction de leur force et de leur direction durant la morte saison (octobre à mars, à gauche) et durant la saison végétative (avril-septembre, à droite), à Bernières-sur-Mer (2003-2007). Pourcentage des calmes au centre de la rose. Graphique établi d'après données Météo-France.

Pour approfondir cette analyse bioclimatique, intéressons-nous plus précisément à la phénologie des plantes pérennes en climat tempéré océanique. Il se produit en moyenne une phase très active de croissance au début du printemps consécutive au débournement des bourgeons, puis un ralentissement pour la consolidation des structures des pousses et l'accumulation de nouvelles réserves pour la croissance future en été (Leclerc, 1999). En Normandie, l'impact du vent sur la morphologie des formations végétales serait donc particulièrement sensible au mois d'avril. La rose des vents de ce mois apparaît à ce titre très instructive (fig. 5) : la direction dominante s'établit alors au NE (24,8%) avec, de plus, une fréquence élevée des vents modérés à forts particulièrement desséchants. Si nous tenons compte des journées où la photosynthèse est la plus active (rayonnement solaire global $\geq 1700 \text{ J/cm}^2/\text{j}$), les vents maximum quotidiens sur 10 mn deviennent quasiment monodirectionnels de NE, en accord avec la direction des anémomorphoses (fig. 6).

Ainsi, lorsque les conditions biologiques et climatiques optimales pour la croissance végétale sont réunies, la déformation des plantes ligneuses pérennes pourrait s'expliquer par

l'établissement concomitant et très régulier le long du littoral de brises de mer perpendiculaires aux rivages qui exacerbent la transpiration et altèrent ainsi la symétrie dans la croissance des plantes. Ces brises s'expliquent par la conjonction d'une masse d'eau encore froide à la sortie de l'hiver (6 à 9° en moyenne) qui contraste avec les surfaces continentales qui s'échauffent rapidement sous l'action d'un soleil déjà puissant à cette époque de l'année. La comparaison des roses des vents de décembre et d'avril, entre 12 et 15 heures UTC (activité chlorophyllienne maximale), traduit l'ampleur du phénomène sur le littoral calvadosien au début du printemps avec 24% des flux pour le seul secteur NNE (fig. 7)

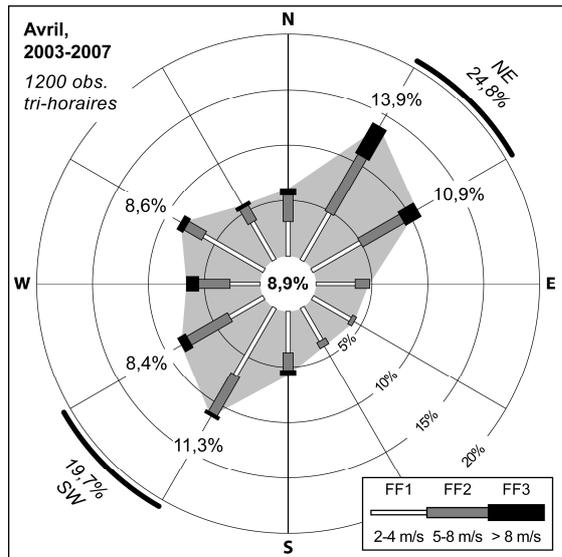


Figure 5. Fréquence des vents tri-horaires en fonction de leur force et de leur direction en avril à Bernières-sur-Mer (2003-2007). Pourcentage des calmes au centre de la rose. Graphique établi d'après données Météo-France.

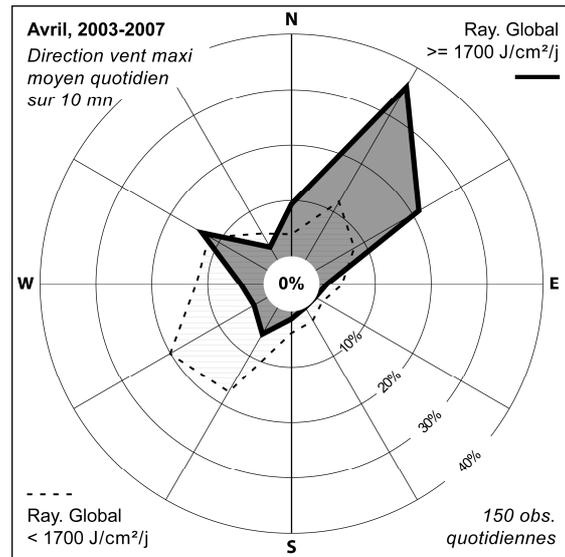


Figure 6. Fréquence des vents maximum quotidiens moyens sur 10 mn en fonction de leur force et de leur direction en avril, en fonction d'un seuil de rayonnement global de 1700 J/cm²/j, à Bernières-sur-Mer (2003-2007). Pourcentage des calmes au centre de la rose. Graphique établi d'après données Météo-France.

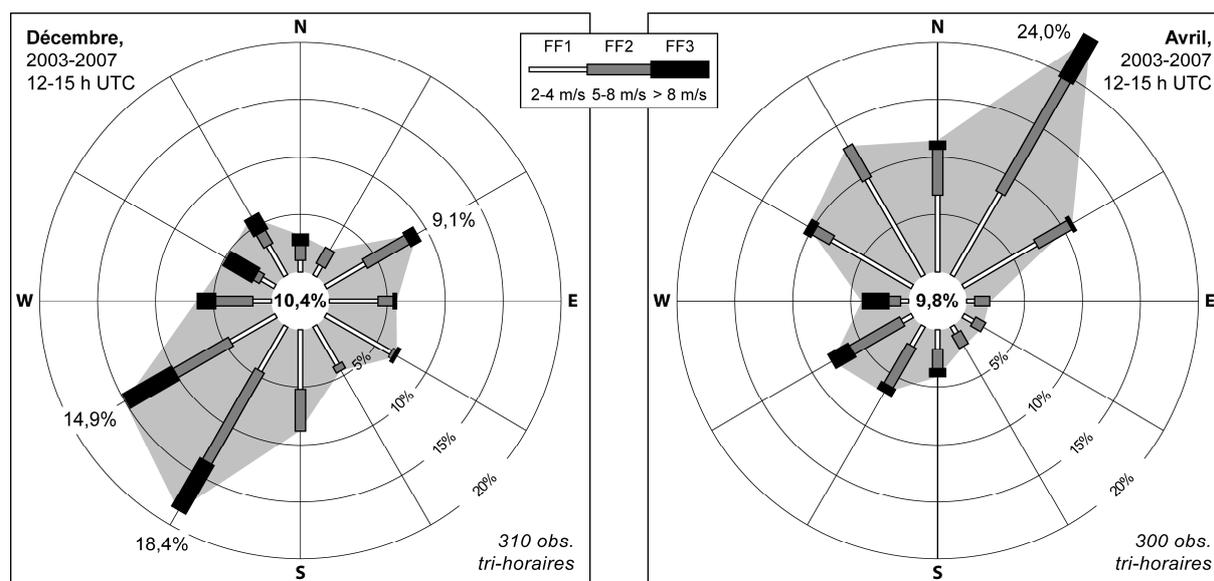


Figure 7. Fréquence des vents tri-horaires en fonction de leur force et de leur direction, en décembre et en avril, dans l'après-midi (12-15 h UTC), à Bernières-sur-Mer (2003-2007). Pourcentage des calmes au centre de la rose. Graphique établi d'après données Météo-France.

Conclusion et discussions

Si la forme biseauté d'une haie de cyprès ou le houppier très décentré d'un prunier sauvage sont bien des marqueurs du climat littoral, une étude rationnelle des vents locaux démontre que ces anémomorphoses ne résultent pas toujours - en fonction de l'exposition des côtes - du « vent dominant ». Ainsi, pour lever le paradoxe observé en baie de Seine, il a fallu analyser l'intensité, la fréquence et la durée du vent sur la *période utile* durant laquelle s'opère le développement des végétaux. En somme, ces déformations traduiraient avant tout le « vent biologiquement efficace », ici en concordance avec l'établissement des brises de mer qui dans la journée, en bordure littorale, se surimposent aux vents synoptiques.

Outre l'action desséchante du vent, l'altération de la croissance des végétaux serait par ailleurs plus ou moins aggravée en bordure côtière par l'action de criblage des grains de sables et par la toxicité des embruns salés qui brûlent les bourgeons et les jeunes pousses. A ce propos, notons que les embruns ne sauraient expliquer à eux seuls les anémomorphoses végétales sur le littoral. D'une part, car la prise en charge et le transport d'une quantité notable de cristaux salins suppose des vents violents et turbulents et que, dans ces conditions de « gros temps », le dépôt de sel (quand il n'est pas lessivé par la pluie) se produit alors assez indifféremment sur les parties « abritées » et « au vent » des végétaux secoués en tous sens par les rafales. D'autre part, parce que le transport dépasse alors largement l'aire d'extension des anémomorphoses (forte salinité des sols observée loin dans les terres après une tempête). Enfin, il convient de moduler le rôle du sel dans la mesure où des régions éloignées de la mer mais très régulièrement ventées sont également marquées par des anémomorphoses en l'absence totale d'embruns (exemple de la vallée du Rhône soumise à un fort « vent de terre », le Mistral). Cette dernière observation traduit la diversité possible des processus à l'origine des anémomorphoses : ici un vent fort et régulier canalisé par le relief, là plutôt des brises de mer... Ainsi, pour expliquer ces singularités biologiques, il n'existe pas un modèle unique de causalités applicable à tout secteur géographique mais une combinaison d'éléments dont l'influence respective est à pondérer selon les contextes environnementaux.

De ce fait, les conclusions tirées de la lecture du paysage végétal, fondées « sur des réalités tangibles, observables à l'œil nu » (Trzpit, 1999), peuvent s'avérer trompeuses sur les

dynamiques éoliennes réelles propres à chaque domaine climatique et secteur géographique... comme sur les côtes normandes où, par exemple, « l'action des vents régionalement dominants est renforcée, modulée ou contrariée par celle des vents littoraux, perpendiculaires au rivage dans le sens mer-terre » (Bournérias, Pomerol et Turquier, 1984).

Références bibliographiques

Bournérias M, Pomerol Ch., Turquier Y., 1984. *La Manche du Havre à Avranches*. Guide naturaliste des côtes de France. Paris-Neuchâtel, Delachaux-Niestlé, 265 p.

Cantat O, Brunet L., 2001. Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, **622**, 579-596.

Escourrou G., 1978. *Climats et types de temps en Normandie*. Paris, Champion, 1081 p. et 525 p.

Leclerc JC., 1999. *Ecophysiologie végétale*. Ch. 5 « Les plantes en situation de stress ». Pub. de l'Univ. de St-Etienne, 171-231.

Leroy M., 1999. *Classification d'un site*. Notes techniques n°35, DSO, Météo-France, 12 p.

Savouret E., 2007. *Le concept d'événement géographique. Approche et réflexions à partir de l'étude environnementale et sociétale des impacts littoraux induits du Débarquement de Normandie du 6 juin 1944*. Thèse. Univ. de Caen Basse-Normandie, 361 p.

Trzpit JP., 1999. Le vent, une composante fondamentale de l'environnement en milieu littoral : l'exemple du littoral normand. Caen, *Doc. MRSH*, **10**, 59-70.

INFLUENCE DES ESPACES BATIS DANS LA DISTRIBUTION DE TEMPÉRATURE DE L'AIR DANS LA VILLE DE VÁRZEA GRANDE/MT

**COX PAGLIARINI Elisa, MAITELLI TOMASINI Gilda, FERREIRA LEONARDO
MOTA Hugo**

elisa_cox@hotmail.com

maitelli@terra.com.br

huggoleon@yahoo.com.br

Universidade Federal de Mato Grosso/Cuiabá/Brasil

Résumé : *Ce travail prétend comparer des données de microclimats urbains, obtenus à travers trois stations climatologiques automatiques localisées dans différents endroits de la ville de Várzea Grande/MT, avec les pourcentages de surface bâtie de chaque secteur équipé. À travers l'analyse des moyennes horaires de température des mois de juin, juillet et août 2007, on a cherché à vérifier si les endroits qui présentent un plus grand pourcentage d'espace bâti atteignent aussi les plus grandes valeurs moyennes de température horaire.*

Mots-clés : *Climat urbain, température, espace bâti, végétation subsistante.*

Abstract: *This paper compares data of urban microclimates collected from three automatic climatologic stations located in different sites of the city of Várzea Grande in Mato Grosso, Brazil with the percentages of constructed area in each monitored place. By the analysis of the average of hourly temperature during the months of June, July and August of 2007, it was verified whether the places with higher percentage of constructed area showed the highest average values of hourly temperature.*

Key words: *Urban climate, temperature, built area, green area.*

Introduction

Depuis la révolution industrielle, les processus d'urbanisation et de croissance de la population se sont intensifiés de telle façon que Les espaces urbains sont aujourd'hui les endroits du monde où l'action humaine a le plus profondément transformé l'organisation de l'espace et où la dégradation de l'environnement est la plus importante. (Monteiro, 1976). L'intensification des activités d'usage et d'occupation du sol, la réduction des espaces verts, le niveau de trafic, le type de bâti, parmi d'autres facteurs, entraînent une élévation de la température dans des taches urbaines déterminées, augmentant le stress thermique.

Le processus de croissance urbaine impose un caractère spécifique à la basse troposphère, produisant des conditions atmosphériques locales distinctes de celles trouvées dans des zones voisines (Danni-Oliveira, 1995). Donc, on peut dire que « la ville génère un climat propre (climat urbain) résultant de l'interférence de tous les facteurs présents au sein de la couche limite urbaine et qui altèrent ainsi le climat sur une échelle locale. Ses effets les plus directs sont perçus par la population à travers des manifestations liées au confort thermique, à la qualité de l'air, aux impacts pluviaux et à d'autres manifestations capables de désorganiser la vie de la ville et de détériorer la qualité de vie de ses habitants » (Monteiro, 1976).

La plus grande partie des travaux relatifs aux études de climats urbains élaborés jusqu'à présent a été développée en considérant le corps de la ville comme un tout, sur lequel sont tracées des isolignes après l'identification de différences surtout thermo-hygrométriques et de pollution, à partir de données collectées en différents points. Peu d'études se sont basées sur le rapport détaillé préalable des différences de lieu et de l'usage du sol urbain comme support pour la compréhension de la formation du climat dérivé des différents agencements spatiaux de la ville (Mendonça, 2003).

Considérant que l'une des plus significatives expressions de l'altération climatique de la ville concerne le réchauffement de l'air dans le canyon urbain (Oke, 1987), ce travail essaie

de comprendre la distribution des températures de l'air à travers l'équipement de secteurs représentatifs des divers quartiers urbains de la ville de Várzea Grande/MT.

1. Champ d'étude

Située dans l'état de Mato Grosso, Brésil, la commune de Várzea Grande se localise entre les parallèles 15° 38' 48" de latitude sud et entre les méridiens 56° 07' 57" de longitude ouest, et s'étend sur 949,53 km². Le climat prédominant est le Aw, c'est-à-dire, Tropical Semi-Humide selon le classement de KOPPEN, humide avec 4 à 5 mois secs et deux saisons bien définies: l'une sèche (automne-hiver) et l'autre pluvieuse (printemps-été). La précipitation moyenne annuelle est de 1.750 mm avec la plus grande fréquence de décembre à février (saison des pluies). La température moyenne annuelle est de 24°C. Les vents prédominants pendant la saison sèche sont ceux provenant du sud et du sud-est tandis qu'à la saison pluvieuse, ce sont ceux du nord et nord-ouest.

L'usage du sol dans la ville de Várzea Grande présente une conformation assez homogène. On n'observe pas une zone exclusivement commerciale, comme c'est habituel dans les villes de cette dimension. C'est une ville essentiellement horizontale, avec des couloirs commerciaux distribués sur les voies de plus grande circulation et, entre eux, des régions résidentielles. Les couloirs commerciaux possèdent des zones densément occupées par des constructions surtout horizontales, à couverture végétale et arborisation des rues presque nulle. À mesure qu'on s'éloigne de la région centrale et qu'on se rapproche des quartiers plus périphériques, on trouve de grands vides urbains, qui présentent sous la forme de zones déboisées ou de zones de végétation native subsistante. Considérant ces caractéristiques, on a sélectionné trois lieux représentatifs des différentes typologies urbaines rencontrées dans cette ville pour le monitoring de la température. Les voici :

Le secteur de Vista Alegre : Localisée dans le quartier Jardim Vista Alegre, ce site a comme principale caractéristique la vaste superficie couverte de végétation subsistante, la faible densité urbaine et la proximité de la rivière Cuiabá et de la réserve de la forêt de la Sadia. Les coordonnées du site sont 15° 37' 52" de latitude sud et 56° 05' 55" de longitude ouest.

Le secteur de Santa Isabel : Localisé dans la région suburbaine de la ville, plus précisément dans le quartier Santa Isabel, ce site a des caractéristiques typiquement résidentielles. Ses coordonnées sont 15° 39' 12" de latitude sud et 56° 10' 25" de longitude ouest.

Le secteur du Centre : Localisé au centre de la ville, cette station essaie de monitorer la zone de plus grande densité urbaine de Várzea Grande. Les caractéristiques de ce secteur sont la grande extension de l'espace construit et goudronné et le flux important de véhicules. Les coordonnées du site sont 15° 38' 42" de latitude sud et 56° 07' 41" de longitude ouest.

2. Méthodologie

Pour réaliser la collecte de données, des stations automatiques du modèle WM 918 Eletronic Weather Monitor II ont été utilisées, installées dans des endroits préalablement choisis. Les données ont été collectées pendant une période de trois mois à la saison sèche (juin, juillet et août 2007). Le choix des lieux d'implantation des stations a été fait à partir des différences de l'usage du sol détectées à l'aide d'images satellite, obtenues par le software Google Earth, et de visites *sur le terrain*. Pour les mesures réalisées dans les zones urbaines, le rayon de portée de la station de mesure augmente de cent mètres (Oke, 2004) par mètre d'altitude, autrement dit, si la station est installée à 5 mètres de hauteur, comme pour cette recherche, elle aura un rayon de portée de 500 mètres. Ainsi, les pourcentages de surface

bâtie, d'espace vert, de surface liquide et de surface goudronnée ont été quantifiés sur les secteurs équipés en considérant toujours un rayon de 500 mètres à partir du lieu d'installation de l'équipement de mesure.

3. Résultats

3.1. Quantification des paramètres de couverture du sol des secteurs équipés

Dans le secteur du Centre la surface bâtie occupe 72,32% et on ne trouve aucun point de végétation subsistante. Au contraire, le secteur de Vista Alegre possède la plus petite zone construite, 4,36%, et la plus grande zone de végétation subsistante des trois secteurs observés, 60,52%. Le secteur de Santa Izabel est occupé à 56,92% par le bâti et à 6,39% par la végétation subsistante. On s'aperçoit aussi que le rapport entre le pourcentage de sol partiellement découvert et totalement découvert est inversement proportionnel au pourcentage de surface bâtie, conformément à la figure 1.

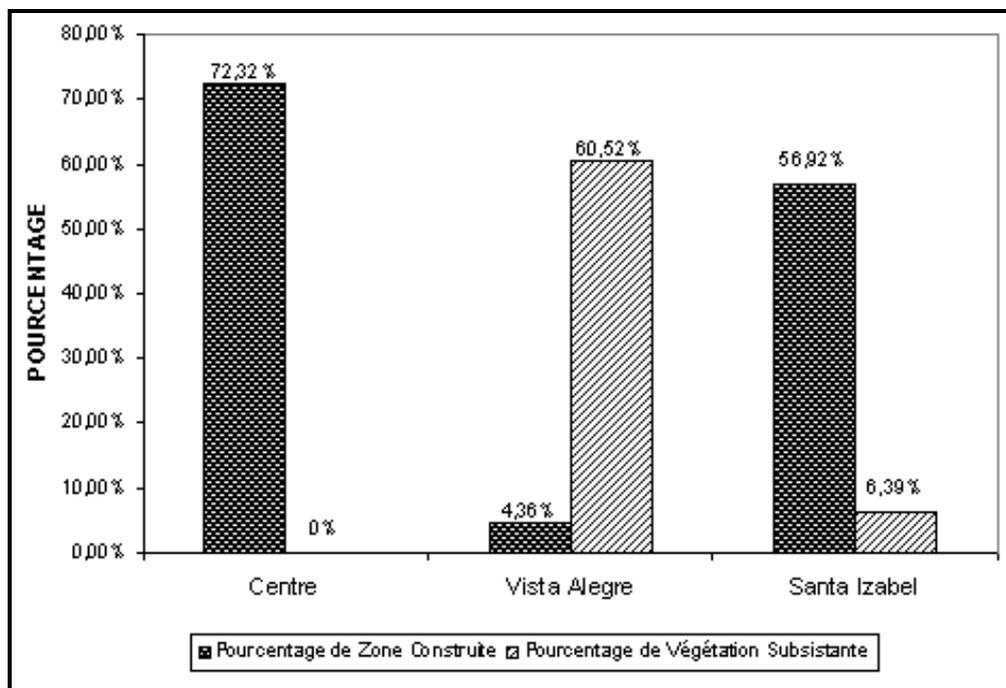


Figure 1. Pourcentage de surface bâtie et de végétation subsistante pour chaque secteur équipé d'une station de mesure (région monitorée).

3.2. Moyennes horaires de température

Pendant les mois de la saison sèche, les moyennes de température les plus hautes, ainsi que les températures maximales sont toujours rencontrées à la Station Centre. Les plus petites valeurs sont observées à la Station Vista Alegre, comme le montre le tableau 1.

Mois	Région Monitorée	Valeur Minimale	Valeur Maximale	Moyenne
Juin	Région de Vista Alegre	19,15 °C	31,32 °C	24,52 °C
	Région du Centre	19,64 °C	31,99 °C	25,22 °C
	Région de Santa Izabel	19,99 °C	30,81 °C	25,09 °C
Juillet	Région de Vista Alegre	18,00 °C	30,00 °C	23,62 °C
	Région du Centre	18,50 °C	30,30 °C	24,13 °C
	Région de Santa Izabel	18,66 °C	29,45 °C	23,92 °C
Août	Région de Vista Alegre	18,17 °C	32,10 °C	24,50 °C
	Région du Centre	18,90 °C	32,50 °C	25,32 °C
	Région de Santa Izabel	19,22 °C	31,54 °C	25,15 °C

Tableau 1. Statistiques descriptives des moyennes de température.

Au cours de la journée, les moyennes enregistrées dans les stations possèdent une amplitude de 10,79 °C jusqu'à 13,93 °C, étant donné que les plus petites variations, pendant les trois mois observés, ont toujours lieu dans le secteur de Santa Izabel, et que les plus grandes variations ont lieu dans le secteur du Centre en juin et dans le secteur de Vista Alegre en juillet et en août.

Pendant les mois de l'étiage, les moyennes de température les plus hautes, ainsi que les températures maximales, sont toujours rencontrées à la Station Centre. Par contre, les plus petites valeurs sont observées à la Station Vista Alegre, comme l'illustre la figure 2.

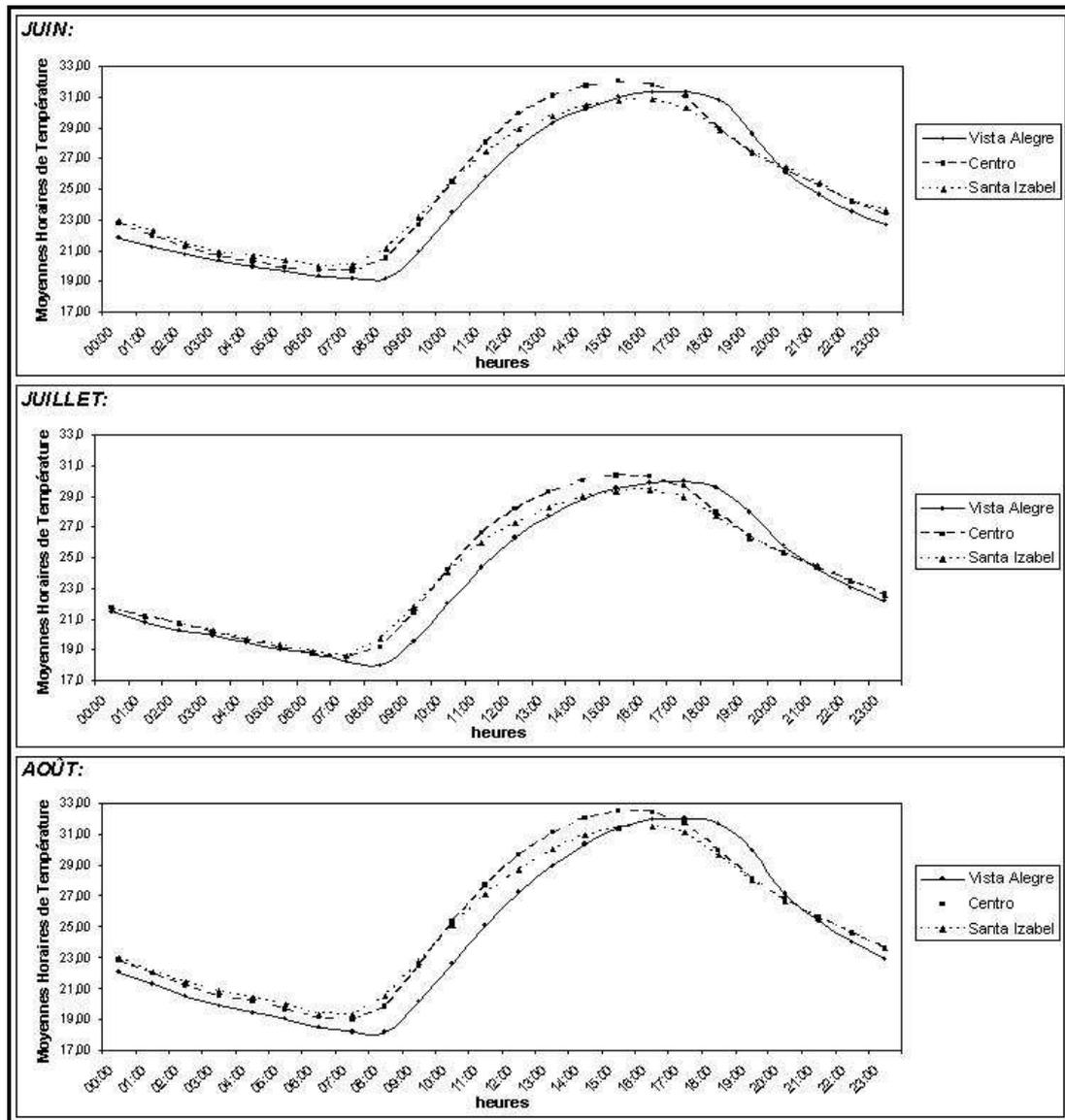


Figure 2. Moyennes horaires de température des secteurs équipés en juin, juillet et août 2007.

On note que les plus grandes valeurs enregistrées pendant les trois mois appartiennent au secteur du Centre, soit 31,99 °C à 15h au mois de juin; 30,30 °C à 15h et 16h au mois de juillet; et 32,50 °C aussi à 15h et 16h au mois d'août. Par contre, les plus petites valeurs sur le graphique appartiennent toujours au secteur de Vista Alegre. Au mois de juin, on a la valeur de 19,15°C à 07h ; au mois de juillet, 18,00 °C à 08h et, enfin, au mois d'août, 18,17 °C à 08h aussi. On constate donc qu'il existe une correspondance entre les endroits de plus fort pourcentage d'espace bâti et les températures les plus élevées, et vice-versa. De cette façon, la plus grande différence thermique observée au même horaire a été celle de 2,7 °C, à 10h au mois d'août, entre les régions du Centre et de Vista Alegre, c'est-à-dire, entre les secteurs de plus grand et de plus petit pourcentage de surface bâtie.

En analysant maintenant les courbes de différences thermiques entre les secteurs du Centre et de Santa Izabel, qui ne présentent pas une telle différence entre le pourcentage de surface bâtie, on observe que la plus grande différence trouvée entre ces deux stations a été celle de 1,3 °C, à 13h au mois de juin, soit presque la moitié moins que l'écart trouvé entre les secteurs Centre et Vista Alegre. On observe donc que plus la différence est petite dans le pourcentage de surface bâtie entre deux secteurs, plus petite aussi sera la différence thermique entre ces secteurs.

Enfin, on a observé encore que les secteurs où étaient situées les conditions les plus douces et agréables étaient toujours proches des endroits où il y avait une végétation native, c'est-à-dire des secteurs qui possédaient un pourcentage de végétation subsistante assez élevé. On sait que la présence de la végétation favorise de façon notable le processus d'adoucissement climatique du milieu urbain, par la création de microclimats agréables qui contribuent au confort de l'environnement et au bien-être des citoyens. Dans le cas de la ville de Várzea Grande, les résultats montrent que la végétation contribue fortement à l'adoucissement des températures élevées caractéristiques de l'endroit.

Conclusion

On conclut ainsi que, pendant la période de réalisation de cette recherche, le comportement thermique de l'atmosphère dans la ville de Várzea Grande semble influencé par le pourcentage de surface bâtie. Les différentes typologies d'occupation urbaine font de la ville un univers complexe et traduire cette complexité du point de vue du comportement thermique de l'environnement signifie diagnostiquer ces différences. De cette façon, pour indiquer les tendances de variation de température, il faut observer une gamme de facteurs et de paramètres qui se complètent et se superposent. Ce travail met ainsi en évidence l'influence possible du taux de surface bâtie sur la température, cependant il n'écarte pas le fait que d'autres agents puissent intervenir dans la différenciation du champ thermique de la ville étudiée.

Références bibliographiques

- Danni-Oliveira I. M., 1995. Aspectos conceituais do sistema clima urbano: uma breve revisão bibliográfica sobre as ilhas de calor. *Caderno de Geociências*, **15**, 13-26 p.
- Mendonça F., 2003. *Clima Urbano*. Contexto, 192 p.
- Monteiro C A., 1975. *Teoria e Clima Urbano*. IGEOG-USP, 181 p.
- Oke T., 1987. *Boundary Layer Climates*. Routledge, Mathuem & CO, 435 p.
- Oke T.R., 2004. Siting and exposure of meteorological instruments at urban sites. In *Air Pollution Modeling and its Application XVII*, Borrego, C. and A.-L. Norman, (eds.), Springer, 615-632 p.

LE VENT DE SABLE A SFAX ENTRE 1951 ET 2004 (SUD TUNISIEN)

DAHECH S.¹ et BELTRANDO G.²

1: Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sfax, Laboratoire SYFACTE ; salem.dahech@univ-paris-diderot.fr

2 : Université Denis Diderot (Paris VII), UMR 8586 (PRODIG) du CNRS, (c.c. 7001)
105 rue Tolbiac 75013 Paris, beltrando@univ-paris-diderot.fr

Résumé : Les données météorologiques quotidiennes (vent, pression, température, humidité, insolation et visibilité) enregistrées dans la station de Sfax sur la période 1951-2004 ainsi que les BQR de l'INM tunisien permettent d'étudier la fréquence du vent de sable et l'état de l'atmosphère associé à ce phénomène. Le vent de sable est un vent peu fréquent (12 jours/an) à Sfax. Il est plus souvent présent au printemps et particulier en mars. Ce vent est associé à un type de temps inconfortable caractérisé par un ciel voilé, une faible visibilité, un vent fort chargé de poussières.

Mots-clés : Vent de sable, temps, Sfax.

Abstract: *Daly's meteorological data (wind, pressure, temperature, humidity, insolation and visibility) recorded in Sfax on the period 1951-2004 are used to study the frequency and the weather situation during sandy wind days. According to a statistical study, the sandy wind is not frequent in Sfax (12 days/year). It is more common in spring and especially in March. This wind is associated to weather characterized by a cloudy sky, low visibility and a strong wind.*

Key words: *Sandy wind, weather, Sfax.*

Introduction

Le vent de sable, est caractéristique des latitudes arides et semi-arides. Il s'agit d'un vent relativement fort ramenant des particules fines qui peut occasionner une gêne respiratoire et de nombreuses problèmes pour les activités économiques (notamment les transports). Ce vent se présente sous la forme de chasse-sable (poussière ou sable soulevés par le vent au point d'observation ou à ses alentours au moment de l'observation) et de tempêtes de sable. Ces deux phénomènes associent la dynamique éolienne et le transport des particules. Le premier phénomène est plus fréquent dans le sud tunisien.

La genèse des vents de sables est soumise à une dualité climatique et édaphique (Oliva et al., 1983 ; Legrand et al., 1989 ; Coudé-Gaussen, 1990 et 1991). D'abord, le facteur climatique principal est le vent. Il intervient dans l'arrachage des sédiments du sol et véhicule ensuite ces particules et les transporte sur plusieurs centaines et parfois même sur des milliers de kilomètres. Aux effets du vent, s'ajoute la turbulence de l'atmosphère et la basse pression qui favorisent le soulèvement des particules. Ensuite, le facteur édaphique est lié à la cohésion des sols. En effet, « l'enclenchement du système éolien est étroitement lié à sa capacité d'ablation, à la disponibilité d'un matériel mobilisable et à sa possible prise en charge jusqu'aux zones de dépôts. Le spectre granulométrique d'un vent est fonction de la relation entre la force éolienne et la taille des particules mobilisables » (Nouaceur, 2001). Enfin, la pression humaine sur le milieu et particulièrement la dégradation de la flore augmente l'érodabilité des sols (Valentin, 1994). Les pertes en terres dues au vent sont multipliées par quatre lorsque la couverture végétale passe de 40 à 25% (Fryrear, 1985). En fait, la végétation fixe le sol et ralentit le vent et réduit, par la suite, la déflation éolienne.

Dans le présent travail, nous étudions les caractéristiques climatiques des situations de vent de sable à Sfax.

1. Méthodes et données

Les données météorologiques utilisées sont issues de la station de Sfax El Maou et elles couvrent la période 1951-2004. Il s'agit des valeurs quotidiennes maximales, minimales de la température (en °C) et de l'humidité relative (en %), mesurées à 2 m du sol sous abri, des données quotidiennes de l'insolation (en heures), de la pression atmosphérique moyenne (en hPa), de l'évaporation quotidienne (en mm), de la visibilité (en dam) et des moyennes journalières de la direction et la vitesse du vent (résultante vectorielle de la direction en° et vitesse en m/s calculées à partir des données tri-horaires ; 0h, 3h...).

A partir des Bulletins Quotidiens de Renseignement (BQR), fournis par l'Institut National de la Météorologie (INM), nous sélectionnons les journées de vent de sable (déjà indiquées sur les BQR). Les types de situations atmosphériques favorables aux advections de ce vent sont détaillés en se référant aux cartes de temps quotidiennes fournies par le NCEP et le ECMWF. La vitesse et la direction du vent, la fréquence et la persistance du phénomène, sont étudiées à partir des données de vent citées ci-dessus. Puis, l'état mensuel moyen de l'atmosphère pour les jours de vent de sable est calculé. Enfin, l'image NOAA-AVHRR permet d'appréhender la couverture nuageuse et les températures de surface durant les situations étudiées. Les images sont sélectionnées après consultation des (BQR) de la station Sfax El Maou.

2. Les situations atmosphériques favorables aux advections du vent de sable

Les épisodes de vent de sable sont observés par situations cycloniques accompagnées par un vent fort (vitesse maximale instantanée supérieure à 15 m/s). Les particules sableuses et les poussières ramenées par le vent sont soulevées sur place, et/ou venant d'une autre région, notamment du sud (Sahara) où le sable fin et meuble est abondant. Deux types majeurs de circulation sont responsables de l'arrivée du vent de sable à Sfax, lorsque :

- la région est sous l'influence d'une dépression d'origine dynamique (observée en altitude aussi bien qu'en surface ; fig. 1A). Il s'agit soit de l'extension vers le sud de la dépression d'Islande soit d'une cellule cyclonique détachée du centre d'action précité. Si la dépression n'occupe que le nord de la Tunisie, le vent soufflera du secteur méridional. Si la dépression s'étend au sud de la Tunisie, le vent sera compris entre le N et l'O. Cette dernière situation apparaît essentiellement entre novembre et avril.

- la Tunisie et une partie du bassin méditerranéen sont dominées par une cellule cyclonique d'origine thermique : au sol, la dépression varie entre 1000 et 1005 hPa, alors qu'en altitude, la pression est élevée (à 500 hPa apparaît un haut géopotential). Cette cellule dépressionnaire aspire, soit l'air saharien (vent du S à OSO), soit l'air qui diverge de l'anticyclone des Açores placé sur l'Atlantique (vent de l'O). Cette situation atmosphérique est enregistrée essentiellement entre mai et octobre (fig. 1B).

D'autres situations, moins fréquentes, sont caractérisées par la présence d'une cellule cyclonique dans une des régions voisinant la Tunisie. C'est le cas :

- d'une cellule dépressionnaire localisée au Sud de la Libye engendrant un vent de NO à Sfax;

- d'une cellule cyclonique centrée sur l'Italie qui génère sur son flanc SO un vent fort de direction septentrionale;

- d'une cellule cyclonique d'origine thermique située au SO du pays. Elle aspire un vent fort d'ENE (Dahech, 2007)...

3. Le vent de sable : un vent peu fréquent à Sfax

En nous basant sur les données de l'INM, nous avons dénombré en moyenne 12 jours de vent de sable par an entre 1951 et 2004 à Sfax (min 0, max 42). Durant les années 1958, 1960, 1962 et 1963, nous remarquons l'absence d'indication de vent de sable sur la région alors que 42 et 40 observations ont été enregistrées respectivement en 1956 et 1988 (fig. 2).

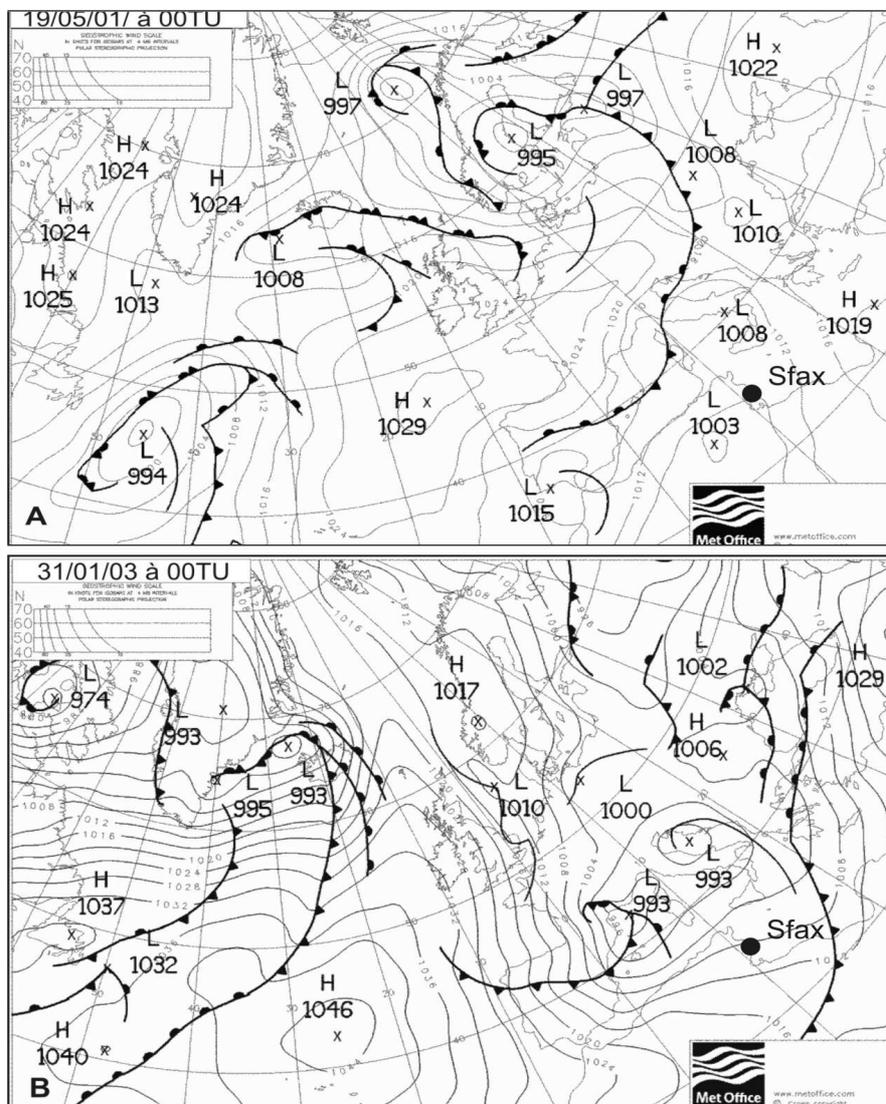


Figure 1. Les deux types les plus fréquents de situations atmosphériques favorables aux advections du vent de sable (A : situation avec une cellule cyclonique dynamique avec l'exemple du 31/01/03, B : situation avec une dépression thermique centrée sur la Tunisie avec l'exemple du 19/05/01 ; source : Meteorological Office).

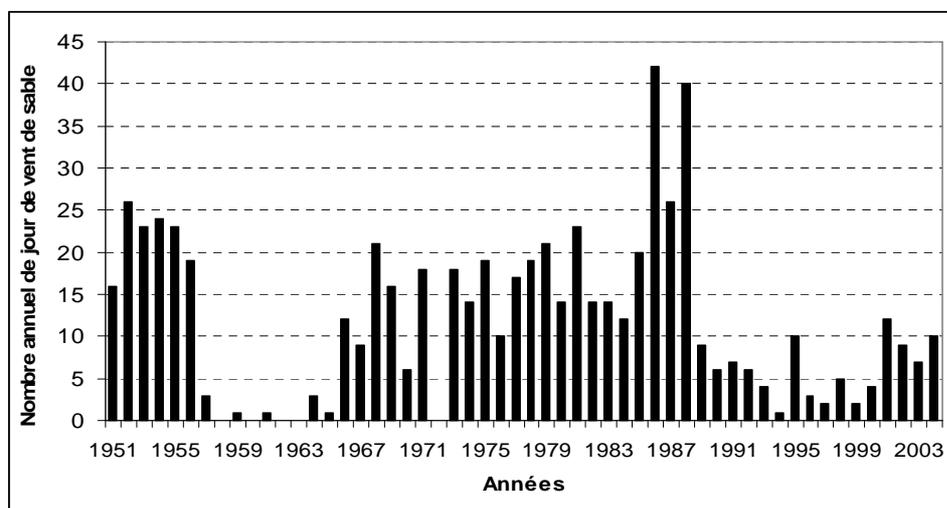


Figure 2. Nombre de jours de vent de sable à Sfax entre 1951 et 2004 (données INM).

Le nombre de jours de vent de sable est relativement faible ce qui s'explique par la faible fréquence relative des situations cycloniques et des vents forts, particulièrement durant la saison sèche. Ces situations dépressionnaires sont souvent accompagnées par des précipitations, ce qui empêche le soulèvement du sable. De plus, Sfax est implantée sur un site côtier avancé dans la mer où le vent dominant durant la saison chaude et sèche souffle de l'est (de la mer). Il est humide et sa vitesse est faible, donc incapable de soulever le sable. Cependant, dans les régions continentales et méridionales du pays, ce vent devient plus fréquent.

Le vent de sable est relativement fréquent durant le printemps (mars, à mai) et très faible en été. La fréquence maximale est enregistrée en mars (1,43 jours/an) et la minimale en juillet (0,33 jour/an ; fig. 3) Au cours du printemps, et surtout en mars et avril, les situations atmosphériques favorables à l'advection du vent de sable sont les plus probables : ce sont les mois les plus venteux et pendant lesquels sont relevées les valeurs de pression les plus basses de l'année. Le vent de sable se caractérise par une variabilité interannuelle élevée à l'échelle mensuelle. 9 jours de vent de sable ont été enregistrés en 1956 alors que le phénomène était absent en juillet entre 1953 et 1970.

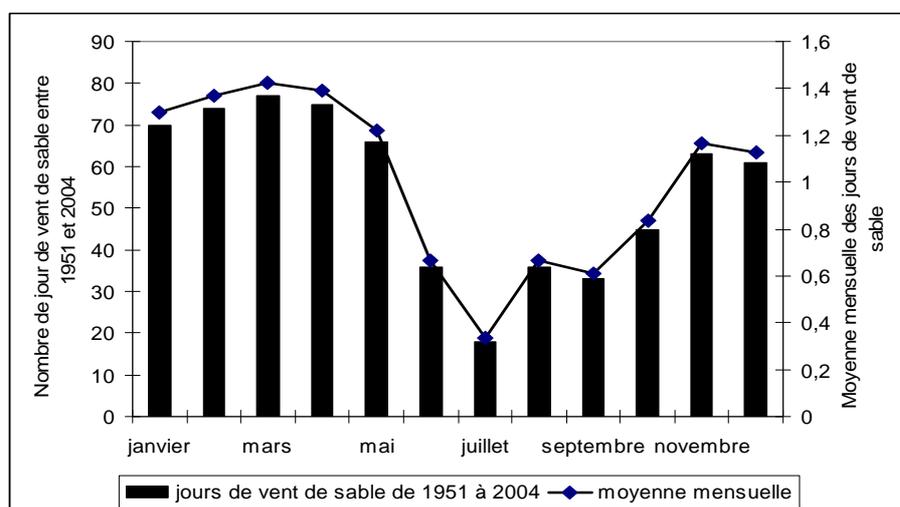


Figure 2. Nombre total de jours de vent de sable à Sfax entre 1951 et 2004 (données INM).

A Sfax, si la plupart des jours de vent de sable sont isolés, des séquences de quelques jours successifs peuvent apparaître notamment durant les mois pendant lesquels il est plus fréquent à savoir durant le printemps et secondairement en janvier et février.

4. Etat de l'atmosphère associé au vent de sable

La vitesse quotidienne moyenne du vent au cours d'une journée de vent de sable est supérieure à celle de la vitesse moyenne mensuelle durant toute l'année. Elle est comprise entre 3,4 m/s en août et 8,5 m/s en décembre. La vitesse du vent instantané maximal est supérieure à 15 m/s, elle atteint 22 m/s en décembre (fig. 3). La direction dominante, au cours des journées marquées par le vent de sable, est comprise entre l'O et le NO de novembre à février. Elle est du NE et de l'ENE en juin et juillet et elle varie entre le S et le SO durant le reste de l'année à savoir les deux saisons intermédiaires. Il s'agit des directions caractéristiques du sirocco. En fait, 20% des jours de vent de sable sont associés à ce vent chaud et sec (Dahech et al., 2007). Cette situation est remarquée essentiellement au printemps et à la fin de l'été et s'explique par des températures maximales élevées (+ 4°C par rapport à la moyenne mensuelle) et une sécheresse de l'air (humidité relative minimale inférieure à 33%) au cours des jours de vent de sable.

L'état de l'atmosphère durant les jours de vent de sable est caractérisé par une faible durée d'ensoleillement. Les valeurs minimales moyennes sont enregistrées en janvier et février,

elles ne dépassent pas les 2 heures. En effet, en plus des nuages liés aux situations cycloniques, les poussières éoliennes couvrent le ciel et lui donne une couleur orangée : exemple le 22 février 2004 (fig. 4). En conséquence, les températures minimales dépassent les valeurs mensuelles moyennes d'au moins 2°C.

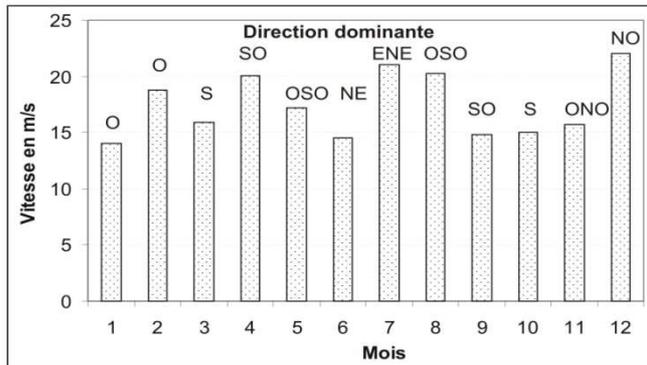


Figure 3. Vitesse maximale moyenne et direction dominante mensuelles au cours des jours de vent de sable pour la période 1951-2004 (données INM).

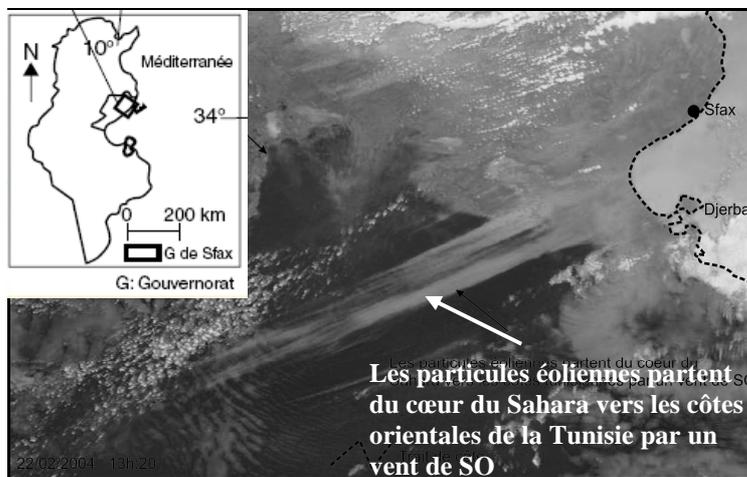


Figure 4. Composition colorée d'une scène NOAA-AVHRR enregistrée durant des jours de vent de sable (le 22/02/2004 à 13h 20).

Durant les jours de vent de sable, enregistrés entre 1970 et 2004, la visibilité minimale est faible. En effet, les valeurs mensuelles sont inférieures à 300 dam (fig. 5 et tab.1).

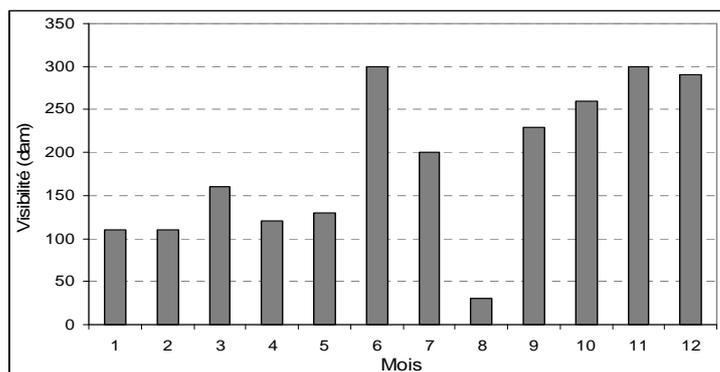


Figure 5. Visibilité minimale mensuelle au cours des jours de vent de sable pour la période moyenne 1951-2004 (données INM).

Au cours du même mois, les états de l'atmosphère associés aux situations de vent de sable sont variables. Ceci se traduit par des coefficients de variation relativement élevés pour certains des paramètres météorologiques étudiés. Si les coefficients de variation de la pression atmosphérique, de la vitesse du vent, des températures et de l'humidité relative maximale sont relativement faibles (ils ne dépassent pas généralement 20%), ceux de l'humidité minimale, de l'insolation et la visibilité dépassent, pour la plupart des mois, 30%. Durant certains jours de vent de sable (environ 5%), de faibles précipitations sont enregistrées, elles sont inférieures à 2 mm et surviennent essentiellement en février et mars.

Le vent de sable a des effets nocifs sur l'environnement (accumulation de sable, érosion, etc.) et sur la santé, notamment pour les personnes vulnérables. Il est à l'origine de maladies respiratoires, maladies diarrhéiques, fièvres, toux, etc. De plus, l'avancée des sables menace les habitations les plus exposées. Il s'agit de celles situées en périphérie de l'agglomération où les terrains nus et les sédiments meubles sont plus abondants et la rugosité du substrat est faible. Ajoutons que ce type de vent entraîne l'ensevelissement des arbustes et des arbres et leur déchaussement. Enfin, le type de temps associé au vent de sable présente un handicap pour les Sfaxiens car la majorité de la population se déplace avec des cyclomoteurs (Dahech, 2007).

Mois	Vv	Vm	Tv	Tm	tv	tm	Hv	Hm	hv	hm	Pv	Pm	lv	lm
1	5,3	3,5	16,4	16,7	6,9	5,8	75,5	88	30	44	1007	1017,67	2,0	6,39
2	6,1	3,38	20,3	18	9	6,5	84	88	34	41	1003	1017,36	1,8	7,15
3	5,2	3,48	23,6	19,5	10,5	8,4	89	88,44	25	41,2	1004	1013,9	6,0	7,71
4	6,7	3,49	27,3	21,8	14,65	10	87,67	87,43	22,64	40,17	1001	1011,29	7,0	8,6
5	6,0	3,6	29,8	25,4	17,9	14,4	83	85,8	28,6	39,5	1004	1011,48	5,4	10
6	4,3	3,5	28,5	28,9	19,45	17,8	86	83,8	37,5	38	1009	1012,9	8,4	11,1
7	7,3	3,1	33,4	32	20,5	19,9	85	83,59	44	35,88	1010	1012,34	10,3	12,19
8	3,4	3,06	34,8	32,2	22,91	21,1	89,71	85,6	32,71	40,58	1012	1012,03	9,0	11,19
9	4,7	3,06	33,1	29,8	23,36	19,8	84,6	87	31	45	1007	1012,98	5,6	9,1
10	4,7	2,96	33,5	26	24	16,1	84	88,64	29,8	46,25	1013	1014	3,7	7,81
11	4,5	3,08	24,3	21,4	13,42	10,6	81,33	85,8	33,83	39,5	1007	1014,5	4,3	7
12	8,5	3,34	17,2	17,6	6,6	6,7	76,0	87	34,0	46	1012	1016,17	3,1	6,29

Vv: vitesse moyenne quotidienne en situation de vent de sable
 Vm: vitesse du vent : moyenne mensuelle
 hv : humidité relative minimale en situation de vent de sable
 Hv: humidité relative maximale en situation de vent de sable
 hm: moyenne mensuelle de l'humidité relative maximale
 Hm: moyenne mensuelle de l'humidité relative maximale
 Pv: pression moyenne en situation de vent de sable

Pm : Pression mensuelle moyenne
 lv: insolation en situation de vent de sable en
 im: insolation moyenne mensuelle
 tv: température minimale en situation de vent de
 Tv: température maximale en situation de vent de
 tm: température minimale mensuelle moyenne
 Tm: température maximale mensuelle moyenne

Tableau 1. Comparaison des variables météorologiques au cours d'une situation de vent de sable à la moyenne mensuelle calculée sur la période 1951-2004 à Sfax El Maou (source : INM).

Conclusion

Le vent de sable est peu fréquent à Sfax, son occurrence moyenne entre 1970 et 2004 ne dépasse pas 12 jours/an. Il s'agit d'un vent relativement fort (6m/s) observé en situation cyclonique. Il se caractérise par une variabilité interannuelle importante. Il est plus persistant et fréquent durant les saisons intermédiaires, particulièrement au printemps mais aussi à la fin de l'hiver. Ce flux est associé à un type de temps caractérisé par des températures quotidiennes maximales supérieures à la moyenne (particulièrement au printemps et en été quand il est associé au sirocco) et une humidité relative inférieure à 35% au milieu de journée, surtout quand il souffle des secteurs méridionaux. La sécheresse de l'air et la chaleur parfois excessive s'ajoutent à une forte vitesse du vent, un ciel voilé et une mauvaise visibilité à cause de l'abondance des poussières dans l'air. Le type de temps associé au vent de sable est inconfortable. Le fait qu'il soit peu fréquent, augmente le degré de vulnérabilité humaine en raison de l'absence de dispositif d'adaptation ou de lutte contre ce phénomène.

Références bibliographiques

- Coude-Gaussen G., 1990. Les régions sources de poussières au Sahara. *Sécheresse*, N° 2, 134-141.
- Coude-Gaussen G., 1991. *Les poussières sahariennes*. Montrouge France, John Libbey Eurotext, 485 p.
- Dahech S., 2007. *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VII, 309 p + annexes.
- Dahech S., Beltrando G. et Henia L., 2007. Le sirocco et son impact sur l'agriculture et la qualité de l'air dans la région de Sfax (Tunisie). *Sécheresse* 2007 ; 18 (3) : 177-84.
- Dubief J., 1953. Les vents de sable au Sahara français. *Colloque Intern. CNRS XXXV, Alger*, 45- 70.

Fryrear D.W., 1985. Soil cover and wind erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 28, 781-784.

Legrand M., Bertrand J-J, Desbois M., Menenger L. et Fouquart Y., 1989. The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharian dust optical depth over Africa. *J. Appl.Meteorol.*, 28, 309-318.

Nouaceur Z., 2001. L'évolution des lithométéores en Mauritanie confirme une plus grande efficacité de l'action éolienne. *Cybergéo*, N° 203, 16 p.

Oliva P., Coudee-Gaussen G., Delannoy H., Dorize L., Rognon P. et Tabeaud M., 1983. Etude de la dynamique de quelques lithométéores sahariens par télédétection spatiale. *Méditerranée*, n° spécial Télédétection, Tome 54, 21-51.

Valentin C.H., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel, *Sécheresse*, n °5, 191-198.

MISE EN EVIDENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES A L'AIDE DES VARIATIONS DES PRECIPITATIONS ENREGISTREES A TEBESSA SUR UN SIECLE DE MESURE

DJABRI L.*, GHREIB L.**, ZERROUKI H.*, HANI A. *

*Département de Géologie, Faculté des sciences de la terre.

Université Badji Mokhtar Annaba. djabri_larbi@yahoo.fr.

** Département de Biologie. Université de Guelma. Algérie

Résumé : *Le travail réalisé porte sur les variations des précipitations enregistrées au niveau de la station de Tébessa. Les observations réalisées portent sur une série de cent années. La précipitation moyenne est de l'ordre de 300 mm/an., on remarque une alternance entre les cycles pluvieux et les cycles secs. Pour mettre en évidence l'impact des changements climatiques nous nous sommes intéressés aux variations des précipitations en comparant les évolutions sur des périodes de vingt années.*

Pour la période allant de 1906-1925, la précipitation moyenne est de 323 mm/an, la période allant de 1926-1945, se caractérise par une précipitation moyenne de 325 mm/an, tandis que au cours de la période allant de 1946-1965, la précipitation moyenne enregistrée ne dépasse pas 332 mm/an, la période allant de 1966-1985, la précipitation moyenne atteint 370 mm/an. Au cours de la période allant de 1986-2006, la précipitation moyenne est de 381 mm/an. On remarque que les deux dernières décennies restent les plus pluvieuses. Les températures enregistrées au cours de la période allant de 1972-2006, montrent une valeur moyenne de 15.53°C. En observant l'évolution des températures sur la période 1993-2006, on remarque que la température moyenne oscille autour de 16°C. Cette élévation de température va entraîner une augmentation de l'évapotranspiration ce qui entraîne une baisse de la recharge provoquant une baisse de la ressource au niveau des nappes.

Mots-clés : *changements climatiques, précipitations, Tébessa, station, nappes*

Abstract: *The work carried out concerns the variations of recorded precipitations at Tébessa station. The observations carried out relate to a one hundred years serie. Average precipitation is about 300 mm/year. We notice an alternation between rainy cycles and the dry cycles. To highlight the impact of the climatic change, we were interested in the variations of precipitations by comparing the evolutions over some twenty years periods.*

For the period going from 1906 to 1925, average precipitation was 323mm/year while the period going from 1926-1945 is characterized by an average precipitation of 325 mm/year. During the period going from 1946 to 1965, recorded average precipitation does not exceed 332 mm/year, the period going from 1966-1985, average precipitation reaches 370 mm/year.

During the period going from 1986-2006, average precipitation is equal to 381 mm/year. It is noticed that the two last decades remain most rainy

The temperatures recorded during the period going from 1972 to 2006, show an average value of 15.53°C. By observing the change of the temperatures over the period 1993-2006, we notice that the average temperature oscillates around 16°C. This rise in temperature will involve an increase in the evapotranspiration what involves a fall of the recharge causing a drawdown of most aquifers of the study area.

Key words: *climatic changes, precipitations, Tébessa, station, aquifers.*

Introduction

La région d'étude jadis verdoyante se remarque actuellement par des épisodes de sécheresse très prononcés de parfois huit mois. Cette situation nous a contraint à considérer ces variations et leurs impacts sur la ressource en eau. Pour répondre aux questions posées, nous étudierons les variations des paramètres climatiques au niveau de la station de Tébessa.

1. Situation géographique

Tébessa ville frontalière avec la Tunisie, est située à l'extrême Nord-Est algérien (fig. 1), aux portes du désert, à environ 230 km au Sud de Annaba sur la côte méditerranéenne. La région est limitée au Sud par la wilaya de Biskra, à l'Ouest par celle de Constantine et à l'Est par la frontière tunisienne.

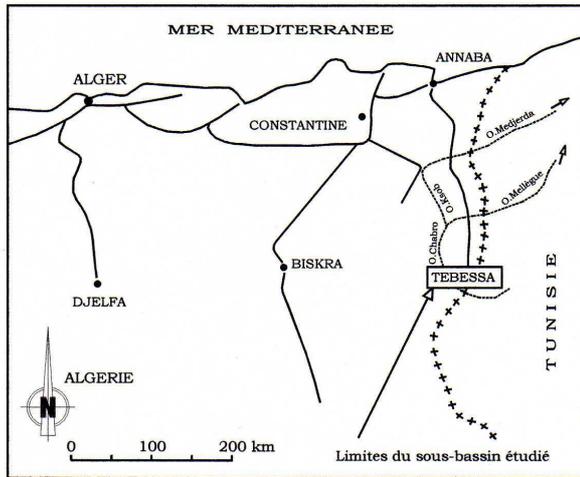


Figure 1. Situation géographique de la région étudiée.

2. Matériels et méthodes

Pour réaliser le présent travail, nous disposons des données de précipitations et de températures enregistrées au niveau de la station de Tébessa.

2.1. Historique

La station référence fonctionne depuis plus d'un siècle (100 ans), les enregistrements de précipitations ont été réalisés sur deux sites différents, le premier, le plus ancien est géré par l'ANRH, le second datant de 1972 et est situé près de l'aéroport. Les mesures de températures sont réalisées au niveau du deuxième site uniquement. Les précipitations enregistrées sur 100 années, nous ont permis d'étudier l'évolution des précipitations. La valeur moyenne calculée nous a permis de déterminer l'évolution annuelle des précipitations, la figure 2, donne un aperçu sur la répartition des précipitations vis-à-vis de cette moyenne.

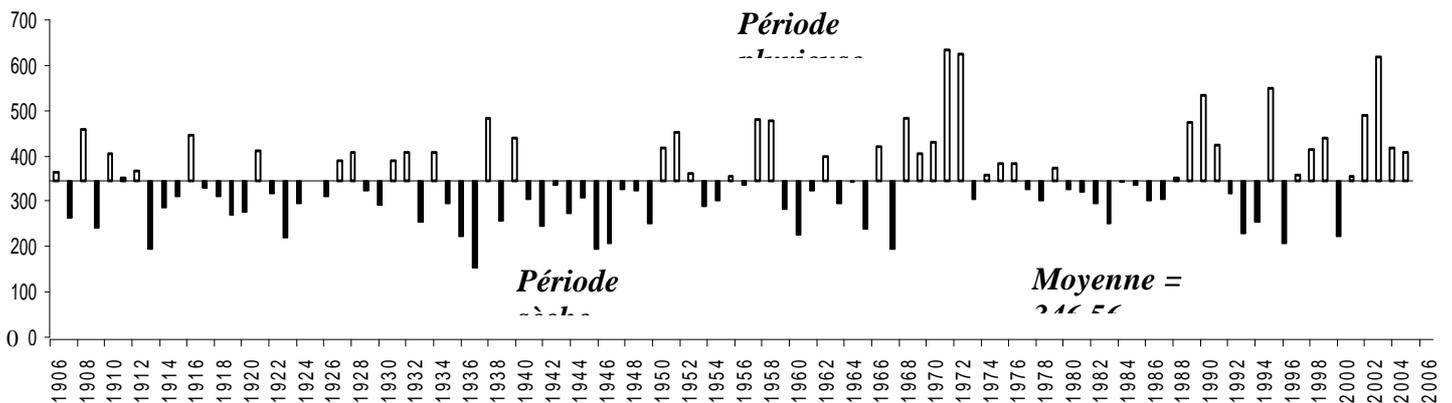


Figure 2. Répartition interannuelle des précipitations sur une période de 100 ans 1906-2006 (cf. Chapitre I, 2007)

On remarque une succession des épisodes, cependant au début du siècle les épisodes secs sont plus importants, en effet les périodes sèches peuvent durer jusqu'à 10 ans, par contre les périodes pluvieuses ne dépassent pas 5 à 6 années.

Pour visualiser cette évolution, nous nous sommes intéressés à la variation des précipitations sur une période de vingt années, de ce fait nous avons cinq périodes d'observations. Les valeurs obtenues sont reportées dans le tableau 1.

Périodes	Max (mm)	Min (mm)	Moyenne (mm)	Ecart type
1906-2006	634.7	154.1	346.56	95.29
1906-1925	457.4	193.1	323.25	71.63
1926-1945	483	154.1	325.37	82.24
1946-1965	479	193.4	331.56	82.49
1966-1985	634.7	195.5	369.91	112.35
1986-2006	618.8	207.4	380.99	112.40

Tableau 1. Récapitulatif des données statistiques.

La précipitation moyenne calculée sur cent années est de l'ordre de 346.56mm, au cours de cette même période le maximum et le minimum atteignent respectivement 634.7 mm et 154.1mm.

2.2. Evolution des facteurs climatiques sur la période 1972 à 2006

Le choix de cette période est dicté par le fait que nous disposons simultanément des enregistrements des températures et des précipitations, ce qui permettra le calcul des paramètres climatiques (ETP, ETR...) et d'estimer le bilan hydrologique.

2.3. Les précipitations

2.3.1. Variation inter annuelle des précipitations

L'analyse de la courbe des variations inter annuelles des précipitations sur une période de 34 ans (72/73-2005/06) (fig.3), montre que l'année 72/73 est l'année la plus arrosée avec 625.3 mm/an par contre l'année 96/97 est la plus sèche avec 207.4 mm/an. Notons que les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 370.37mm/an.

Précipitations (mm)

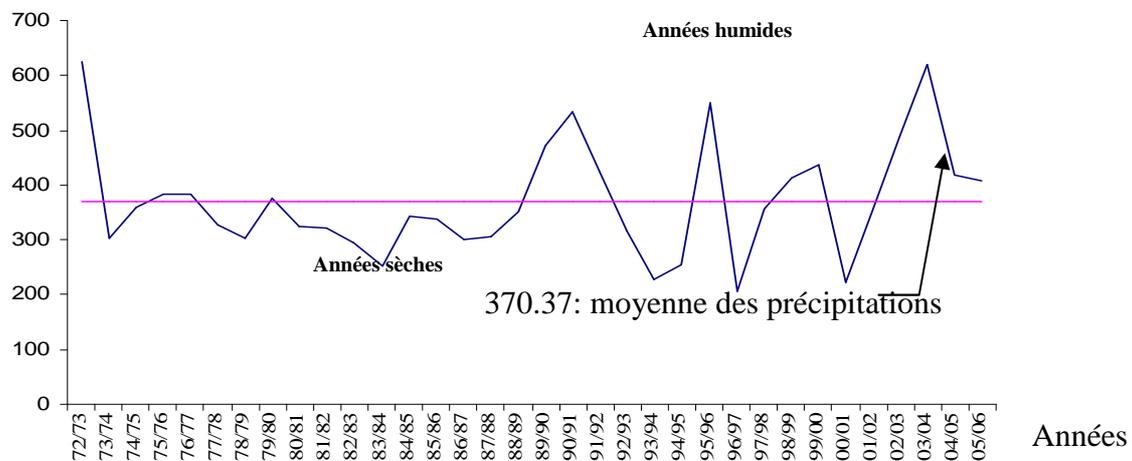


Figure 3. Variation interannuelle des précipitations à la station de Tébesa (1972/2006).

2.3.2. Répartition saisonnière des précipitations

2.3.2.1. Période 72/1996

On note pour la période considérée que la saison printanière et la saison automnale sont les plus pluvieuses, au total, il tombe 218.69 mm soit 59 % des pluies annuelles. En hiver le total des précipitations est de l'ordre de 83.27 mm soit 22% du total annuel. La saison estivale est la plus sèche, la pluviométrie enregistrée est la plus faible de l'ordre de 69.16 mm soit 19 % de la totalité des pluies.

2.3.2.2. Période de 96/2006

Nous avons également étudié la variation des précipitations saisonnières au cours des dix dernières années. L'examen des résultats obtenus montre que la saison automnale est la plus pluvieuse, au cours de cette saison il tombe 131.79mm de précipitations soit 34 % du total annuel. En hiver et au printemps les précipitations enregistrées atteignent respectivement 94.36 mm et 92.01 mm correspondant à 24 % et à 23 % du total annuel. L'été reste la saison la plus sèche ou la pluviométrie est faible d'un ordre de 74.52 mm, soit 19 % de la totalité des pluies. Les résultats obtenus sont dans le tableau 2.

Période\Saison	Hiver	Printemps	Été	Automne
De 1972-1996	22%	22%	19%	37%
De 1996/2006	24%	23%	19%	34%

Tableau 2. Variations des précipitations saisonnières.

On remarque que la répartition des précipitations reste la même pour les périodes considérées.

2.4. Les températures

La température est le deuxième élément important dans l'étude du climat, elle joue un rôle important dans la détermination des paramètres climatiques particulièrement la détermination du bilan hydrologique. Pour réaliser notre travail, nous nous sommes basé sur les données recueillies à la station de Tébesa aéroport.

La période considérée s'étale de 1972 à 2006. L'observation des températures enregistrées montre qu'a:

-l'échelle mensuelle les hivers sont très froids et humides, les étés sont chauds et secs avec des enregistrements de température minimale de 6.26 °C au mois de janvier et maximale de 26.92 °C au mois de juillet. (fig. 4).

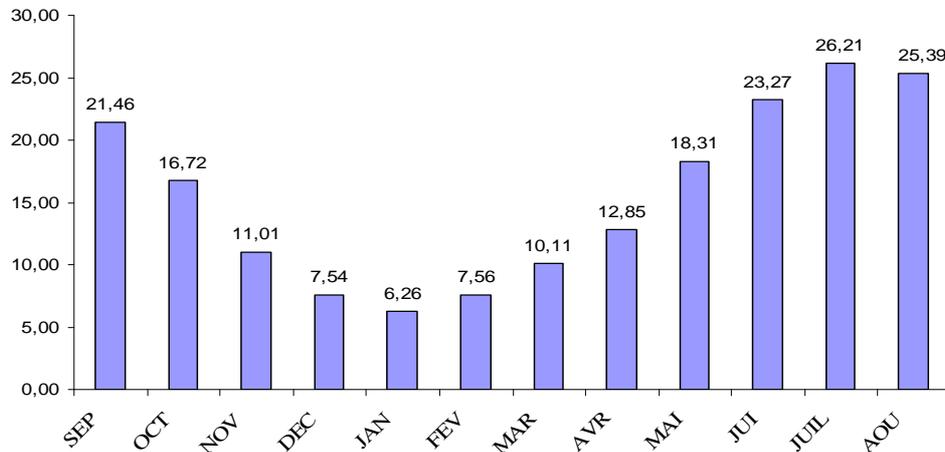


Figure 4. Répartition mensuelle des températures 72/2006.

- A l'échelle annuelle, une fluctuation thermique de faible amplitude donnant une certaine constance de l'allure générale. La moyenne annuelle est de 15.53°C. (fig. 5)

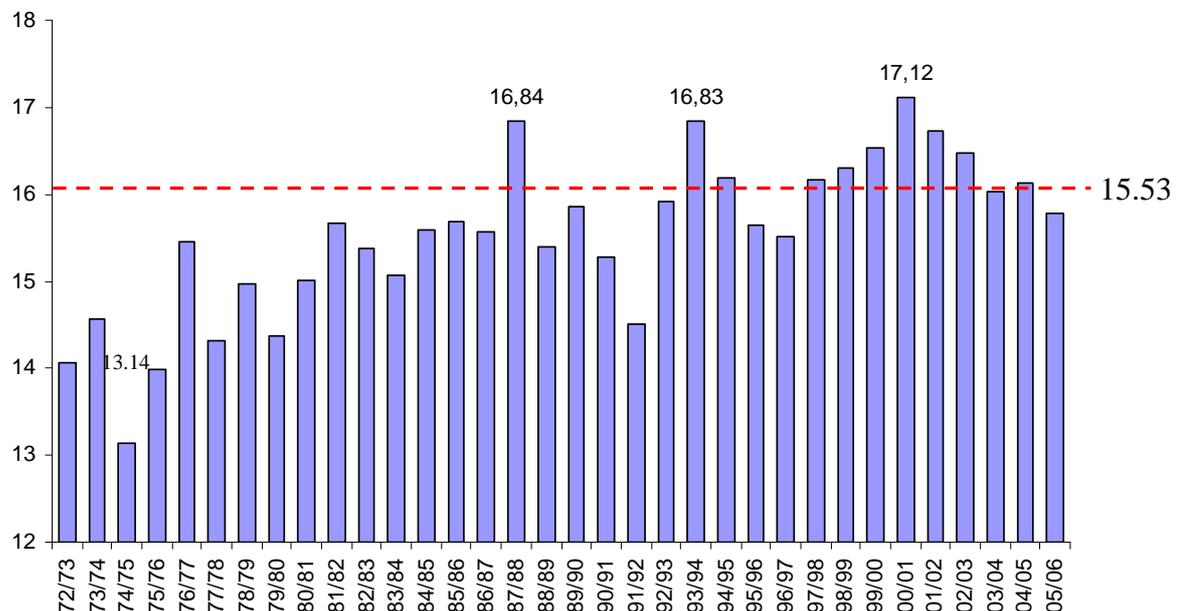


Figure 5. Températures moyennes interannuelles à la station de Tébessa

Nous avons étudié l'évolution des températures au cours des 35 dernières années. L'observation de l'histogramme réalisé (fig.5) montre que la température moyenne calculée est de 15.53 °C à l'échelle annuelle. En comparant les températures enregistrées au cours des dix dernières années 1997-2006 à celles enregistrées de 1991-1997, on note une augmentation de la température moyenne entre les périodes considérées. En effet ces dernières passent d'une moyenne de 16.84 °C à une moyenne de 17.12°C. Cette augmentation des températures

entraînera une hausse de l'évaporation se traduisant par une baisse des apports d'eau aux nappes pouvant se traduire par un déstockage des aquifères.

2.5. Caractéristiques hydrogéologiques de la région

L'étude géophysique réalisée par la C.G.G en 1972 ayant porté sur la plaine TEBESSA-MORSOTT.

L'observation des profils géo électriques établie à partir des données de sondages électriques montre une succession de trois niveaux (fig.6) aquifères (P1,P2,P3) : un superficiel dont la profondeur ne dépasse pas 20 mètres (dans cette zone sont implantés les puits à gros diamètres utilisés par les agriculteurs, un second pouvant aller jusqu'à 40 mètres exploité actuellement dans le cadre du plan national du développement agricole, le troisième niveau situé à plus de 60 mètres de profondeur est le plus profond et est capté par les forages destinés à l'alimentation en eau potable. Ces niveaux se superposent de manière irrégulière.

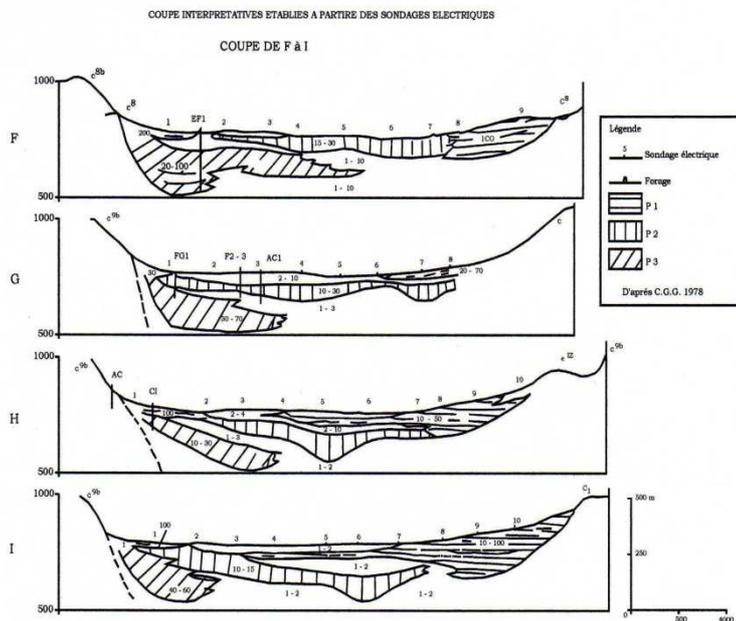


Figure 6. Profils géo électriques et succession des niveaux aquifères.

2.6. Impact sur la ressource en eau

Ces baisses de précipitations ont entraîné une baisse de la recharge (infiltration) de la nappe. En effet, la valeur calculée par Ghreib en 2007 est de 13.64 mm/an, comparée à celle obtenue par Bouchagoura en 2002 qui était alors de 22.5 mm/an. Les travaux réalisés entre 1984 et 1986 par Djabri, ont donnés des valeurs de l'ordre de 30 mm/an.

Cette baisse des infiltrations a entraîné l'assèchement du niveau P1, capté par les puits domestiques, par ailleurs, le niveau P2 qui n'était pas exploité au début des années 1980 est actuellement à sec, car outre la baisse des infiltrations la région est soumise à une surexploitation intense. En effet l'absence de barrage ou de retenue collinaire conséquente explique que les nappes constituent les seules réserves en eau de la région, ce qui entraîne cette sollicitation ardue.

Conclusion

La présente étude a montré que le climat de la région de Tébessa est de type semi aride. La température moyenne annuelle qui y règne est de 15.53 °C.

Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 34 ans (72/73 – 2005/2006), sont estimées à 371.17 mm. L'évapotranspiration réelle est estimée à 332.72 mm soit 89.64 % des précipitations. Le ruissellement ne bénéficie que de 6.68 % des précipitations ce qui représente 24.81 mm. L'infiltration ne laisse percoler que 13.64 mm, qui ne représente que 3.67 % des précipitations.

L'observation des variations des précipitations et des températures enregistrées montre un accroissement de ces dernières mettant en évidence l'impact des changements sur la région étudiée.

Références bibliographiques

- Bouchagoura L. 2002. Etude hydrogéologique de la plaine alluviale de Tébessa. Mémoire de magister de l'Univ. de Annaba.
- Djabri L. 1987. Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale de la plaine d'effondrement «Essai de modélisation». Thèse de Doc. Ing. de l'Univ. Des Sci. et Tech. de Franche-Comté.
- Djabri L & al. 2003. Potential pollution of groundwater in the valley of the Seybouse River, north-eastern Algeria. *Revue, environmental geology*, volume 44-number6-September, 44:738-744.
- Durozoy G. 1956. Carte géologique de la région de Tébessa et sa notice explicative. Feuille 206.
- Ghreib Lassaad 2007. Impacts des minéralisations des formations triasiques sur la qualité des eaux de la plaine de Bekkaria (Tébessa), en zone semi Aride. Nord Est Algérien. Mémoire de magister de l'université de Annaba. 180 p.
- Gouaidia L. 2000. Approche hydrochimique d'une nappe en zone semi aride : cas de la nappe alluviale de la plaine de Tébessa, extrême Est Algérien. Mémoire de Magister de l'Université de Annaba. 180 p.
- Ricard J. 1974. Inventaire et état de la ressource en eau de la région de Tébessa. Rapport interne.76 p.

Ce travail est réalisé dans le cadre d'un projet agréé par le ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique Algérien.

RECONSTITUTION DES DONNEES MANQUANTES ET ZONAGE CLIMATIQUE DU NORD DE L'ALGERIE

DJEMAÏ Saliha

*Université des sciences et de la technologie d'Alger BP 32 El Alia Bab Ezzouar Alger Algérie.
djemai_saliha@yahoo.fr*

Résumé : *Sur la base des séries d'observations journalières de pluviométrie s'étalant sur 51 années (1950 à 2000) relatives à 48 stations du nord de l'Algérie, nous proposons une méthode itérative de classification en présence de données manquantes, aboutissant d'une part à la reconstitution des observations manquantes et d'autre part à une typologie sur les stations étudiées représentée à titre illustratif sur une carte du nord de l'Algérie. L'approche de classification, fondée sur la méthode des nuées dynamiques introduit une étape de reconstitution des données dans l'algorithme et propose à la convergence une partition des objets étudiés (les stations) et un tableau de précipitations complété.*

Mots-clés : *Répartition spatiale des précipitations, données manquantes, classification automatique, méthode des nuées dynamiques.*

Abstract: *Based on the sets of observations of daily rainfall over a period of 51 years (1950 to 2000) on 48 stations in the north of Algeria, we propose an iterative method of classification in the presence of missing data, giving on the one hand a reconstitution of missing observations and on the other hand a typology on the stations studied illustrated on a map of northern Algeria. The approach of classification, based on the method of dynamic clouds introduces, in the algorithm, a step recovery data and suggests, at the convergence, a partition of studied objects (stations) and a full table of the precipitations.*

Key words: *Spatial distribution of rainfall, missing data, automatic classification, K-means.*

Introduction

Pays au relief contrasté et d'une vaste superficie, l'Algérie offre une grande variété de climats qui deviennent, avec l'éloignement de la mer, plus chauds et secs. La pluviométrie augmente d'ouest en est et se concentre entre septembre et mai. La zone littorale au nord jouit d'un climat méditerranéen avec des hivers doux et une longue période estivale chaude, tempérée par des brises de mer. L'intérieur du pays bénéficie d'un climat continental alors que dans le sud, le climat est désertique avec de grandes variations diurnes, une extrême sécheresse et parfois des pluies torrentielles.

L'importante variabilité du champ des précipitations, impose un zonage climatique spécifique aux précipitations ; ce qui permettra leurs études sur des zones homogènes, réduites géographiquement et améliorera par conséquent les modèles de prévision en les adaptant aux différentes zones dégagées. Par ailleurs un zonage des précipitations conduira à une meilleure connaissance de la grande diversité climatique, en faisant ressortir les différences et les ressemblances entre les régimes pluviométriques des stations climatiques.

Nous disposons des précipitations mensuelles des quarante huit stations du nord de l'Algérie recueillies sur la période allant de 1950 à 1999.

Nous abordons le problème de zonage climatique par la classification des stations météorologiques au vu de leurs cumuls de précipitations enregistrés aux différents mois de l'année. La pluviométrie de chaque station est renseignée mensuellement sur 50 années, ce qui se traduit par un tableau croisant les années et les mois. Contrairement aux objets vectoriels manipulés par les méthodes classiques de classification, nous sommes en présence d'individus (les stations) caractérisés par des matrices. L'identification des stations par leur cumul annuel de pluviométrie permettrait certes d'utiliser les méthodes de classification sans souci, mais ceci au dépend d'une prise en charge de la variabilité intra annuelle. Afin de tenir compte de la diversité des ressemblances entre stations d'un mois à l'autre, nous adoptons une

méthodologie qui consiste à rechercher une typologie des stations pour chaque mois de l'année. Une typologie synthèse déterminant le zonage climatique est construite sur la base des douze classifications obtenues.

La présence de données manquantes dans les relevés entrave l'utilisation des méthodes classiques de classification. Nous proposons une méthode itérative de classification en présence de données manquantes, aboutissant d'une part à la reconstitution des observations manquantes et d'autre part à une typologie sur les stations étudiées.

Ainsi, les résultats de notre étude consistent en :

- L'identification pour chaque mois de l'année de groupes de stations à régime pluviométrique ressemblant.
- Reconstitution des données manquantes sur la base des observations mensuelles.
- Zonage pluviométrique des 50 stations du nord de l'Algérie.

1. Présentation des données

Les données de notre étude sont les quantités de pluies recueillies sur les 12 mois de l'année pendant 50 ans, au niveau de 48 stations couvrant le nord de l'Algérie, du littoral jusqu'aux hauts plateaux. Ces données se présentent sous forme de 48 tableaux où chacun d'eux représente les précipitations mensuelles d'une station donnée sur une durée de 50 ans (1950-1999). Ces 48 stations ont été retenues parmi les 60 des réseaux professionnels et auxiliaires qui disposent de données de façon quasi continue.

Dans leur majorité les tableaux sont incomplets ; nous sommes en présence de valeurs manquantes, ce qui indispose toute méthode classique de classification. Dans le processus d'exploitation statistique de données, il existe trois stratégies principales de traitement de données manquantes :

La première stratégie consiste à éliminer les observations incomplètes. Elle présente deux limitations importantes : d'une part la perte d'information induite peut être considérable si de nombreuses variables ont des valeurs manquantes sur différents individus, d'autre part ce procédé peut introduire un biais lorsque le processus qui engendre les valeurs manquantes n'est pas complètement aléatoire. Dans notre cas, éliminer une observation présentant des données manquantes conduirait à ignorer une station et amputerait le zonage recherché d'une région couverte par le réseau météorologique.

La deuxième stratégie est l'imputation qui consiste à remplacer la donnée manquante par une valeur estimée. La reconstitution des données manquantes s'installe en amont de toute analyse statistique et indépendamment de la méthode envisagée. Il existe de nombreuses techniques d'imputation, les plus simples telles que l'estimation par la moyenne, la médiane ou le mode, les méthodes basées sur la régression (Buck 1960) ou l'approche factorielle.

La troisième stratégie privilégie la méthode statistique et intègre la prise en compte des données manquantes dans l'estimation des paramètres de la méthode statistique utilisée, la reconstitution des données manquantes n'étant pas une fin en soi.

Notre démarche se situe au croisement des deux dernières stratégies ; elle intègre une étape de reconstitution des données manquantes dans la méthode statistique de classification. Nous proposons une méthode itérative de classification en présence de données manquantes, aboutissant d'une part à la reconstitution des observations manquantes et d'autre part à une typologie sur les stations étudiées illustrée par une cartographie des précipitations du nord de l'Algérie.

2. La méthode de classification

La méthode de classification utilisée est de type Nuées Dynamiques [DID 78], elle est basée sur l'optimisation d'un critère qui exprime l'adéquation entre une classification des objets et un mode de représentation des classes. L'algorithme de classification est itératif, il consiste à utiliser alternativement une étape de représentation, où la partition est fixée et pour laquelle on cherche le meilleur représentant de chaque classe au sens d'une mesure de ressemblance choisie, et une étape d'allocation, où les représentants sont fixés et dans laquelle chaque individu est affecté à la classe dont le représentant lui est le plus semblable. Partant d'une partition initiale aléatoire, ces étapes sont répétées jusqu'à la convergence sûre vers une partition optimale dont les classes sont caractérisées par des représentants adéquats. L'algorithme de classification suppose un nombre de classes fixé à priori, et converge vers une solution localement optimale dépendant de la partition initiale choisie. Nous déroulons plusieurs fois l'algorithme en changeant à chaque fois la partition initiale dans le but d'atteindre la partition optimale.

L'algorithme des centres mobiles constitue un cas particulier ou le procédé de classification, étant basé sur la minimisation de l'inertie intra classes, induit comme mode de représentation des classes, les centres de gravité de celles-ci.

En présence des données manquantes, une étape supplémentaire de reconstitution est introduite dans l'algorithme des centres mobiles, optimisant l'estimation des données manquantes pour une partition et sa représentation fixées par les deux étapes précédentes. Chaque itération formée des trois étapes (partition, représentation, reconstitution) améliore le résultat de la précédente jusqu'à stationnarité. A la convergence on obtient une partition optimale caractérisée par les représentants des classes et un tableau de données complet ou les données manquantes ont été reconstituées.

3. Classification mensuelle des stations

Suivant la technique de classification adoptée, nous procédons à créer des typologies des stations aux différents mois de l'année. Selon le mois de l'année, il en résulte un tableau de chiffré sans données manquantes (la reconstitution des valeurs étant basée sur les ressemblances de pluviométrie mensuelle) et des partitions dont le nombre de classes peut être différent. Ainsi au mois de janvier, on aboutit à une typologie en six groupes, au mois de mai en trois groupes, tandis qu'il en ressort 5 groupes au mois de février. Nous présentons et commentons, pour exemple, les résultats du mois janvier (tab.1).

Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6
Annaba	Media	Tenes	Abtal	Alger	Arzew
Constan	Miliana	Tiaret	Adefla	Bejaia	Asefra
Guelma			Benisaf	Jijel	Batna
Kala			Bouira	Meurad	Bayadh
Skikda			Cheurfa	Tizi Ouzou	BBA
Soukahras			Chelef		Bghdir
Zadeza			Eleuma		Boghzol
			Frenda		Bousaada
			Maghnia		Chelala

			Mascara		Djelfa
			Mosta		Ghaz
			Oran		Kheiter
			Saida		Mecheria
			Temouchent		Msila
			Tisemsilt		OEB
			Telemcen		Setif

Tableau 1. Classification des stations au mois de janvier.

Au mois de janvier la pluviométrie au nord de l'Algérie est caractérisée par le groupe des stations de l'est représenté par la classe 1, le groupe de l'ouest retrouvé dans la classe 4 à l'exception des stations de Bouira, Eleuma et Cheurfa, celui des stations situées au centre rassemblées dans la classe 5 et le groupe des stations des hauts plateaux dans la classe 6. La classe 2 regroupe la station de Média située sur le littoral à la frontière entre l'ouest et le centre.

Partant des différentes typologies obtenues à travers les mois de l'année, une classification du compromis synthétise les douze classifications, permettant d'aboutir au zonage climatique attendu.

4. Classification du compromis

Chaque classification mensuelle induit une variable qualitative renseignant sur le numéro de classe d'appartenance des stations. Ces variables juxtaposées, rendent un tableau de nature qualitatif spécifiant pour chaque station, ses numéros de classe mensuelle. La méthode des centres mobiles adaptée au cas de variables qualitatives maximisant le critère d'inertie interclasses se traduit par la recherche d'une variable qualitative « partition » Y la plus liée en moyenne, au sens de la mesure du phi deux, aux différentes variables qualitatives qui décrivent les stations. Après plusieurs essais mettant en jeu le nombre de classes, nous retenons la classification ci-dessous (tab. 2), en six classes, rendue par l'algorithme.

Cette classification des stations du nord révèle une répartition de la pluviométrie qui se dégrade du nord au sud et d'est en ouest en respectant une régionalisation du territoire (voir carte ci-dessous) altérée cependant par la station d'Arzew de Ghazaouet et de Djelfa .

Arzew située sur la côte méditerranéenne à l'ouest du pays fait tâche au bloc ouest avec un profil de précipitations ressemblant à celui des stations des hauts plateaux ouest et centre. Ce résultat peut s'expliquer par la localisation de la station climatique. L'aridité singulière de Ghazaouet peut être justifiée par les perturbations climatiques qui abordent le Maghreb par l'ouest lorsque l'anticyclone des Açores occupe une position méridionale (BENABDELLI, 1996). Ces perturbations ne donnent le plus souvent que des précipitations médiocres compte tenu de leur éloignement, et de leur passage par l'océan atlantique où les contrastes thermiques sont atténués par le fait du réchauffement de l'air polaire. Elles sont de plus bloquées pendant un certain temps par la dorsale du moyen Atlas et du Rif marocain.

Quant à Djelfa, son relief accidenté boisé et montagneux expliquent ses précipitations annuelles moyennes oscillant autour de 336mm qui la rapprochent plus des hautes plaines de l'est.

classe1	classe2	classe3	classe4	classe5	classe6
Annaba	Alger	Constan	Abtal	Batna	Arzew
Bejaia	Media	Guelma	Adefla	BBA	Asefra
Jijel	Meurad	Soukahras	Benisaf	Bghdir	Bayadh
Kala	Miliana	Zardeza	Bouira	Cheurfa	Boghzol
Skikda			Chlef	Djelfa	Bousaada
Tizi			Frenda	Eleuma	Chelala
			Maghnia	OEB	Ghaz
			Mascara	Setif	Kheiter
		Mosta			Mecheria
		Oran			Msila
		Saida			Tisemsilt
		Tiaret			
		Temouchent			
		Tenes			
		Tlemcen			

Tableau 2. Zonage pluviométrique du nord de l'Algérie.

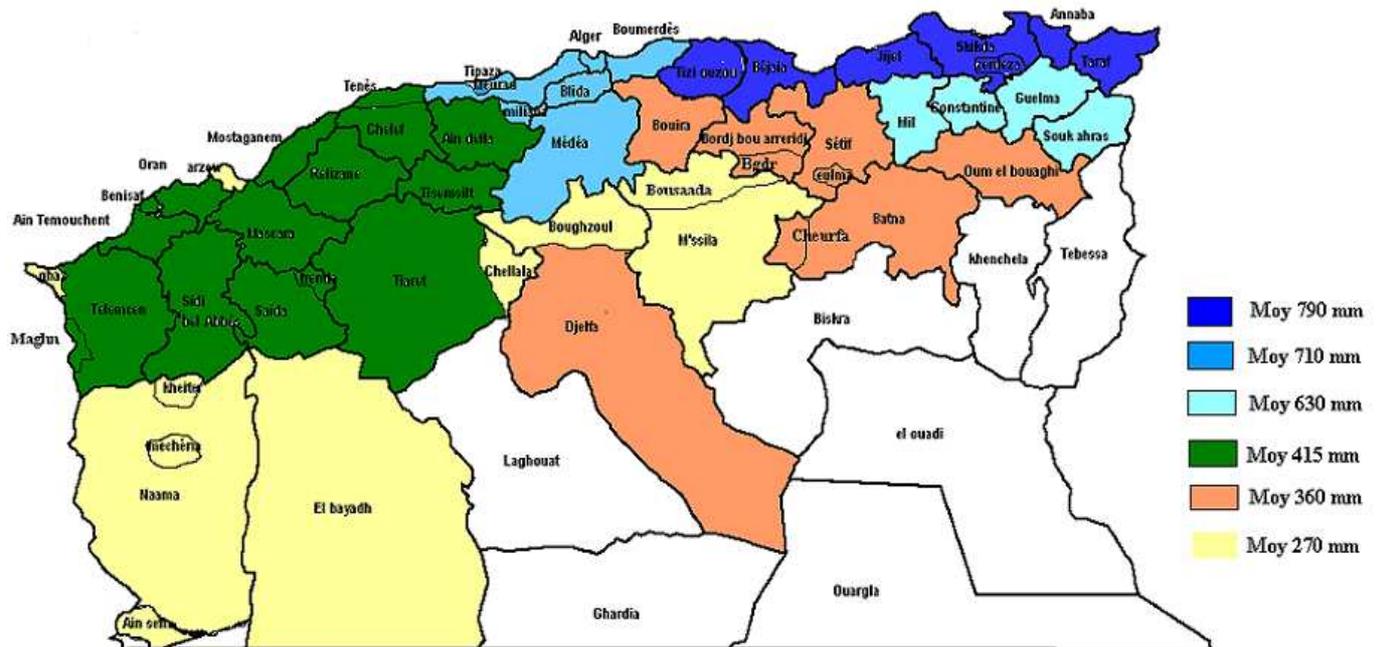


Figure 1. Carte du zonage pluviométrique du nord de l'Algérie.

Sur la carte ci-dessus, les couleurs représentent les différentes classes de la typologie rendue par le tableau 2. A titre indicatif nous avons noté sur la légende, les moyennes annuelles de pluviométrie enregistrées par chacune des classes. En fait une classe de pluviométrie est caractérisée par un vecteur pluviométrique moyen dont chaque composante est la valeur de la pluviométrie mensuelle de la classe. Les régions de couleur blanche n'ont pas été considérées dans l'étude.

Références bibliographiques

Diday E & coll, 1979. *Optimisation en classification automatique*. INRIA.

Benabdelli K., 1996. *Aspects physionomico-structuraux et dynamiques des écosystèmes forestiers face à la pression anthropozogène dans les monts de Tlemcen et les monts de Daya (Algérie septentrionale occidentale)*. Thèse d'état. Univ. Sidi Bel Abbés, 356 p.

Benabdelli K., 1996. Mise en évidence de l'importance des formations basses dans la sauvegarde des écosystèmes forestiers : cas des monts de Daya (Algérie occidentale). *Eco. Med.*, **XXII**, p101 – 112.

Saporta G., 2006. *Probabilités, analyse des données et statistique*. Technip.

Nadif M., 1991. *Classification automatique et données manquantes*. Thèse. Université de Metz.

SUR LA DETERMINATION DE LA DATE DU DEBUT DE LA TENDANCE ACTUELLE AU RECHAUFFEMENT

DOUGUEDROIT A., BRIDIER S.

*Institut de géographie, UMR 6012 ESPACE,
29 Av. R. Schuman, 13621 Aix en Provence, France
Tel : 0033(0)442953871*

Email : Annick.Douguedroit@univ-provence.fr, Sebastien.Bridier@univ-provence.fr

Résumé : *Deux méthodes ont été retenues ici pour déterminer la date du début du réchauffement actuel, l'une statistique (les tendances linéaires), l'autre graphique (un exemple de morphométrie). Elles caractérisent de manière complémentaire l'évolution des températures sur la période 1951-2007. Elles retrouvent les indices d'une rupture, signal du début du réchauffement, entre 1975 et 1980 qui ne touche pas de la même manière les températures moyennes annuelles maximales et minimales d'une même station et des trois stations représentatives d'environnements différents.*

Mots-clés : *Début du réchauffement actuel, France méditerranéenne, tendance, morphométrie.*

Abstract: *Two methods have been retained to determine the date of the present warming beginning, a statistical one (linear trends) and a graphical one (a morphometry case). They characterise, in a complementary manner, temperature evolution during the 1951-2007 period. They found between 1975 and 1980 break signs which are the signal of a warming which does not affect in the same way maximum and minimum mean annual temperatures of the same station and of the three stations representing different environments.*

Key words: *Present warming beginning, Mediterranean France, trend, morphometry.*

L'étude du réchauffement actuel pose la question de la détermination de la date précise de son début dans chacune des séries étudiées, quelque soit le pas de temps retenu. Il s'agit de la date du point le plus bas auquel a commencé pendant la seconde moitié du XX^{ème} siècle l'augmentation des températures qui se prolonge actuellement. En ce qui concerne la France, et tout particulièrement son sud-est méditerranéen dans lequel nous allons choisir les exemples retenus, ce réchauffement suit une période de diminution des températures commençant vers les années 40. L'hypothèse de départ est celle d'une interprétation en termes de tendances linéaires dans le temps, une première décroissante à laquelle succéderait une seconde croissante correspondant quant à elle au réchauffement. Il s'agirait alors de déterminer la date de passage de l'une à l'autre.

Les tests usuellement appliqués aux séries se rapportent au passage d'une population statistique à une autre (Test de Mann-Kandall par exemple), ce qui est différent de la recherche de la date de commencement d'une tendance (Douguedroit et Bridier, 2007). Les auteurs ont donc essayé deux groupes de méthodes, les unes statistiques, les autres graphiques, et comparent les résultats obtenus à partir d'exemples de séries de températures du Midi de la France pendant la période 1951-2007.

1. Données et méthodes

Nous avons ainsi choisi les stations en fonction de la typologie retenue dans une étude antérieure portant sur la relation entre l'évolution des températures minimales et maximales dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle et l'environnement des stations (Douguedroit et Bridier, 2007). Un exemple a été pris dans chacun des groupes (fig. 1), environnement rural (La Ciotat - Bec de l'Aigle), bâti dense (Marseille) et aéroport (Le Luc en Provence). Les données mensuelles de températures minimales, maximales et moyennes de 1951 à 2007 ont été procurées par Météo-France.

Deux méthodes statistiques simples ont été essayées. D'abord une moyenne mobile relativement courte (5 ans) a été appliquée aux différentes séries de températures. Puis des tendances linéaires successives de durée croissantes à partir de 1951 et de durée décroissante jusqu'en 2007 ont été calculées puisque l'on s'attend, d'après les figures représentant les données, à trouver deux séries successives. La date de la plus forte variance obtenue par le coefficient de détermination le plus élevé a été retenue dans chacune des deux séries de tendances précédentes. La pente de toutes les tendances linéaires retenues a été calculée.

Les méthodes graphiques reposent sur la construction de surfaces de températures à partir des données mensuelles de l'ensemble de la période 1951-2007. Ces surfaces peuvent être analysées visuellement afin de déterminer la présence des pics, des creux, des évolutions sur l'année, ou sur la période 1951-2007.

Les surfaces sont ensuite converties en "relief" pour être analysées par des procédés utilisés en hydrologie selon une approche morphométrique (Janson, 1991; Monier et al, 1996). On considère alors la température comme une "altitude". L'analyse visuelle des surfaces de températures représentées en 2D permet d'appréhender plus facilement les changements survenus au cours de la période d'étude (baisse suivi d'une hausse), ainsi que l'extension des périodes présentant des températures supérieures à un seuil donné (ici 10°C).

2. Un exemple de résultats : Les températures maximales à La Ciotat - Bec de l'Aigle

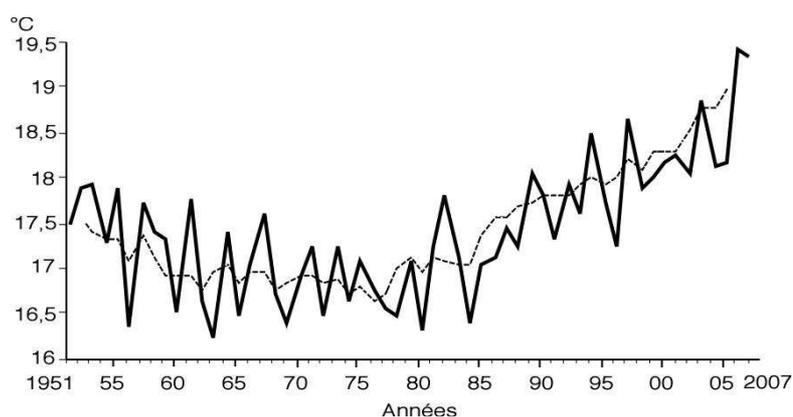


Figure 1. La Ciotat- Bec de l'Aigle (Températures maximales moyennes annuelles et moyennes mobiles sur 5 ans en °C).

Les températures maximales (TX) moyennes annuelles sont les plus basses en 1956 (12,93°C), 1963 (13,15) et 1980 (13,22). Les plus basses alternent avec d'autres comprises entre 17,5 et 18 alors que dans les années 70 les valeurs les plus élevées dépassent à peine 17. L'impression visuelle de la succession de deux tendances, l'une décroissante, l'autre croissante s'accompagne de celle d'une limite dans la fin des années 70. C'est dire que celle-ci peut ne pas coïncider avec la température la plus faible comme c'est le cas ici.

La moyenne mobile sur 5 ans montre des températures moyennes diminuant jusqu'en 1978 (16,62) puis augmentant ensuite (fig. 2). L'année de la température la plus basse ne correspond avec aucune de celles citées précédemment dans la série annuelle à cause du lissage lié à la technique employée.

Le coefficient de corrélation le plus fort (0,58) obtenu en partant de 1951 revient à la série 1951-1956 qui est très courte, tirée par le célèbre cas extrême de 1956 mais il n'est pas significatif au sens du test de Bravais-Pearson. Il faut attendre 1980 pour en atteindre un qui

le soit (0,384 pour 30 valeurs) : 0,384. La variance n'est alors que de 15%, trop faible pour prendre en compte cette tendance linéaire; la moyenne mobile montre bien qu'elle est composée de deux morceaux successifs, chacun représenté par une tendance non significative. L'examen de la courbe de la moyenne mobile montre en effet une diminution des températures rapide au début de la série, jusque dans les années 70, puis très atténuée pendant la décennie 80. L'année 1968 correspond à la charnière entre les deux tronçons de valeurs. La diminution des températures entre 1950 et 1980 ne peut être assimilée à une simple tendance linéaire.

Parmi les tendances se terminant en 2007 la variance la plus élevée revient à la série 1974-2007 (72,4%), talonnée par 1976-2007 et 1968-2007 (72%). Sa valeur particulièrement élevée confirme l'intérêt d'utiliser une tendance linéaire pour représenter la série des valeurs annuelles de ce quart de siècle. Les pentes correspondantes sont fortes elles aussi : 0,068. Cette date de 1974 est proche de celle repérée par les moyennes mobiles, 1978, mais décalée de 4 ans ; il faut remarquer qu'on se trouve ici dans le cas d'une sorte de « marais » de valeurs thermiques comme le montre d'ailleurs l'étalement entre 1968 et 1976 des plus fortes corrélations, toutes supérieures à 70%. Les pentes des tendances correspondantes sont d'autant plus fortes que leur début est tardif (0,068 pour celle commençant en 1976)

On doit alors considérer que les températures maximales annuelles de la Ciotat ne peuvent être représentées par deux tendances successives mais que, en revanche, on peut dire que le réchauffement de la fin du siècle des températures maximales moyennes annuelles, si on le caractérise par une tendance linéaire, y débute entre 1968 et 1976, plutôt en 1974.

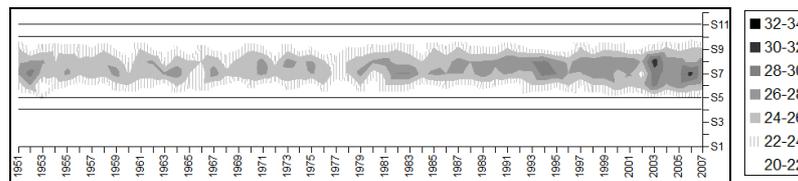


Figure 2. La Ciotat - Bec de l'Aigle (Surface des TX, 57 ans*12 mois).

La surface de températures permet de mettre en évidence l'évolution simultanée des valeurs mensuelles et annuelles. Pour cette station, on constate 2 phénomènes : l'augmentation des valeurs maximales des mois d'été, et l'extension de la période durant laquelle ces températures dépassent le seuil de 22°C. L'allure générale de cette "crête" présente donc des "altitudes" croissantes, ainsi qu'un élargissement de sa base. On observe cependant une sorte de "col" au niveau de l'année 1977. Ainsi la surface de températures individualise-t-elle bien la période de réchauffement débutant durant la décennie 70.

Il apparaît ainsi que l'augmentation des températures maximales moyennes annuelles de la station La Ciotat - Bec de l'Aigle de ces dernières décennies peut être représentée par une tendance croissante significative. Elle débute dans les années 70, parmi lesquelles celle de 1974 pourrait être retenue. Une telle incertitude semble en relation avec l'existence d'une sorte de « marais » des valeurs au cours de ces mêmes années.

3. Ya-t-il trois types différents d'évolution dans le temps ?

Les premières moitiés de toutes les 9 séries de températures (minimales ou TN, maximales ou TX et moyennes ou TM de trois stations) étudiées ici ne peuvent être représentées par des tendances linéaires significatives. La plupart ne possèdent aucun coefficient de corrélation significatif sur toute la période. Pour deux d'entre elles les coefficients le sont mais les variances associées sont bien trop faibles pour pouvoir affirmer qu'une tendance linéaire en

est correctement représentative (La Ciotat, TX : 34% et Marseille TN : 14%). Les températures minimales du Luc en Provence ont bien une corrélation forte (0,86) mais sur 7 ans seulement (1951-1956) ce qui en réduit l'intérêt. La recherche a ainsi dû se porter sur la seule seconde moitié du siècle qui peut, quant à elle, être bien représentée par des tendances linéaires et bien individualisée par l'évolution des surfaces de températures.

3.1. La Ciotat- Bec de l'Aigle et Le Luc en Provence.

Les trois tendances linéaires du réchauffement expriment plus de la moitié de la variance des séries (tab. 1). Dans chaque cas plusieurs dates de début de tendance à 1% près de variance se trouvent très proches l'une de l'autre dans le temps : entre 1962 et 1965 pour les TN, 1968 et 1976 pour les TX et entre 1971 et 1974 pour les TM. Toutes ces dates sont placées pendant la période, les années fin 1960 et 1970, de températures sans tendance nette signalée plus haut pour le cas des TX. Celle des TM est intermédiaire entre celles des TX et des TN. La pente de la droite des TM est intermédiaire entre celles des deux autres, la plus faible des TN et celle des TX, la plus forte. Ici ce sont les maximales qui augmentent le plus.

	Série	Coeff. de corr.	Variance	Pente
TN	1962 - 2007	0,716	51%	0,035
TX	1974 - 2007	0,861	72%	0,068
TM	1968 - 2007	0,796	63%	0,047

Tableau 1. Caractéristiques des tendances au réchauffement de la station de La Ciotat - Bec de l'Aigle.

L'allure générale de la surface des températures des TN présente les mêmes caractéristiques que pour les TX. Les périodes supérieures à 18°C sont très ponctuelles durant la période de 1951 à 1976, mais deviennent quasi permanentes après 1978, et présentent même des valeurs supérieures à 20°C. Dans le même temps, la période annuelle présentant des températures supérieures à 10°C s'étend progressivement sur la période 1951-2007, d'avril à octobre en 1951, de mars à novembre en 2007. Le réchauffement semble donc débuter après 1977-78, se caractériser par une augmentation des températures pour tous les mois de l'année, et par des pics ponctuels au delà du seuil de 20°C en été.

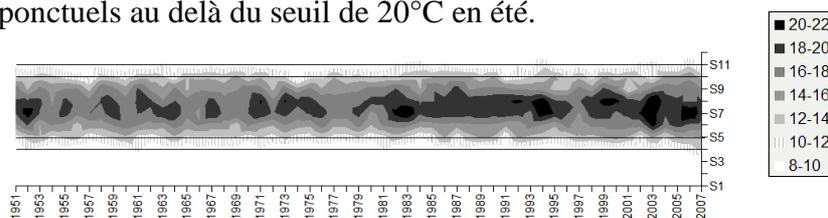


Figure 3. La Ciotat - Bec de l'Aigle (Surface des TN, 57 ans*12 mois).

3.2. Le Luc en Provence

Les variances exprimées des trois tendances au réchauffement sont élevées, supérieures à 50%, même si elles sont un peu inférieures à celles de La Ciotat. A l'inverse les plus fortes sont celles des TM. Les pentes des TN et TM sont un peu plus faibles que dans la station précédente.

	Série	Coeff. de corr.	Variance	Pente
TN	1971 - 2007	0,713	51%	0,023
TX	1974 - 2007	0,778	61%	0,059
TM	1972 - 2007	0,82	67%	0,048

Tableau 2. Caractéristiques des tendances au réchauffement au Luc en Provence.

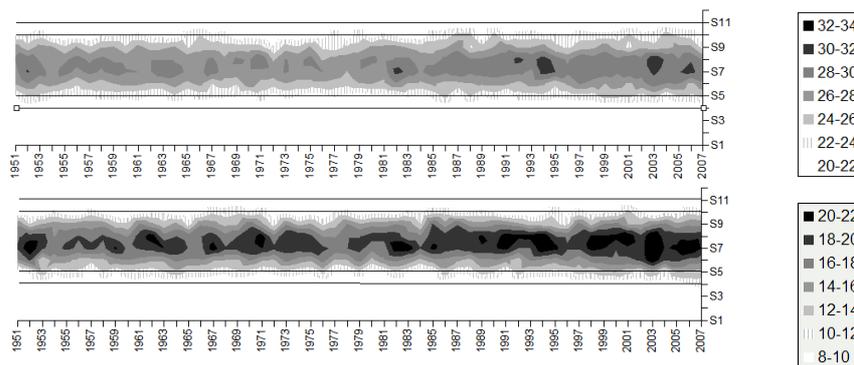


Figure 4. Le Luc en Provence (57 ans*12 mois). Surface des TX en haut et des TN en bas.

L'allure générale de la surface des températures maximales ne montre pas de « col » net comme à La Ciotat ; on peut hésiter entre 1977 et 78. En revanche on retrouve pour les TN la limite de 77 signalée pour La Ciotat mais cette date est plus tardive que celle de la tendance correspondante. La encore on constate une extension annuelle des températures supérieures aux seuils retenus (10°C pour les TN, 20°C pour les TX).

3.3. Marseille-Observatoire

Ce qui est remarquable ici par rapport aux deux stations précédentes est la vigueur de la pente des TN depuis 1962, pratiquement le double de celle de La Ciotat, avec une accélération depuis vingt ans alors que la variance représentée est excellente.

	Série	Coeff. de corr.	Variance	Pente
TN	1984 - 2007	0,853	73%	0,105
TN	1962 - 2007	0,713	51%	0,063
TX	1962 - 2007	0,7	49%	0,04
TM	1969 - 2007	0,77	59%	0,051

Tableau 3. Caractéristiques des tendances au réchauffement de la station de Marseille-Observatoire.

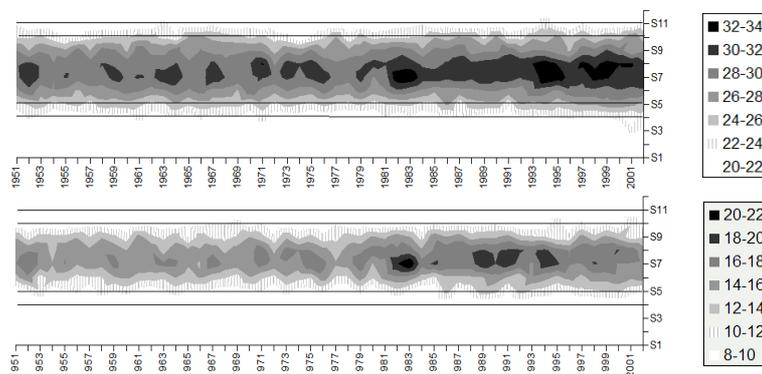


Figure 5. Marseille-Observatoire (57 ans*12 mois). Surface des TX en haut et des TN en bas.

Les surfaces des températures marquent des « cols » dans les années 60 puis la fin 70 mais également un en 1984 dans les TN. Pour les TX, les températures supérieures à 30°C apparaissent de manière sporadique avant 1977, puis deviennent des valeurs normales, par la suite dépassées pour atteindre 32°C. Idem pour les TN avec le seuil de 16°C. Durant cette même période les températures des mois froids augmentent régulièrement et dépassent

habituellement les 22°C pour les TX, et 10°C pour les TN. L'extension annuelle de la période chaude est très nette pour les TN et les TX.

Conclusion

Les deux ensembles de méthodes permettent d'appréhender différemment et de manière complémentaire l'évolution des températures sur la période 1951-2007. La méthode statistique, les tendances linéaires, permettent de déterminer l'existence, pendant les dernières décennies, d'une hausse non seulement significative d'un point de vue statistique mais aussi très prononcée. Elles en quantifient la valeur suivant le type de station (urbain bâti dense, environnement rural, aéroport) ainsi que la rupture très nette au milieu des années 70. La méthode graphique permet de synthétiser l'évolution annuelle et mensuelle des températures.

L'évolution des températures au cours de la période 1951-2007 n'est pas un phénomène uniforme, ni dans l'espace, ni dans le temps. Il ne touche pas de la même manière les températures moyennes annuelles maximales et minimales d'une même station, ce qui montre au passage que leurs moyennes sont mal adaptées à une caractérisation du réchauffement. Il touche aussi différemment les stations représentatives d'un environnement rural et des centres urbains au bâti dense. Les indices de la rupture retrouvés logiquement par les 2 méthodes se trouvent situés dans le temps entre 1975 et 1980.

Ces traitements en cours de réalisation pour l'ensemble de 35 stations du sud-est méditerranéen français confirment une hausse généralisée des températures, mais traduisent aussi une disparité des comportements thermiques selon le type d'environnement et de localisation.

Références bibliographiques

- Douguédroit A. et S. Bridier, 2007. Réchauffement climatique et évolution de l'environnement des stations en région méditerranéenne française (1951-2000), *Actes du XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Carthage, Tunisie, 3-8 septembre 2007, 204-209.
- Janson S. K., 1991. Application of hydrologic information automatically extracted from digital elevation model. *Hydrological processes*. 5(1), 31-44.
- Monier P., Beauvillain E. et Jamet O, 1996. Extraction d'éléments caractéristiques pour une généralisation automatique du relief. *Rev. Inter. de Géomatique*, 6, 191-201.

EPISODES PLUVIEUX ET TYPES DE CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES A L'ORIGINE DES « CRUES RAPIDES » DANS LE NORD DE LA FRANCE (BASSIN PARISIEN)

DOUVINET Johnny¹, PLANCHON Olivier², CANTAT Olivier¹, DELAHAYE Daniel¹

¹ Laboratoire GEOPHEN, UMR 6554 CNRS, LETG (Littoral, Environnement, Télédétection et Géomatique), Université de Caen Basse-Normandie. johnny.douvinet@unicaen.fr

² Laboratoire COSTEL, UMR 6554 CNRS, LETG (Littoral, Environnement, Télédétection et Géomatique), Université de Rennes 2.

Résumé : Des « crues rapides » sont fréquemment observées en période printanière et estivale dans les régions de grande culture du nord de la France : 277 évènements provoqués par 83 épisodes pluvieux ont été recensés entre 1983 et 2005. Notre propos sera centré ici sur la description des conditions climatiques nécessaires à la genèse de ces crises hydrologiques à des échelles spatio-temporelles fines. La démarche retenue ici repose sur deux approches complémentaires : i) une analyse descriptive de la distribution des pluies de fortes intensités sur un réseau de 85 stations en utilisant une méthode d'échantillonnage dite « sup-seuil », puis ii) une approche explicative des types de circulations qui en sont à l'origine suivant la méthode de Hess-Brezowsky. Le rapport complexe entre durée, intensité et espace fera l'objet d'une discussion sur les logiques spatiales et temporelles des évènements pluviométriques à risques dans ces régions de plateaux du nord de la France.

Mots-clés : Crues rapides, pluies de fortes intensités, circulations atmosphériques, Bassin Parisien.

Abstract: Some flash floods with high suspended content affect at the end of spring and during the summer some parts of the Paris Basin, in north-western France, causing dramatic human and property damage: 277 events have been induced by 83 high rains between 1983 and 2005. The aim of this study is to describe at local scales the climatic conditions required to explain the appearance and genesis of such hydrological events. Two complementary data analysis are needed: i) a descriptive approach permits us to better assess the spatial and temporal variability of high rainfall intensities using critical thresholds on data providing from a network of 85 climatic stations; ii) using the method of Hess-Brewowsky, a more explicative approach identifies the preferential circulations types. The complex relationships between time duration of rainfall, intensities, amounts and space, are discussed as the spatial and temporal distribution of high rains on the loamy plates of the northern France.

Key words: Flash floods, high rainfall intensities, atmospheric circulations, Paris Basin (Northern France).

Introduction

Des « crues rapides » caractérisées par des écoulements torrentiels fortement chargés en matériaux issus de l'érosion des sols, sont fréquemment observées en période printanière et estivale dans les régions de grande culture du nord de la France (Bassin Parisien). Ce sont des évènements hydrologiques à la fois rapides et violents qui se manifestent sur des petits bassins versants ruraux (< 40 km²) dont l'une des particularités est de ne pas toujours présenter des écoulements pérennes (Delahaye, 2002). Pour mieux cerner ces évènements, une précédente étude (Douvinet, 2006) a été réalisée sur huit départements (Calvados, Eure, Seine-Maritime, Somme, Oise, Nord, Pas-de-Calais et Aisne) : 83 épisodes pluvieux ont provoqué, entre mai et août inclus, 277 phénomènes de « crues rapides » sur 191 bassins versants (1983-2005).

A l'origine de ces crises hydrologiques sont associés différents types d'épisodes pluvieux. Les cumuls de pluies, élevés pour ces régions (> 50 mm), tombent sur une durée relativement courte (< 1 h) mais peuvent aussi s'étaler sur un pas de temps plus long (jusqu'à 6 h). La dynamique de ces abats pluviométriques générant des « crues rapides » n'a jamais fait l'objet d'une étude à échelles spatiales et temporelles fines dans cet espace géographique. La démarche retenue repose sur une analyse à deux niveaux : i) une approche descriptive de la distribution des pluies de fortes intensités sur un réseau de 85 stations en utilisant une méthode d'échantillonnage dite « sup-seuil », puis ii) une analyse explicative des types de circulations qui en sont à l'origine suivant la méthode de Hess-Brezowsky. Cette double

approche devrait nous permettre d'améliorer les connaissances sur les processus conduisant à la formation des abats pluviométriques et des crues corollaires, et fournir les bases au développement de moyens d'alertes appropriés à ces risques spécifiques. Cette étude rentre dans le cadre du programme "Dynamique des masses d'air et risques climatiques" soutenu par la Fondation MAIF et du GDR 2663 CNRS "RICLIM" (Risques liés au climat).

1. Méthodologie et données utilisées

Contrairement aux idées reçues, les pluies à l'origine des « *crues rapides* » qui surgissent dans les régions du nord de la France, soumises à un régime océanique tempéré plus ou moins dégradé, sont « *extrêmes* » (au sens défini par Muller, 2006). Les cumuls varient entre 50 et 200 mm sur quelques heures seulement. Les stations du réseau officiel de Météo France ont parfois mesuré des intensités « *exceptionnelles* » : 24 mm en 8 minutes mesurés à Ault (80) le 11 juin 1997 ; 52,8 mm en 45 mn à Nouy en Thelle (60) le 25 août 1990 ; 87,5 mm en 1h sur Deauville (14) le 1^{er} juin 2003, ce qui donne un cumul de 127,8 mm sur 15h glissantes ; 89,8 mm en 3h26 à Jaméricourt (60) le 2 juillet 1993... Néanmoins, les postes pluviométriques ne se situent pas toujours sous les épices des plus fortes intensités, et il est alors nécessaire de recourir aux images radar pour affiner les valeurs à des échelles fines.

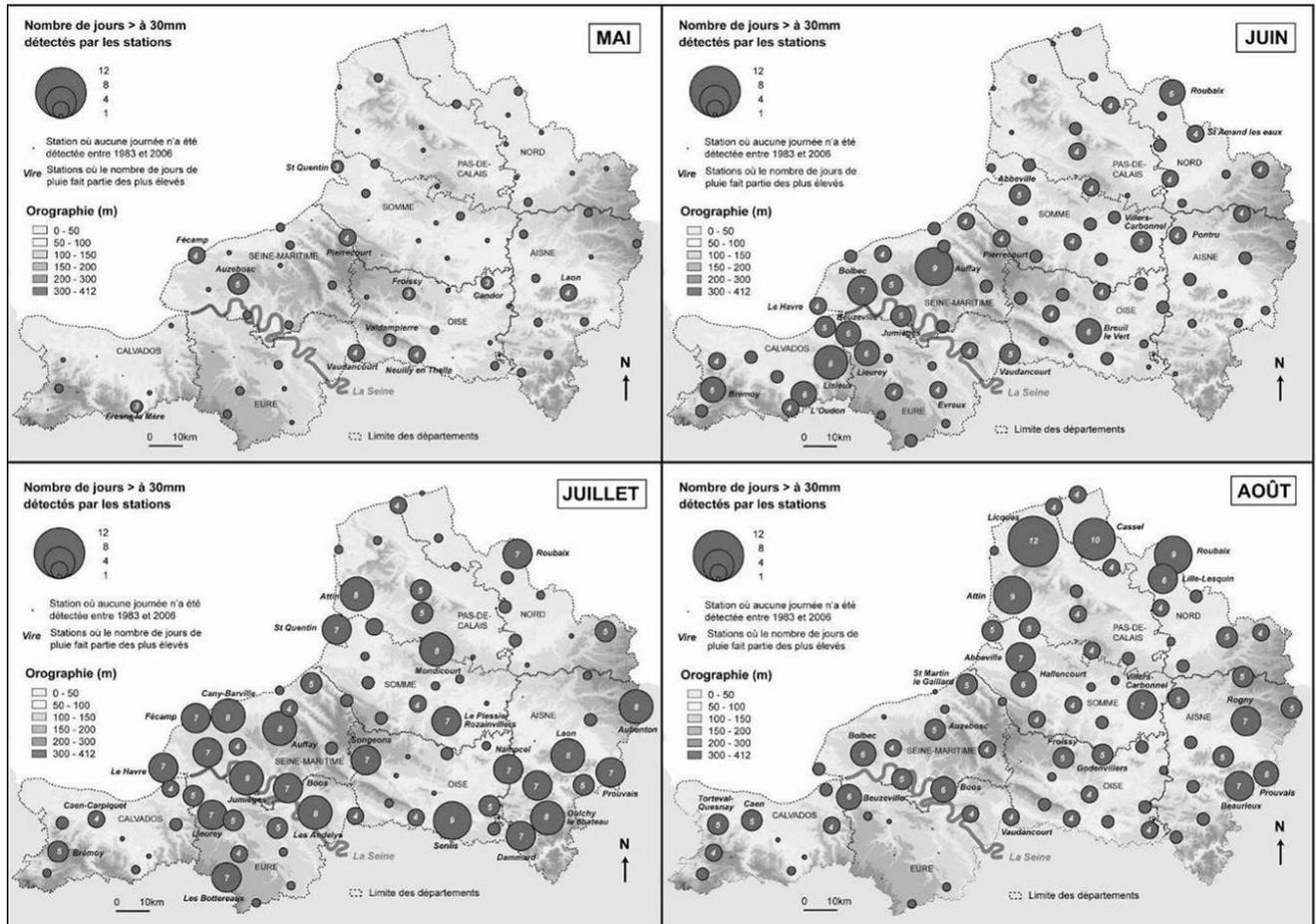
L'analyse descriptive propose d'utiliser une méthode d'échantillonnage dite « *sup-seuil* » pour suivre la distribution des pluies de fortes intensités sur un réseau de 85 stations. Le but n'est pas de travailler sur les maxima relevés par les stations sur une période commune à celle choisie pour l'inventaire des « *crues rapides* » (1983-2005) car cette valeur maximale relevée par chaque station est très discutable. En revanche, en choisissant d'analyser le nombre de jours de pluie supérieurs à différents seuils d'intensité journalière, on met à jour des logiques spatio-temporelles différentes suivant les secteurs géographiques et les mois considérés. Les seuils retenus (30, 40 et 50 mm) sont plus faibles que ceux à l'origine des « *crues rapides* » afin de tenir compte de l'éloignement spatial des stations par rapport aux épices pluvieux potentiels.

Nous proposons ensuite d'identifier les situations synoptiques et les types de circulations propices à l'apparition des pluies de fortes intensités dans l'optique de la mise en place d'un système d'alerte et de prévision des « *crues rapides* » probables. L'identification et la typologie des types de circulations associées aux 83 épisodes de fortes précipitations ayant provoqué des « *crues rapides* » (1983-2005), ont été réalisées au moyen de la méthode objective de classification des types de circulations de Hess-Brezowsky, développée par James (2007) dans le cadre du programme COST-733 (<http://www.cost733.org/>). Le fichier quotidien est disponible depuis 1850 et est mis à jour en continu.

2. Logiques spatiales et temporelles des pluies de fortes intensités

Les pluies quotidiennes de forte intensité ont été recensées pour chaque mois sur un réseau de 85 stations harmonieusement réparties sur la zone d'étude (fig. 1). Le fait de choisir une couverture régionale et une période commune à l'inventaire des crues (1983-2005) a pour but de privilégier une approche comparative avec les épisodes pluvieux à l'origine de ces phénomènes. Il est toutefois impossible de généraliser les résultats à cause de l'éloignement spatial des postes pluviométriques et du localisme de l'épisode pluvieux. Lorsqu'on regarde la distribution du nombre de jours de pluie > 30 mm sur chaque station (fig. 1), on observe un décalage progressif de la partie ouest (juin) vers l'est (août) avec une période de transition (juillet) qui touche de manière plus homogène la totalité de la zone d'étude. Des hauteurs quotidiennes > 30 mm sont mesurées sur plusieurs stations pour une période de retour < 3 ans à l'ouest du Calvados, la Seine-Maritime et le nord-ouest de l'Eure. Des pluies > 30 mm sont mesurées sur les marges méridionales de la zone d'étude, selon un arc allant de la Seine-

Maritime à l'Aisne en passant par l'Eure, et dans une moindre mesure sur le Pas-de-Calais, au mois de juillet. Au mois d'août, trois jours > 30 mm sont recensés sur 62 % des stations. Certaines stations situées dans le département du Nord ont enregistré entre 9 et 12 jours de pluies > 30 mm (fig. 1). Un gradient spatial des pluies de fortes intensités s'observe donc pour le seuil d'intensité de 30 mm.



Document réalisé d'après les données Météo France enregistrées sur 85 stations (1983-2006)

Douvinet, Lefebvre © Géophon - LETG UMR 6554 CNRS

Figure 1. Nombre de jours de pluies quotidiennes supérieures à 30 mm sur les 85 stations (1983-2005).

3. Identification des types de circulations selon la méthode de Hess-Brezowsky

La méthode de Hess-Brezowsky est fondée sur l'analyse du champ de pression au niveau de la mer et du géopotentiel à 500 hPa au-dessus de l'Océan Atlantique Nord et de l'Europe (Gerstengarbe et Werner, 2005). Cette classification identifie 29 types de circulations ou GWL (*Grosswetterlagen*), regroupés en trois classes principales (zonal, mixte et méridien) ou en cinq grands types ou GWT (*Grosswettertypen*). La méthode a été conçue et mise à jour par le *Potsdam Institut für Klimafolgenforschung* pour caractériser la circulation atmosphérique et sa variabilité sur l'Océan Atlantique Nord et l'Europe. Le catalogue des GWL quotidiens a été utilisé pour diverses études statistiques de fréquence, persistance et probabilité de transition entre les GWL (Bárdossy et Caspary, 1990 ; Klaus, 1993 ; Kyselý et Huth, 2006), mais plus rarement dans le cadre de recherches sur les liens entre la variabilité climatique et celle des écoulements fluviaux (Stahl *et al.*, 2002) ou entre événements à fortes pluies et crues associées.

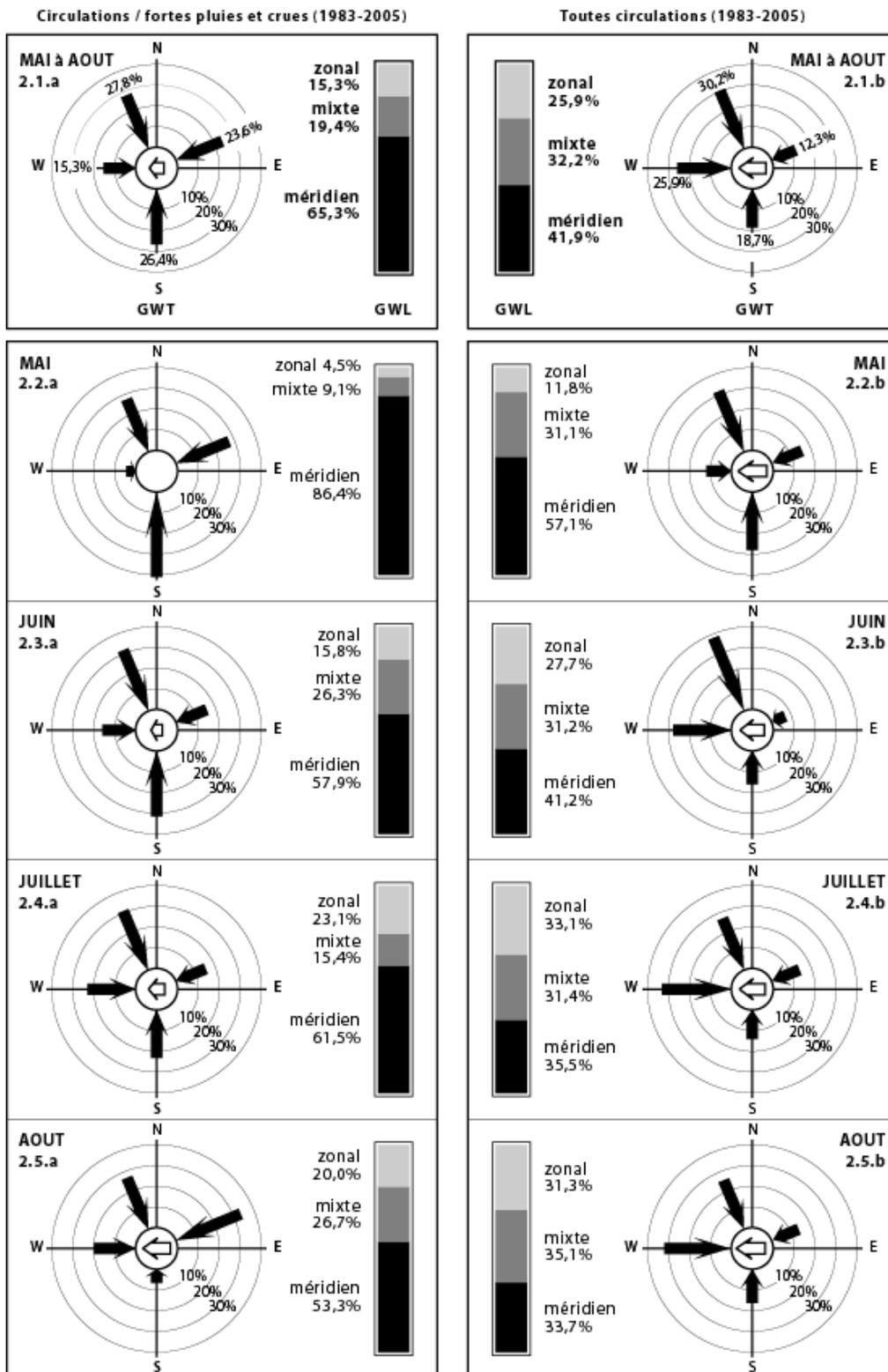


Figure 2. Proportion d'événements fortement pluvieux ayant généré des « crues rapides » dans le nord du Bassin Parisien (1983-2005), pour chaque classe principale de GWL et pour chaque GWT (colonne de gauche) ; puis comparaison avec l'ensemble des circulations atmosphériques sur la même période (colonne de droite). Représentation des 5 classes de GWT sous forme de flèches noires orientées (W ; NW et N ; NE et E) et d'une flèche blanche au centre de la rose des vents pour les situations à centre d'action sur l'Europe Centrale (EC).

L'analyse des types de circulations montre une grande variabilité dans le temps et dans l'espace des « *précipitations à risques* » mais permettent aussi d'identifier les caractéristiques des situations météorologiques qui en sont à l'origine (fig. 2). En référence aux trois classes principales (zonal, mixte, méridien), et pour l'ensemble des mois étudiés (mai à août), près des deux tiers des épisodes sont liés à des circulations méridiennes (fig. 2.1.a) alors qu'habituellement ce GWL représente 42% des cas sur cette période de l'année (fig. 2.1.b). Cette sur-représentation traduit le caractère très pluviogène des circulations méridiennes. Le classement en cinq GWT fait lui ressortir, à parts presque égales, trois configurations principales : 27,8 % des épisodes pluvieux sont associés aux circulations de nord-ouest et nord, 26,4 % aux circulations de sud et 23,6 % aux circulations de nord-est et est.

Les 83 épisodes pluvieux sont associés pour l'essentiel (70,8 %) à des situations à centre dépressionnaire situé au large de l'Europe occidentale, en premier lieu à proximité des îles Britanniques, et secondairement à proximité du Portugal. Simultanément, un centre de hautes pressions de surface se situe sur l'Europe du Nord et/ou centrale. Mois par mois, les épisodes fortement pluvieux associés aux circulations méridiennes représentent plus de la moitié du total des événements, avec un maximum en mai (86,4%, fig. 2.1.b).

Ces circulations méridiennes de printemps sont liées au développement de situations à *talweg d'altitude* (bas géopotentiels) aux latitudes moyennes. Ces situations météorologiques ont une forte influence sur la cyclogenèse et les précipitations printanières sur l'Europe occidentale ; les espaces touchés par les fortes précipitations dépendant de la position en longitude de l'axe du talweg (Moron, 1990 ; Planchon, 2005). En été, le courant perturbé redevient plus fréquemment zonal, même s'il est lent et relativement haut en latitude. De fortes précipitations orageuses, sous la forme soit de cellules isolées, soit de fronts actifs, peuvent se produire sur l'espace étudié en fonction du type de circulation et de la trajectoire des perturbations (Doswell *et al.*, 1996 ; Delahaye, 2003). Les systèmes frontaux déclenchent des phénomènes orageux sur une plus grande extension spatiale. La proportion d'événements fortement pluvieux pour chaque GWT, calculée mois par mois, permet non seulement de faire ressortir plus en détail les types de circulations générateurs de fortes pluies sur l'espace étudié, mais aussi d'en examiner l'évolution saisonnière.

Au printemps, les circulations perturbées de sud, marquées en particulier par une position préférentielle des talwegs d'altitude à l'ouest du méridien-origine et des basses pressions de surface positionnées à proximité des îles Britanniques, caractérise les situations à anomalies pluviométriques positives sur l'ouest de la France, par exemple en mai 1981 (Planchon, 2005). De mai à juillet, l'augmentation de la proportion des fortes pluies associées aux circulations de nord-ouest à nord et d'ouest au détriment de celles de sud est à relier à l'évolution saisonnière habituelle de la circulation d'échelle synoptique décrite plus haut (réactivation de la circulation d'ouest en été). Par exemple, les événements pluvio-orageux du 16 juin 1997 en Normandie, liés à une circulation zonale perturbée d'ouest (WZ) ont été suivis par une succession de systèmes perturbés sur l'Europe moyenne qui ont provoqué, début juillet, des événements hydroclimatiques extrêmes sur le bassin de l'Oder.

L'importance prise par les circulations de nord-est et d'est en août (33,3% contre 13,2% en moyenne, fig. 2.1.a et b) illustre le cas des situations à hautes pressions de surface centrées sur l'Europe du Nord s'opposant à la progression vers le nord-est des systèmes perturbés liés à un centre de basses pressions généralement situé sur le proche Atlantique. Le contact entre les deux masses d'air générateur d'orages se produit dans ce cas sur le nord de la France (Cantat, 2005). Ainsi les pluies violentes, plus fréquentes en début d'été (juin/juillet) sur la partie sud-ouest de la zone d'étude, tendent à se décaler vers le nord au mois d'août.

Conclusion et discussions

La mise en place d'un système d'alerte s'appuierait donc sur la prévision des types de circulations propices au déclenchement de pluies de forte intensité et, en corollaire, des « *crues rapides* ». En effet, la méthode de Hess-Brezowsky a démontré que les deux tiers des épisodes à risques sont liés à des circulations méridiennes fortement pluviogènes en relation avec le développement de situations à *talweg d'altitude* (bas géopotentiels) aux latitudes moyennes. Les calculs sur la période 1983-2005 confirment ce que l'on sait de l'évolution saisonnière habituelle de la circulation atmosphérique à ces latitudes.

Mais, si une mise en alerte est possible, elle doit être couplée aux facteurs géographiques locaux et aux composantes environnementales i) qui influent sur la stabilité des masses d'air et ii) qui jouent sur la dynamique des écoulements lors des « *crues rapides* » tels que la morphologie, les états de surfaces, la nature de l'occupation du sol, etc. (Delahaye, 2002 ; Douvinet *et al.*, 2008). La pluie est nécessaire au déclenchement du phénomène, mais elle n'est, en aucun cas, suffisante pour expliquer la localisation et la distribution des catastrophes avérées : 58 % des épisodes de pluies > 50 mm relevés sur les 85 stations n'ont pas engendré de « *crues rapides* ». Un système d'alerte croisant système de prévision météorologique et fonctionnement hydrologique des bassins versants – sur le même principe que la veille hydro-météorologique du SCHAPI, Service Central d'Hydrométéorologie et d'Aide à la Prévision des Inondations – serait l'outil le plus approprié.

Références bibliographiques

- Bardossy A., Caspary H.J., 1990. Detection of climate change in Europe by analysing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and Applied Climatology*, 42, 155-167.
- Cantat O., 2005. Normandie : terre de contrastes. Conséquences hydrologiques et environnementales d'un climat tempéré mais pas sans contrastes... *Journées 2005. Hydrosystèmes normands*. Comité National Français de Géographie, Commission « Hydrosystèmes continentaux », 22-42.
- Delahaye D., 2002. *Apport de l'analyse spatiale en géomorphologie - modélisation et approche multiscalaire des risques*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, 2 tomes, Laboratoire Modélisation et Traitements Graphiques (MTG) Université de Rouen, 250 p.
- Delahaye D., 2003. Du ruissellement érosif à la crue turbide en domaine de grande culture. Analyse spatiale d'un phénomène complexe. *BAGF*, 3, 287-301.
- Doswell C.A., Brooks H.E., Maddox R.A., 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11 (4), 560-581.
- Douvinet J., 2006. Intérêts et limites des données « CatNat » pour un inventaire des inondations. L'exemple des « *crues rapides* » liées à de violents orages (Bassin Parisien, Nord de la France). *Norois*, 201, pp. 17-30.
- Douvinet J., Delahaye D., Langlois P., 2008. Modélisation de la dynamique spatiale potentielle d'un bassin versant et mesure de son efficacité structurelle. *Cybergeo*, 412, <http://www.cybergeo.eu/index16103.html>.
- Gerstengarbe F.W., Werner P.C., 2005. Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2004). PIK Report n°100, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, 153 p.
- James P.M., 2007. An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 88, 17-42.
- Klaus D., 1993. Zirkulations- und Persistenzänderungen des Europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Grosswetterlagenstatistik. *Erdkunde*, 47, 85-104.
- Kysely J., Huth R., 2006. Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theoretical and Applied Climatology*, 85, 19-36.
- Moron V., 1990. *Contribution à l'étude de la variabilité climatique mensuelle en Europe*. Mémoire de D.E.A. (unpublished), Université de Bourgogne, Dijon, 75 p.
- Muller A., 2006. *Comportement asymptotique de la distribution des pluies extrêmes en France*. Thèse de Statistiques appliquées et Hydrologie, Université de Montpellier II, 246 p.

Planchon O. 2005. Les printemps pluvieux des années 1980 : retour sur une particularité météorologique et climatique de la fin du vingtième siècle en Europe occidentale. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Gênes, 349-352.

Stahl K., Hassler B., Demuth S., 2002. Scenarios assessing the influence of climate variability on drought in Europe. *Proceedings of the Fourth International FRIEND Conference*, Cape Town (South Africa), IAHS **274**, 93-100.

Wotling G., 1998. Etude de l'aléa pluviométrique à Tahiti, Cahiers de l'ORSTOM, 74 p.

VERS UN CHANGEMENT DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE EN FRANCE ? L'EXEMPLE DES TEMPÉRATURES MAXIMALES DE L'AIR SOUS ABRI EN LORRAINE

DROGUE Gilles¹, FRANCOIS Didier¹

¹Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz, UFR Sciences Humaines et Art, Ile du Saulcy, 57045 Metz Cedex 1, drogue@univ-metz.fr

Résumé : *L'analyse chronologique des séries de températures maximales centenaires en Lorraine montre l'existence d'un saut de moyenne en 1987 traduisant en toute saison un réchauffement climatique soudain et marqué. Ce réchauffement climatique contemporain (1988-2007) s'est accompagné récemment d'une succession de mois anormalement chauds de durées de retour remarquablement longues. La fréquence des fortes anomalies chaudes ne montre pas d'évolution significative pour l'échantillon de mois étudiés, le réchauffement climatique contemporain ne suffisant donc pas à expliquer à lui seul les températures maximales extrêmes qui ont marqué ces derniers. La comparaison des fortes anomalies chaudes récemment observées en Lorraine à celles simulées par le modèle climatique ARPEGE-Climat de Météo-France pour cette région d'ici la fin du siècle, tend à montrer que les canicules de juin 2003, juillet 2006 et août 2003 pourraient signer une entrée progressive dans « l'anthropocène ». Cette transition climatique ne fournit pas pour autant un cadre explicatif satisfaisant pour justifier l'exceptionnelle douceur du mois d'avril 2007 qu'il faut plutôt concevoir comme une manifestation chaotique du climat.*

Mots-clés : *température maximale de l'air sous abri, variabilité climatique, Lorraine, France.*

Abstract: *Trends of maximum air temperatures and recent spate of record-breaking warm months that have affected a French region with semi-oceanic climate in less than a decade were investigated over the 1899-2007 period. Large positive departures of monthly maximum air temperatures from their mean values were characterized in terms of return period and climate variability. Comparison of those anomalously warm months to the seasonal statistics simulated for the greenhouse climate of the end of the 21st century shows a good agreement for the summer months while the warm conditions of April 2007 should be more considered as an occurrence of an outlier in a chaotic climate.*

Key words: *maximum air temperature, climate variability, Lorraine, France.*

Introduction

La première décennie du XXI^e siècle a été marquée en France comme en Europe, par une succession de mois (juin et août 2003, juillet 2006, avril 2007) caractérisés par des températures maximales moyennes sous abri (Tx) exceptionnellement douces au regard des observations de températures séculaires réalisées par Météo-France et « sortant » assez nettement du « rail » de variabilité interannuelle. S'inspirant des travaux de Schär et al. (2004) menés sur l'épisode caniculaire de l'été 2003 en Europe, notre étude vise i) à caractériser la durée de retour des fortes anomalies thermiques positives des mois de juin et août 2003, juillet 2006 et avril 2007 à partir des séries thermométriques centenaires disponibles en Lorraine et ii) à étayer l'hypothèse d'anomalies thermiques positives qui seraient le fait d'un changement de variabilité climatique et non d'un simple glissement de moyenne.

1. Données et méthodes

1.1. Segmentation et analyse fréquentielle des séries de température maximales centenaires

Les longues séries homogénéisées de températures de l'air maximales sous abri des mois d'avril, juin, juillet et août observées à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine sur la période 1899-2007 (Moisselin et al., 2002) ont été prises pour référence. Après avoir vérifié les hypothèses d'indépendance et de normalité des séries temporelles sélectionnées, un algorithme de segmentation des séries temporelles fondé sur la méthodologie du Cusum (François et al., 1993) leur a été appliqué afin

d'identifier les ruptures d'homogénéité et les périodes stationnaires. Pour chacun des mois étudiés, la durée de retour des maximales assortie d'un intervalle de confiance à 90 % a été estimée à partir de la série thermométrique centenaire (1899-2007) et comparée à celle obtenue à partir de la dernière période stationnaire intégrant le réchauffement climatique contemporain. Les anomalies thermiques des périodes stationnaires identifiées ont été également comparées entre elles pour identifier une éventuelle évolution de la fréquence des anomalies extrêmes (translation des queues de distribution).

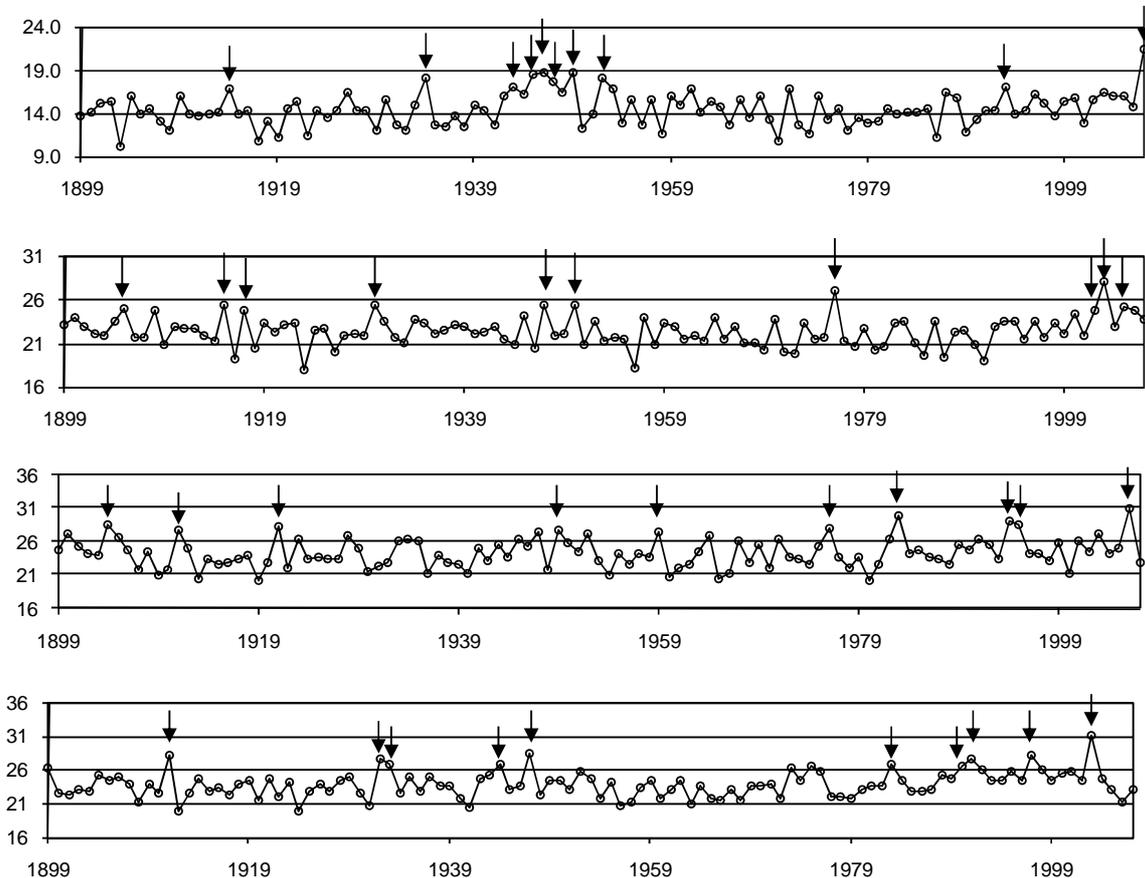


Figure 1. Températures maximales des mois d'avril, juin, juillet et août (de haut en bas) à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine sur la période 1899-2007. Les flèches indiquent les 10 mois les plus chauds de la période étudiée.

1.2. Les séries de températures maximales simulées

Pour vérifier certaines hypothèses, les simulations de températures maximales effectuées par le modèle climatique ARPEGE-Climat (Déqué et Piedelièvre, 1995) ont été analysées au point de grille le plus proche de la station météorologique de Metz-Frescaty. Les distributions fréquentielles des maximales du run de contrôle (1961-1990) et du run forcé (2071-2100, scénario d'émission SRES A2) ont été comparées aux observations. Le scénario SRES (Special Report on Emissions Scenarios) A2 est un scénario d'émission du GIEC (Groupement Intergouvernemental d'Experts sur le Climat) qualifié d'intensif ou pessimiste. Il prévoit en outre plus qu'un doublement de la concentration en CO₂ atmosphérique (800 ppmv contre 380 ppmv actuellement) d'ici la fin du XXI^e siècle.

2. Résultats

2.1. Segmentation des chroniques de températures et analyse fréquentielle

La méthode du Cusum appliquée aux écarts de la température maximale de l'air sous abri (Tx) par rapport à la moyenne 1961-1990 à la station météorologique de Metz-Frescaty au printemps et en été, détecte une rupture d'homogénéité significative (i.e. au niveau de confiance de 95 %), commune du reste au quatre saisons, en 1987 (saut de moyenne annuelle d'environ $+1^{\circ}\text{C}$). Le climat lorrain est donc marqué par un réchauffement climatique contemporain se manifestant par l'absence de printemps ou d'étés frais depuis cette date, ce qui se traduit d'ailleurs par une diminution significative du nombre de gelées tardives, par ailleurs de plus en plus précoces dans l'année (Drogue, 2008). Les analyses fréquentielles visant à caractériser les durées de retour des mois étudiés ont donc été effectuées sur deux sous-périodes stationnaires : la période antérieure au saut de température (1899-1987) et la période postérieure à ce dernier (1988-2007).

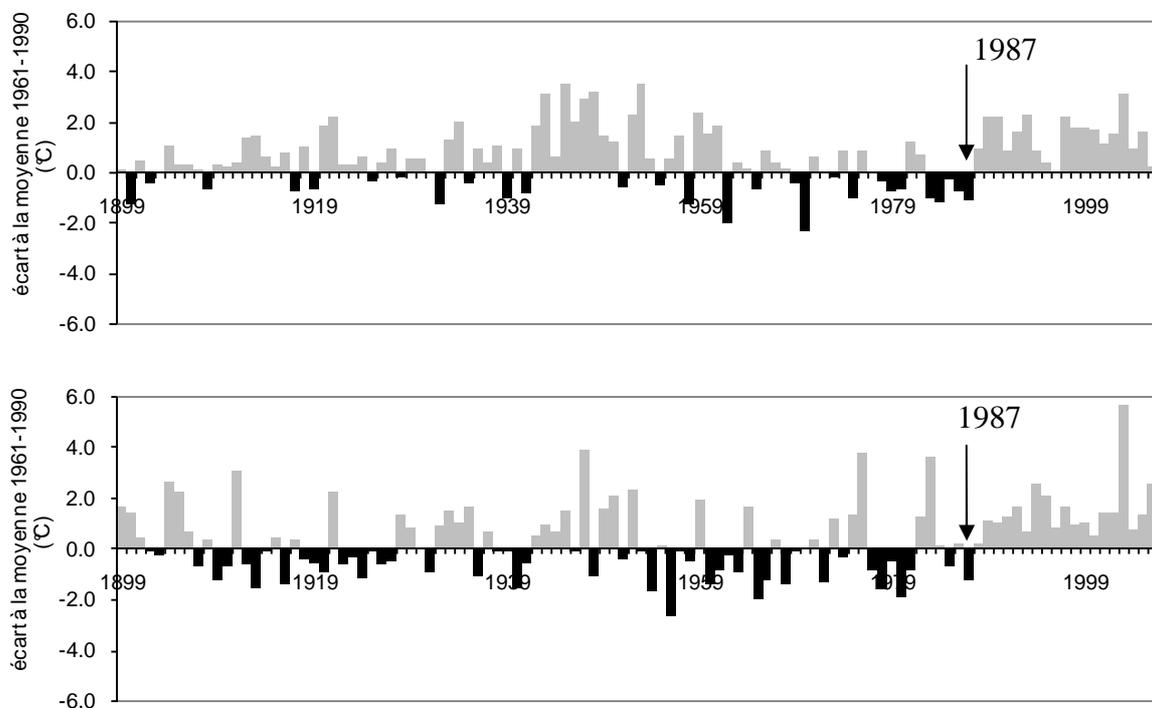


Figure 2. Ecart saisonniers de la température maximale de l'air sous abri (Tx) par rapport à la moyenne 1961-1990 à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine sur la période 1899-2007. De haut en bas : printemps (mars-avril-mai), été (juin-juillet-août).

Les anomalies de température des 4 mois chauds étudiés sont importantes et situent leurs maximales moyennes à $+3\sigma$ à $+4\sigma$ de la moyenne interannuelle calculée sur la période 1899-2007 sous l'hypothèse d'une fonction de densité de probabilité d'allure gaussienne (fig. 3 et tab. 1).

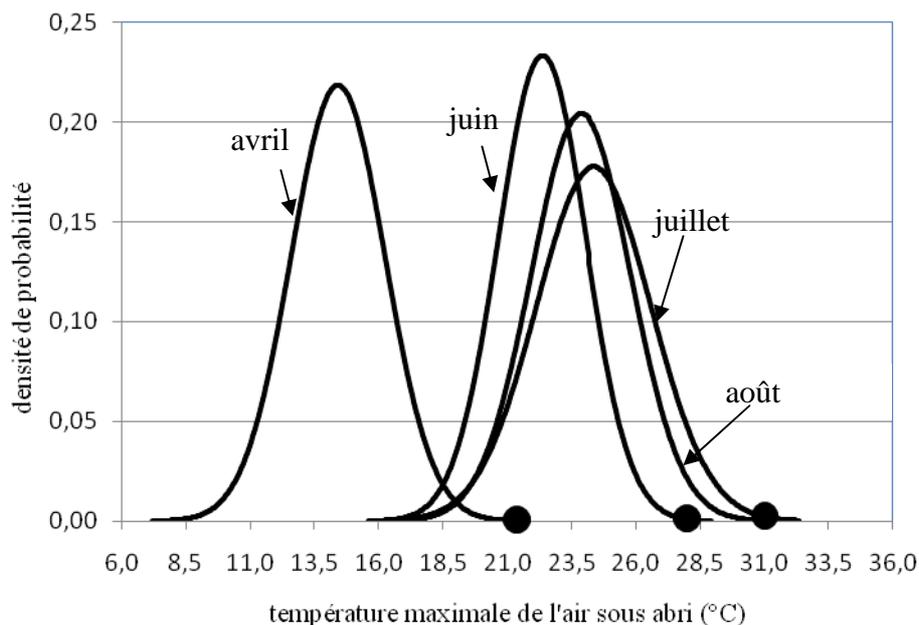


Figure 3. Fonctions de densité de probabilité de la température maximale moyenne mensuelle de l'air sous abri à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine sur la période 1899-2007 pour 4 mois de l'année. Les ronds noirs correspondent aux 4 mois chauds étudiés.

	avril	juin	juillet	août
Moyenne mensuelle 1899-2007 (°C)	14.4	22.3	24.4	23.9
(1) Ecart-type 1899-2007 (°C)	1.8	1.7	2.2	2.0
(2) Moyenne mensuelle (°C)	21.4 (2007)	28.0 (2003)	31.0 (2006)	31.0 (2003)
Anomalie (°C) : (2)/(1)	3.8	3.3	3.0	3.7

Tableau 1. Moyennes, écart-types et anomalies des températures maximales moyennes mensuelles de l'air sous abri à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine.

2.2. Durées de retour des maximales mensuelles et fréquences des anomalies thermiques

Quel que soit le mois considéré, la durée de retour des maximales estimée par une loi d'ajustement gaussienne à partir de la période 1899-1987 est d'ordre millénal voire plus que déca-millénaire (tab. 2). Compte tenu de la taille de l'échantillon, l'incertitude des durées de retour est évidemment très forte comme l'indique les bornes inférieures et supérieures de l'intervalle de confiance à 90 %.

	Période 1899-1987				Période 1988-2007		
	Tx (°C)	T	IC inf	IC sup	T	IC inf	IC sup
avr-07	21.4	10	6	100	1165	117	52322
juin-03	28.0	5	15	21	3	0,4	33
juil-06	31.0	1	0.4	4,5	0,8	0,1	6,5
août-03	31.0	81	19	392	11	1	146

Tableau 2. Durées de retour (T) et intervalles de confiance (IC), en milliers d'années, des températures maximales moyennes mensuelles de l'air sous abri à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine pour les périodes 1899-1987 et 1988-2007. IC inf : borne inférieure de l'intervalle de confiance à 90 %. IC sup : borne supérieure de l'intervalle de confiance à 90 %.

La détermination des durées de retour sur la période du réchauffement climatique contemporain (1988-2007) se traduit par une diminution sensible des durées de retour des maximales moyennes mensuelles étudiées à l'exception du mois d'avril dont la durée de

retour augmente (tab. 2), celui-ci n'étant pas affecté par le réchauffement climatique contemporain malgré un réchauffement printanier bien établi. Les durées de retour calculées sur les 20 dernières années restent toutefois très élevées et démontrent que les valeurs de températures maximales mensuelles étudiées constituent clairement des extrêmes au regard des données instrumentales récentes. En outre, la variabilité interannuelle des anomalies thermiques mensuelles ne montre pas d'évolution significative entre les deux périodes analysées (fig.4).

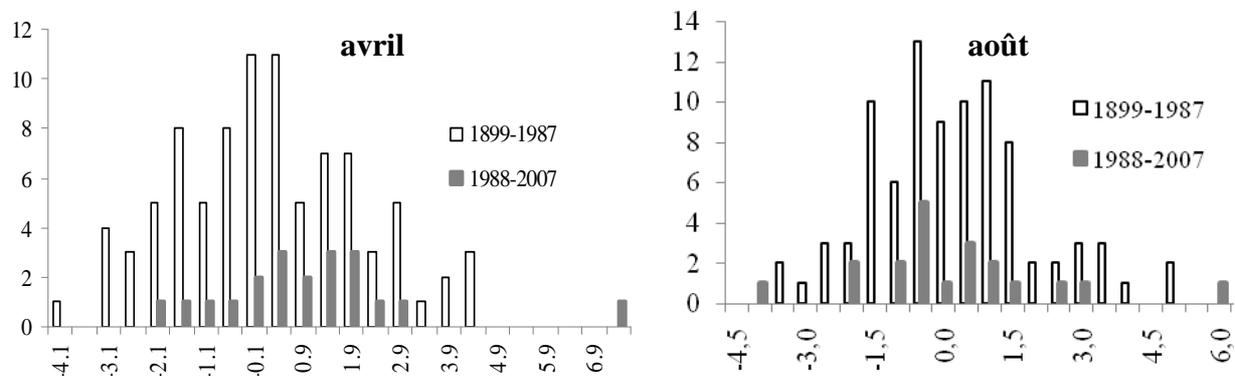


Figure 4. Fréquences des écarts de température à la moyenne des maximales (en°C) sur les périodes 1899-1987 et 1988-2007 à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) en Lorraine pour 2 des 4 mois chauds étudiés.

Il est donc possible que les mois chauds étudiés inaugurent un changement de régime thermique caractérisé non seulement par un changement de la moyenne des températures maximales mais également de leur variabilité interannuelle.

2.3. Serions-nous déjà entrés dans « l'anthropocène » ?

La comparaison des écarts à la moyenne des maximales des mois d'avril et de juillet entre le run de contrôle d'ARPEGE-Climat et les observations effectuées à la station météorologique de Metz-Frescaty sur la normale 1961-1990, montre une bonne reproduction de la variabilité interannuelle des maximales par le modèle climatique, les écarts à la moyenne simulés se situant globalement dans la même fourchette de variation autour de la moyenne sur 30 ans que les écarts observés (fig. 5).

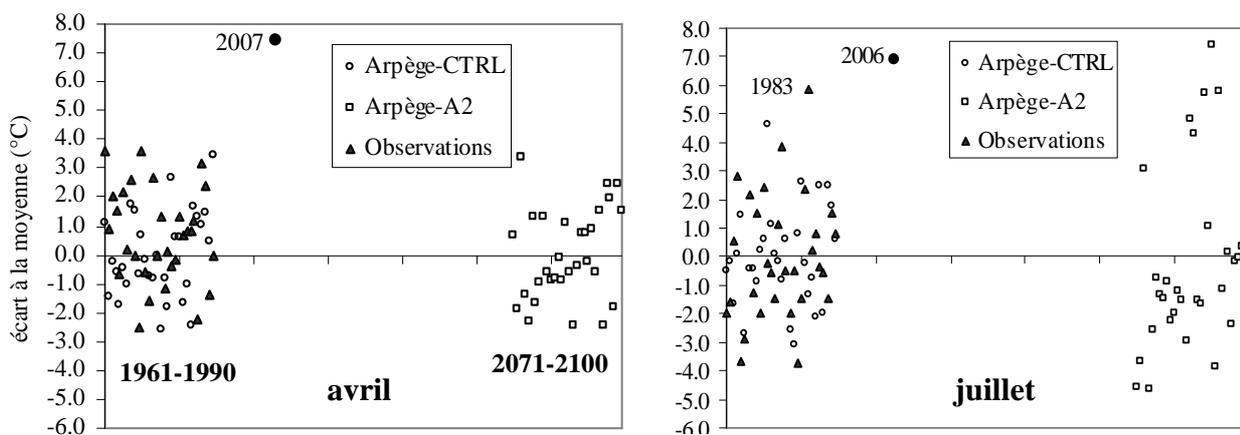


Figure 5. Ecart de température à la moyenne sur 30 ans des maximales : observés (normale 1961-1990) et simulés (1961-1990 : run de contrôle (CTRL) ; 2071-2100 : run forcé) pour les mois d'avril et de juillet à la station météorologique de Metz-Frescaty (190 m, 49°04'18" N, 06°07'30" E) et au point de grille ARPEGE.

Le même constat est valable pour les mois de juin et d'août (non montré). Par ailleurs, en juillet, les écarts à la moyenne des maximales du run forcé (-5°C à $+7.5^{\circ}\text{C}$) montrent clairement un accroissement significatif de leur variabilité interannuelle par rapport au run de contrôle (-3.2°C à $+4.8^{\circ}\text{C}$). Ainsi, le forçage d'origine anthropique augmente considérablement la probabilité d'observer au cours de la dernière normale climatique de ce siècle des températures maximales mensuelles anormalement chaudes en été comme ce fut le cas au cours des mois de juin 2003, août 2003 et juillet 2006. Ce constat incite à se demander si les températures maximales extrêmes d'été observées récemment en Lorraine ne traduiraient pas une entrée progressive dans « l'anthropocène ». En revanche, les écarts à la moyenne des maximales du mois d'avril ne montrent qu'un glissement de la moyenne vers des maximales plus douces entre climat présent et le climat futur sans changement de leur variabilité interannuelle (fig. 5). La transition climatique invoquée pour les températures maximales d'été ne fournit donc pas un cadre explicatif satisfaisant pour justifier l'exceptionnelle douceur du mois d'avril 2007 qu'il faut davantage percevoir comme une manifestation chaotique du climat sans lien apparent avec ce que pourrait produire le forçage radiatif d'origine anthropique d'ici la fin de ce siècle.

Conclusions

Les valeurs extrêmes de températures maximales mensuelles enregistrées à plusieurs reprises au cours des dernières années en Lorraine, incite à s'interroger sur l'éventualité d'une transition actuelle vers un régime thermique d'été caractérisé non seulement par une hausse de la valeur moyenne des maximales mais également par un accroissement de leur variabilité interannuelle. Cette fréquence plus grande des valeurs extrêmes correspond à la tendance que projettent la plupart des modèles climatiques forcés par les GES d'origine anthropique pour les températures maximales d'été pour la fin du siècle en France. En revanche cette tendance ne s'observe pas sur les températures maximales de printemps, dont la variabilité interannuelle autour d'une moyenne plus chaude qu'actuellement, devrait demeurer stationnaire par rapport au climat présent si le scénario climatique A2 d'Arpège-Climat se vérifie.

Références bibliographiques

- Déqué M., Piedelievre J.P., 1995. High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, 11, 321-339.
- Drogue G., 2008. *Diagnostic climatique : tendances récentes et hypothèses d'évolution en Lorraine*. In MCM Conseil, « Etude des effets des changements climatiques sur les politiques publiques en Lorraine », Préfecture de Lorraine, 134 p.
- François D., Gille E., Zumstein J.-F., 1993. Analyse des séries chronologiques et application aux données hydroclimatiques. In Griselin M., « L'eau, la terre et les hommes », Hommage à René Frécaut, Presses Universitaires de Nancy, 137-146.
- Moisselin J.M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002. Les changements climatiques en France au XX^e siècle. *La Météorologie*, 38, 45-56.
- Schär C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M., Appenzeller C., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature*, 427, 332-336.

Remerciements

Source des données : climathèque de Météo-France, catalogue de Météo-France (serv-fdp@meteo.fr), projet européen PRUDENCE (financé par l'UE, contrat EVK2-CT2001-00132).

VARIABILITE QUOTIDIENNE ET SAISONNIERE DE L'ILOT DE CHALEUR URBAIN A RENNES : PREMIERS RESULTATS DU PROGRAMME ECORURB

DUBREUIL Vincent (*), **QUENOL Hervé (**)**, **PLANCHON Olivier (**)**, **CLERGEAU Philippe (***)**

(*) COSTEL CNRS UMR 6554 LETG, Université Rennes 2 et Professeur invité au CDS -*Centro de Desenvolvimento Sustentavel*-, Université de Brasilia (bolsista da CAPES), vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr

(**) COSTEL CNRS UMR 6554 LETG, Université Rennes 2, herve.quenol@univ-rennes2.fr

(***) Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, Département Ecologie et Gestion de la Biodiversité – UMR 5173, philippe.clergeau@mnhn.fr

Résumé : *Cet article présente les premiers résultats du programme de recherche ECORURB (Ecologie du Rural vers l'Urbain) dont un des objectifs est de mesurer l'impact de la ville sur le climat local. Pour cette étude, un réseau de 16 stations météorologiques automatiques a été installé selon un gradient centre-ville périphérie campagne. Les résultats obtenus permettent de montrer la variabilité temporelle de l'ICU (îlot de chaleur urbain). Ainsi, en 2006, l'intensité de l'ICU a surtout été marquée en fin de nuit pendant l'été (plus de 2,5°C en moyenne de 22h à 5h en juillet contre 1 à 1,3°C pendant les mois d'hiver). En revanche, pendant la journée, les écarts moyens horaires entre le centre-ville et la campagne ne dépassent pas quelques dixièmes de degrés.*

Mots-clés : *îlot de chaleur, climatologie urbaine, Rennes.*

Abstract: *This paper presents the first results of the research program ECORURB (Ecology Rural to Urban) of which one of the objectives is to measure the impact of the city on the local climate. For this study, a network of 16 automatic weather stations was installed according to a gradient from downtown area to periphery countryside. The results show the temporal variability of the UHI (urban heat island). Thus, in 2006, the intensity of the UHI was especially marked at the end of the night during the summer (more 2,5°C on average of 22:00 to 5:00 in July against 1 to 1,3°C during the winter). On the other hand, during the day, the time average deviations between the downtown area and the countryside do not exceed some tenth of degrees.*

Key words: *urban heat island, urban climatology, Rennes.*

Introduction

Parmi les modifications environnementales générées par l'accroissement urbain et qui sont susceptibles d'affecter la dynamique des espèces animales et végétales, le climat apparaît comme une des variables clés à contrôler et mesurer dans le cadre de programmes de recherches sur la ville. En effet, les modifications de surface et de l'occupation du sol (bâti, voirie) et la modification de la rugosité des surfaces sont autant de paramètres qui vont modifier le bilan de l'énergie à l'échelle locale et vont donc contribuer à générer un climat particulier à la ville (Oke, 1978). C'est dans cette logique qu'un réseau d'observation météorologique et biologique a été conçu sur les villes de Rennes et Angers. Après un bref aperçu du programme ECORURB, nous présentons dans ce papier les conditions de la mise en place du réseau d'observation climatologique de Rennes et les choix techniques et de localisation qu'il a fallu opérer. Enfin, les premiers résultats des années 2006 et 2007 concernant la variabilité spatiotemporelle de l'ICU (îlot de chaleur urbain) sont exposés.

1. Présentation du programme de recherche ECORURB⁷

Depuis la fin de l'année 2003, un programme de recherche pluridisciplinaire centré sur la compréhension et la prédiction des relations biologiques ville-campagne (influencées par certains facteurs abiotiques comme le climat) est en place sur les agglomérations rennaise et angevine. Le projet ECORURB (Ecologie du Rural vers l'Urbain) s'appuie notamment sur la

⁷ <http://w3.rennes.inra.fr/ecorurb/>

comparaison de 12 stations boisées de même taille sur un gradient d'urbanisation (centre ville - périurbain – rural) sur chacune des villes de Rennes et d'Angers. L'équipe rassemble des chercheurs de diverses disciplines (agronomie, écologie, géographie, sociologie,...) et organismes (INRA, Universités, CNRS) et a obtenu un soutien financier et logistique important des deux villes et de leurs communautés d'agglomérations ainsi que de l'Institut Fédératif de Recherche CAREN (Centre Armoricaïn de Recherches en Environnement⁸). Ainsi, à Rennes, nous avons pu bénéficier du financement d'une partie du matériel et de la mise à disposition de terrains de la ville pour des expérimentations à long terme (10 ans) y compris l'installation de stations météorologiques le long d'un transect privilégié du centre ville vers le nord-est de l'agglomération (forêt de Rennes).

Le cœur du projet, d'un point de vue écologique et biologique porte donc sur l'étude des dynamiques des espèces à l'interface rural-urbain : processus de colonisation-invasion et d'adaptation des espèces aux milieux très anthropisés, étude des flux d'espèces à risques, évolution de la biodiversité aux interfaces de milieux. Un deuxième volet consiste à étudier les facteurs et/ou indicateurs contrôlant la biodiversité et la biologie urbaines. Deux aspects ont été retenus pour la ville de Rennes :

- l'étude de la dynamique des paysages et de l'occupation du sol (par télédétection),
- la cartographie des climats locaux au moyen de réseau de mesure et phénologie d'espèces indicatives (Mimet et al., 2005).

Ce dernier point fait donc l'objet d'une attention plus particulière à Rennes avec la mise en place d'un réseau d'observation climatique comportant 16 stations réparties sur l'agglomération.

2. Mise en place et test des stations météorologiques

Pour cette étude, on a privilégié des installations de stations fixes et automatiques qui permettent de mesurer l'ensemble des paramètres intéressants en continu. Le choix du matériel a été conditionné par l'expérience acquise depuis plus de dix ans au laboratoire COSTEL dans l'utilisation des stations météorologiques DAVIS Instruments. La station Weather Monitor 2 avait notamment déjà fait l'objet en 1994 d'une mention spéciale pour son excellent rapport qualité/prix dans la revue *la Météorologie*.

Dès leur acquisition, les stations ont d'abord été contrôlées pendant plusieurs semaines afin de tester l'homogénéité des mesures effectuées par tous les capteurs. Il est à noter que sur l'ensemble des stations acquises par le programme, seuls un capteur thermo-hygrométrique et un anémo-girouette ont présenté à la livraison des mesures manifestement incorrectes et ont dû être remplacés. Les tests de contrôle, montrent la bonne cohérence des mesures effectuées par les stations Weather Monitor 2. Pour les températures, l'écart moyen varie entre + 0,17°C et -0,09°C par rapport à la station de référence ; l'écart maximum moyen entre les 2 stations les plus différentes est inférieur à 3 dixièmes. Pour toutes les stations, les écarts supérieurs à 1°C représentent environ 1% des observations et les écarts supérieurs à 0,5°C représentent en général moins de 5% des observations. Pour l'humidité relative, les écarts varient de +1,9% à 3,9%, ce qui, compte tenu de la précision annoncée des capteurs par le constructeur (+ ou - 5%), est parfaitement acceptable (tab. 1).

Après cette période de test, les stations ont progressivement été installées entre la fin 2003 et la fin de l'année 2004 (2005 pour la dernière). Pour cette implantation, nous avons consulté

⁸ <http://www.caren.univ-rennes1.fr/>

le plan cadastral du bâti de l'agglomération rennaise afin de repérer les secteurs a priori favorables à l'installation des stations. Logiquement, les espaces disponibles sont essentiellement les parcs mais aussi les cimetières, les enceintes de bâtiments scolaires et de certaines administrations. La nécessité de pouvoir accéder aux stations nous a fait écarter les installations dans des sites sensibles (plan Vigipirate), privilégiant plutôt les établissements scolaires avec lesquels il est, en outre, possible de proposer une activité pédagogique autour du matériel installé. Enfin, les sites retenus doivent être à proximité des parcelles de suivi de la biodiversité, être répartis de façon assez homogène sur l'agglomération (la partie nord-est étant cependant privilégiée pour l'étude écologique) et tenir compte des types de bâtis existants (grands ensembles, pavillonnaire...). De façon plus précise, les obstacles à proximité des stations restant nombreux en ville, nous avons également cherché à placer les stations dans des sites bien dégagés vers le sud (pour éviter les effets d'ombre pour la mesure des températures maximales) ainsi que vers l'ouest afin de mieux tenir compte des vents dominants. De façon délibérée, il a donc été choisi de privilégier les mesures de températures, la quantification précise de l'îlot de chaleur urbain étant, par hypothèse, le phénomène le plus susceptible d'affecter la répartition des espèces.

Station 022	Station 023	Station 024	Station 025	Station 026	Station 027
Température	Température	Température	Température	Température	Température
% écart 0° : 36.46	% écart 0° : 27.08	% écart 0° : 10.11	% écart 0° : 14.80	% écart 0° : 26.71	% écart 0° : 11.91
%écart0-0,5° 59.93	%écart0-0,5° 67.87	%écart0-0,5° 86.28	%écart0-0,5° 79.78	%écart0-0,5° 68.95	%écart0-0,5° 85.20
%écart0,5-1° 2.89	%écart0,5-1° 3.25	%écart0,5-1° 2.17	%écart0,5-1° 4.69	%écart0,5-1° 3.61	%écart0,5-1° 2.17
%écart+1° 0.72	%écart+1° 1.81	%écart+1° 1.44	%écart+1° 0.72	%écart+1° 0.72	%écart+1° 0.72
Ecart moyen : 0.09 °C.	Ecart moyen : 0.14 °C.	Ecart moyen : -0.07 °C.	Ecart moyen : 0.17 °C.	Ecart moyen : 0.11 °C.	Ecart moyen : -0.09 °C.
Humidité :	Humidité :	Humidité :	Humidité :	Humidité :	Humidité :
Ecart moyen : -3.2 %	Ecart moyen : -3.6 %	Ecart moyen : 1.9 %	Ecart moyen : -3.9 %	Ecart moyen : -2.8 %	Ecart moyen : -3.7 %

Tableau 1. Comparaison des écarts de températures et d'humidité relative entre 6 stations et la station de référence pour la deuxième décennie de novembre 2003.

Les principaux problèmes rencontrés dans l'exploitation du réseau ont surtout concerné l'alimentation électrique des stations, les données manquantes représentant, selon les stations, entre moins de 2% et 31% des séries chronologiques pour la période 2005-2007 (fig. 1). Une station (15- Bréquigny) n'a pas pu être utilisée du fait de travaux importants intervenus sur le site d'implantation en 2006 et 2007 et qui ont entraîné de trop grandes pertes de données. Sans tenir compte de cette station (ni de celle de référence de Météo France à Saint Jacques de la Lande), le taux de disponibilité global des données atteint 82% pour les 3 dernières années de fonctionnement (l'année 2004 étant évidemment plus lacunaire du fait de l'installation progressive des stations au cours de l'année). La figure 1 montre qu'il a d'ailleurs été plus facile de maintenir en fonctionnement les stations rurales (moins de contraintes d'accès aux sites et à l'alimentation électrique) que les stations urbaines. Après près de 4 années de fonctionnement de ce réseau nous présentons ici les premières synthèses des observations concernant les températures moyennes horaires et mensuelles.

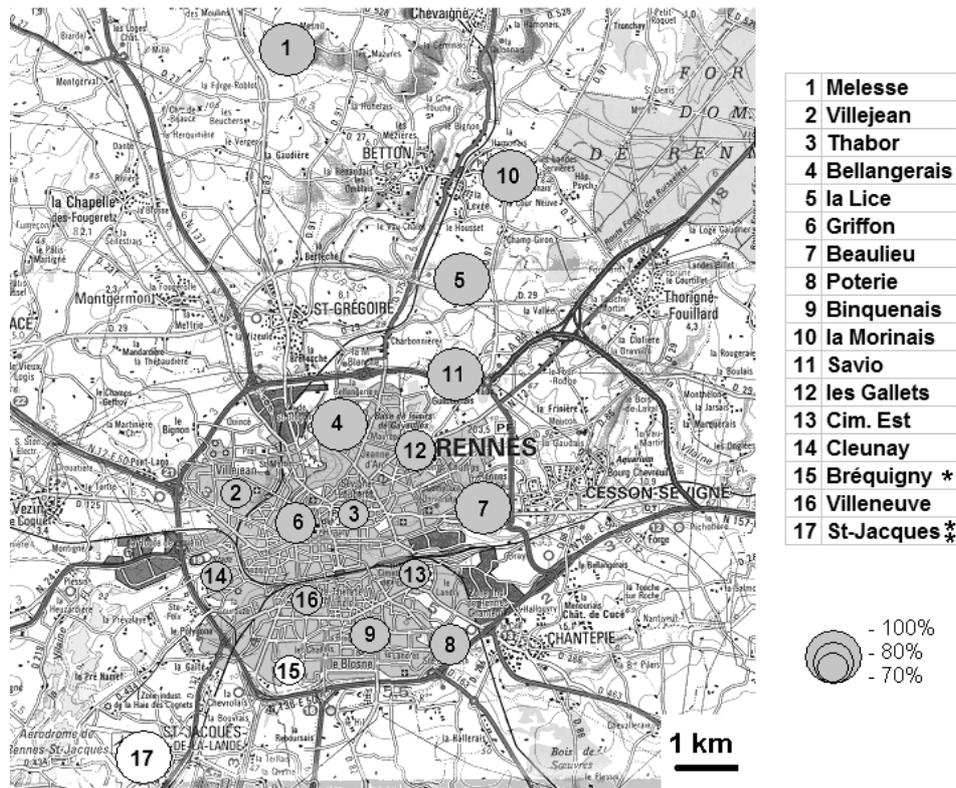


Figure 1. Carte de localisation des stations météorologiques et pourcentage de données disponibles pour la période 2005-2007 (fonds de carte IGN © au 1/100.000^e). * station 15 désactivée en 2006-2007 suite à des travaux sur le site ; ** station 17, station synoptique Météo France de Saint Jacques de la Lande.

3. Variabilité spatio-temporelle de l'îlot de chaleur urbain à Rennes

Les données du tableau 2 montrent que l'îlot de chaleur urbain (ICU) est bien marqué pour les températures minimales (moyennes et absolues), plus que pour les températures maximales. En juillet 2006, par exemple, l'écart moyen pour les minima atteint ainsi 2,8°C contre 1,4°C pour les maxima ; l'écart entre les températures moyennes est également plus modeste mais dépasse tout de même 2°C certains mois (septembre 2007). Ces données, complétées par des transects thermiques nocturnes, montrent que le gradient campagne / centre-ville atteint 1,5 à 2 degrés en moyenne en fin de nuit mais peut dépasser 7 degrés dans certaines situations : deux écarts records de 8,1°C et 8,2°C ont même été observé le 22 septembre 2005 à 21 heures et le 19 juillet 2006 à 5 heures ! Dans le détail, l'environnement immédiat de chaque station laisse apparaître des nuances liées à l'hétérogénéité du bâti ou l'existence de parcs intra-urbains (Alcoforado, 1996) : ainsi, la station centrale (3) du Tabor (principal parc du centre ville) enregistre des températures minimales un peu moins élevées que celle du Griffon (6) située dans une cour fermée sans végétation du centre historique.

Les données saisonnières et horaires montrent aussi clairement la variabilité temporelle de l'ICU. Pour illustrer ce point, les deux stations extrêmes du centre-ville (6- Griffon) et de La Lice (5, en proche périphérie rurale de Rennes) ont été retenues ; ces deux stations présentent également assez peu de lacunes (complées avec les données de la station la plus proche) pour pouvoir être comparées sur près de deux années. Ainsi, en 2006, l'intensité de l'ICU a été plus marquée en fin de nuit pendant l'été (plus de 2°C en moyenne de 21h à 5h en juillet, un des mois les plus chauds enregistré à Rennes avec une moyenne des maxima de 28,9°C, 2^e valeur la plus élevée après celle d'août 2003), que pendant les mois d'hiver (1 à 1,2°C). En revanche, pendant la journée, les écarts moyens horaires entre le centre-ville et la campagne ne dépassent pas quelques dixièmes de degrés (tab. 3).

	2006 Mars						2006 juillet					2007 septembre				
	Tn	Tx	Tm	Tnn	Txx		Tn	Tx	Tm	Tnn	Txx	Tn	Tx	Tm	Tnn	Txx
1 MELESSE	3.4	11.1	7.3	-3.4	19.1	15.0	28.3	21.6	10.4	35.5	8.9	20.7	14.8	3.3	25.4	
2 VILLEJEAN	4.4	11.2	7.8	-1.6	19.3	16.8	28.3	22.6	11.6	35.6	--	--	--	--	--	
3 THABOR	4.5	11.5	8.0	-1.7	19.1	17.3	29.1	23.2	13.2	36.9	11.0	21.6	16.3	5.8	26.1	
4 BELLANGERAIS	3.7	11.4	7.6	-3.2	19.2	15.7	28.9	22.3	11.6	35.8	9.3	21.2	15.2	3.9	26.7	
5 LA LICE	3.6	10.8	7.2	-2.9	19.0	15.2	27.7	21.5	10.6	34.9	8.8	19.9	14.3	3.4	24.7	
6 GRIFFON	4.8	11.1	8.0	-1.3	19.1	17.7	28.2	23.0	13.8	34.7	11.6	20.1	15.9	6.8	25.1	
7 BEAULIEU	3.9	11.0	7.5	-2.8	18.9	16.7	28.3	22.5	12.7	36.0	10.2	20.2	15.2	4.9	25.4	
8 POTERIE	4.0	10.9	7.5	-2.7	19.1	17.0	28.0	22.5	13.4	35.0	10.1	20.3	15.2	4.4	25.4	
9 BINQUENAI	4.4	11.2	7.8	-2.1	19.6	17.3	28.7	23.0	13.4	36.2	--	--	--	--	--	
10 MORINAIS	3.7	11.0	7.4	-2.2	19.2	15.5	27.8	21.6	10.9	35.1	9.4	19.9	14.7	4.4	24.9	
11 SAVIO	3.6	10.9	7.3	-2.7	18.8	15.4	28.4	21.9	10.7	35.4	9.3	20.3	14.8	3.9	25.3	
12 GALLET	--	--	--	--	--	16.6	28.0	22.3	12.2	35.4	10.4	19.9	15.2	5.4	24.9	
13 CIM. EST	4.5	11.2	7.8	-1.8	19.6	17.6	28.5	23.0	13.6	36.1	11.3	20.5	15.9	6.4	25.1	
14 CLEUNAY	4.2	11.1	7.7	-2.3	19.4	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
15 BREQUIGNY	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
16 VILLENEUVE	4.4	11.2	7.8	-1.9	19.6	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
17 SAINT JACQUES	3.9	11.0	7.5	-3.2	19.2	16.0	28.5	22.2	11.3	35.9	9.8	20.0	14.9	4.2	24.6	
Amplitude Maxi	1.4	0.7	0.8	2.1	0.8	2.8	1.4	1.7	3.4	2.2	2.9	1.7	2.0	3.5	2.1	

Tableau 2. Valeurs de températures observées pour les stations du réseau Ecorurb à Rennes en mars 2006 (mois à ICU peu marqué), juillet 2006 et septembre 2007 (mois à fort ICU). -- absence de données. Tn, moyenne mensuelle des minima ; Tx, moyenne mensuelle des maxima ; Tm, température moyenne ; Tnn, minima absolu du mois ; Txx, maxima absolu du mois.

H/M	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	x
J	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	0.9	0.7	0.6	0.4	0.4	0.5	0.8	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0
F	0.9	1.0	1.0	1.0	1.1	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.5	0.3	0.2	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8
M	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.6	0.6	0.8	1.1	1.3	1.4	1.3	1.3	0.9
A	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.6	1.3	0.9	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.2	1.3	1.5	1.6	1.2	1.2
M	1.5	1.4	1.5	1.2	1.2	1.2	1.0	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.7	0.9	1.2	1.5	1.5	1.5	0.9
J	2.0	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	1.6	1.1	0.6	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.6	0.6	0.8	0.9	1.0	1.1	1.3	1.6	1.8	1.9	1.2
J	2.4	2.5	2.4	2.4	2.5	2.4	1.8	0.6	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5	0.7	0.9	1.0	1.3	1.6	2.0	2.2	2.3	1.3
A	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.5	0.9	0.6	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.9	1.3	1.6	1.8	1.9	1.0
S	1.7	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.5	1.2	0.6	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.5	0.8	1.3	1.6	1.6	1.6	1.6	1.0
O	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1	1.0	0.9	0.6	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.6	1.0	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	0.8
N	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.4	1.3	0.8	0.4	0.2	0.1	0.3	0.3	0.3	0.5	0.9	1.4	1.4	1.3	1.3	1.3	1.3	1.0
D	1.1	1.1	1.0	1.1	1.1	1.0	1.0	0.9	1.0	0.9	0.7	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.6	0.9	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	0.9
x	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4	1.3	1.0	0.8	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.7	0.9	1.1	1.3	1.4	1.5	1.5	1.0

Tableau 3. Différence de température moyenne horaire entre centre-ville (6- Griffon) et campagne (5- la LICE) à Rennes en 2006 (NB : l'intensité du grisé est proportionnelle aux écarts observés).

H/M	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	x
J	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8
F	1.0	1.1	1.1	1.0	1.0	0.9	0.8	0.8	0.9	0.7	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	0.8
M	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.4	0.7	0.4	0.4	0.5	0.4	0.6	0.6	0.6	0.7	0.9	1.3	1.7	1.9	1.9	1.9	1.9	1.3
A	2.2	2.4	2.6	2.6	2.5	2.6	2.5	1.8	0.9	0.4	0.5	0.4	0.5	0.6	0.7	0.7	0.6	0.8	1.0	1.3	2.0	2.2	2.1	2.3	1.5
M	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	0.9	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.8	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	0.8
J	1.3	1.3	1.3	1.3	1.2	1.1	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	1.1	1.2	1.4	0.8
J	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	0.6	0.6	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.9	1.1	1.2	1.2	0.7	
A	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	1.8	1.6	0.9	0.8	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	0.8	1.2	1.6	1.8	1.9	1.1
S	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.4	2.2	1.7	0.8	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.9	1.6	2.1	2.4	2.4	2.5	1.5
O	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	1.9	1.7	1.7	1.4	0.6	0.5	0.4	0.2	0.2	0.4	0.3	0.4	0.7	1.3	1.9	2.1	2.1	1.9	2.0	1.3
N	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.7	1.8	1.8	1.8	1.2	0.8	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.9	1.4	1.8	2.0	2.0	1.9	1.8	1.4
D	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.4	1.4	1.5	1.5	1.3	0.6	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	1.2	1.7	1.9	1.9	1.8	1.9	1.8	1.2
x	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.4	1.3	1.0	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.7	1.0	1.2	1.5	1.6	1.6	1.7	1.1

Tableau 4. Différence de température moyenne horaire entre centre-ville (6- Griffon) et campagne (5- la LICE) à Rennes en 2007 (NB : l'intensité du grisé est proportionnelle aux écarts observés).

En 2007 (tab. 4), la prédominance de situations anticycloniques à ciel clair et vent faible en avril et septembre a favorisé le développement de l'ICU pendant la nuit. En revanche, l'été 2007 perturbé, notamment en juillet, n'a pas été propice à sa formation. Au total l'ICU rennais est bien marqué jusque dans la moyenne annuelle, l'amplitude pour ces deux années étant proche de 1°C.

La variabilité journalière de l'intensité de l'ICU peut être mise en relation avec les types de temps observés (Cantat, 2004), par exemple en septembre 2007 (fig. 2).

- le 1^{er} et le 2 septembre (circulation de NW) sont marqués par une forte nébulosité trahie par une faible amplitude thermique diurne (de l'ordre de 6°C) et un vent modéré de 4 à 5 m/s : l'ICU est à peine marqué. Le 3 et le 4 septembre, la nébulosité diminue, l'amplitude thermique augmente et l'ICU s'intensifie (près de 4°C pendant la nuit). Malgré l'augmentation des températures dans les jours qui suivent (anticyclone sur les îles Britanniques), la forte nébulosité impose un ICU modéré (de 2 à 3°C.) du 5 au 18 septembre.
- L'ICU redevient plus marqué du 19 au 22 (circulations d'W à SW) et le 29-30 septembre (circulation de S) : ce sont surtout les ciels clairs (importante amplitude thermique diurne supérieure à 13°C) et secondairement la faible vitesse du vent (1 à 3 m/s) qui expliquent cette situation. En revanche, du 24 au 27 septembre (séquence perturbée), le vent plus fort (7 à 9 m/s) entraîne à nouveau la quasi-disparition de l'ICU.

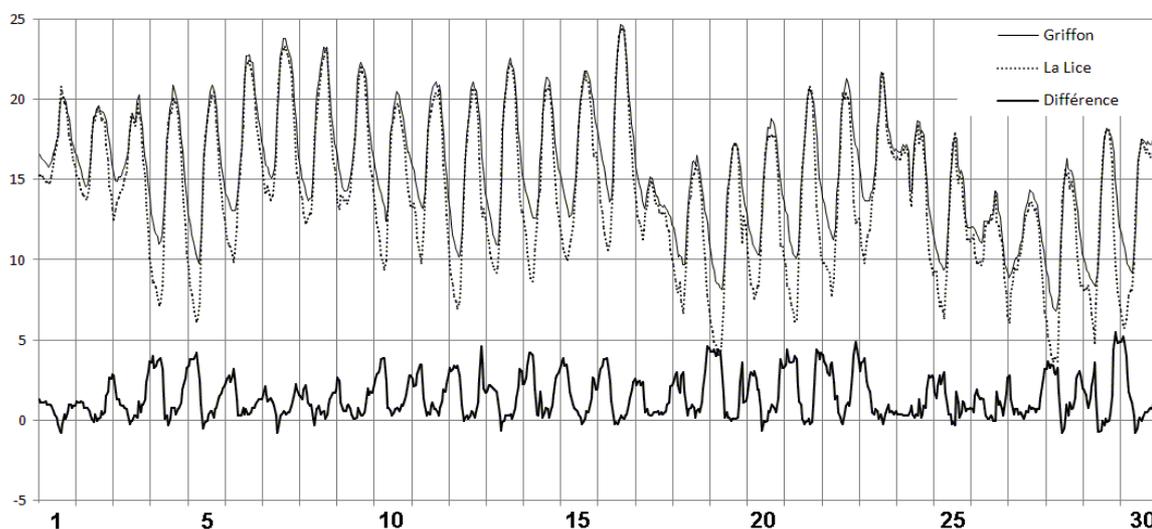


Figure 2. Variations horaires de la température (°C) à Rennes en septembre 2007 pour les stations de Griffon (6- centre ville) et la Lice (5- campagne) ; en gras différence Griffon – la Lice.

Conclusion

L'étude de l'îlot de chaleur urbain d'une ville moyenne comme Rennes montre que celui-ci est bien marqué, notamment l'été et pendant la nuit : ceci s'explique essentiellement par la restitution de chaleur (rayonnement infrarouge) par les surfaces urbanisées pendant la nuit et notamment l'été où l'accumulation diurne est également plus importante en ville qu'en campagne (où la présence de végétation renforce le flux de chaleur latente). Par ailleurs, le gradient de température ville-campagne est d'autant plus marqué que le vent et la nébulosité sont faibles, situations en moyenne plus fréquentes pendant l'été. La poursuite du programme ECORUB sur 10 ans devrait permettre de mettre en évidence l'accroissement de cet ICU avec l'extension prévue de l'agglomération et les modifications climatiques et biologiques à venir dans les quartiers où les changements d'utilisation du sol seront les plus importants.

Références bibliographiques

Alcoforado M.J. 1996. Comparaison des ambiances bioclimatiques estivales d'espaces verts à Lisbonne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **9**, 273-280.

Cantat O., 2004. L'îlot de chaleur urbain parisien selon les 'types de temps'. *Norois*, **191**, 75-102.

Mimet A., Dubreuil V., Quenol H., Roze F., Clergeau P. 2005. Dynamique de la végétation en relation avec la température dans l'agglomération rennaise ; *Actes du XVIII colloque de l'Association Internationale de Climatologie* (Gênes, Italie, septembre 2005), 81-84.

Oke T.R. 1978. *Boundary layer Climates*. Methuen & Co, London, 372 p.

LES CARACTÉRISTIQUES DU RÉGIME PLUVIAL DANS LA REGION DE LA VILLE D'ORADEA (ROUMANIE)

DUMITER Aurélie, GACEU Ovidiu

Université d'Oradea, nr 1-3, rue de l'Université Oradea, Centre d'Etudes et Analyses Territoriales, Roumanie
aureliad_2000@yahoo.com, gaceu@yahoo.com

Résumé : L'article présente les principales caractéristiques du régime pluvial autour de la ville d'Oradea. Celles-ci ont été établies à la suite de l'analyse et de l'interprétation de données concernant les quantités de précipitations, enregistrées à la station météorologique Oradea pendant la période 1961-2003. On a calculé les quantités de précipitations moyennes annuelles et mensuelles ainsi que le degré d'assurance et leur tendance. On a aussi calculé toute une série d'indices pluviographiques (l'indice mensuel pluviométrique d'Angot, l'anomalie standard de précipitations, l'indice Musset-Gaussen). Pour mettre en évidence plus exactement le caractère modéré des précipitations à Oradea, on a réalisé le climogramme de Walter-Leith et le climogramme de Péguy.

Mots-clés : régime pluvial, indices pluviométriques, climogramme, Oradea.

Abstract: The paper presents the main characteristics of the pluvial conditions in the area of Oradea, as a result of the analysis and data interpretation regarding the quantity of rainfall, as registered at the meteorology station in Oradea, during 1961 – 2003. There are estimated the average annual and monthly rainfall quantity, and the level of assurance and how they tend to be. There are also estimated a series of pluviographic values (the monthly pluvial index Angot, the standard anomaly of precipitations, the Musset-Gaussen index). For a more precise emphasis on the moderate character of rainfall in Oradea, the Walter-Leith climogramme and the Péguy climogramme is done.

Key words: regime pluvial, index pluviometric, climogramme, Oradea.

Introduction

La ville d'Oradea se situe à l'ouest de la Roumanie dans une région où les champs et les collines basses se rencontrent à un climat tempéré continental de transition, où on ressent les influences du climat océanique d'ouest de l'Europe et celle du climat méditerranéen du sud.

Par les variations spatiales et temporelles qu'elles peuvent enregistrer, les précipitations influencent les aspects de l'activité humaine par l'impact qu'elles ont sur la vie socio-économique, surtout sur l'agriculture, les transports, les constructions ou le tourisme.

C'est pourquoi cet article présente les principales caractéristiques du régime pluvial, les quantités de précipitations moyennes, annuelles et mensuelles et leur évolution spatiale et temporelle, tout en employant une méthodologie propre. Sur les données climatiques concernant les précipitations, on a calculé l'indice mensuel pluviométrique d'Angot, l'anomalie standard de précipitations, l'indice Musset-Gaussen et on a réalisé les climogrammes de Walter-Leith et de Péguy.

1. Données et méthodes

Les régimes pluviométriques sont analysés à partir des données enregistrées à la station météorologique d'Oradea, sur le période 1961-2003. Plusieurs indices pluviométriques sont calculés, comme l'indice mensuel pluviométrique d'Angot, l'anomalie standard des précipitations ou encore l'indice Mousset-Gaussen. Une description des années de la période d'étude est faite selon le critère Hellman.

a. L'indice mensuel pluviométrique d'Angot est calculé à l'aide de la formule:

$$K = \frac{p \times 365}{P \times n}$$

où K = l'indice Angot, p = quantité moyenne mensuelle de précipitations, 365 = le nombre des jours d'une année, P = quantité moyenne annuelle de précipitations, n = le nombre des jours d'un mois.

b. *L'anomalie standard de précipitations* est un indice à l'aide duquel on met en évidence la pluviométrie spécifique d'une période et qu'on calcule avec la formule :

$$ASP = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

où x_i = quantité mensuelle ou annuelle de précipitations analysée ; \bar{x} = moyenne pluriannuelle ; σ = l'écart type.

c. *L'indice Musset-Gaussien* est un autre indice pluviométrique qui indique l'ordre des quatre saisons dans l'ordre décroissant en fonction des quantités de précipitations.

Pour décrire plus exactement le régime pluviométrique à Oradea, nous avons aussi réalisé les climogrammes selon la méthode de Péguy et Walter-Leith.

2. Résultats et discussions

La quantité annuelle de précipitations connaît une grande variabilité favorisée par la circulation atmosphérique et par la fréquence des différentes masses d'air dans la région de la ville d'Oradea. La moyenne pluviométrique interannuelle est de 611 mm/an. Ces quantités ont enregistré des écarts importants, entre 364,2 mm en 2000 et 884 mm en 1996, valeur enregistrée lors d'une forte activité frontale, provoquée par la grande fréquence des masses d'air provenant d'ouest ou de nord-ouest. L'amplitude annuelle est de 519,8 mm (fig. 1).

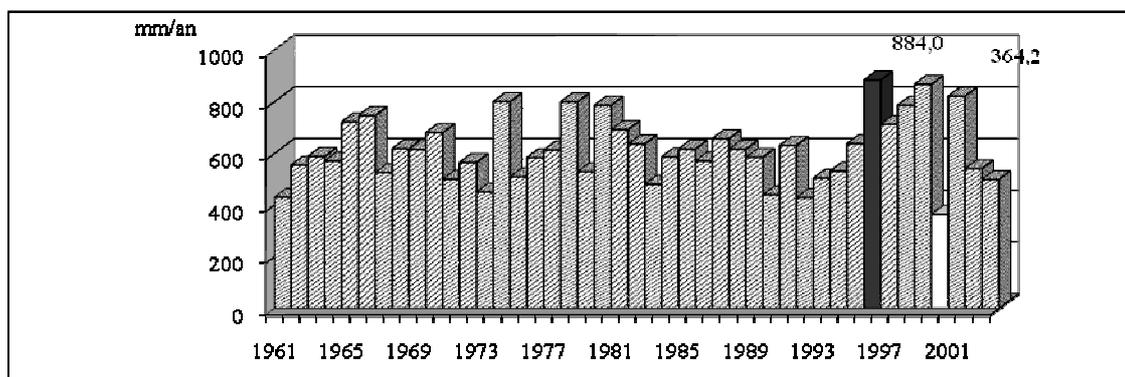


Figure 1. Quantités annuelles de précipitations à Oradea (1961-2003).

Si on calcule la fréquence des diverses quantités annuelles de précipitations, on peut mettre en évidence la probabilité de certaines quantités de précipitations, ainsi que leur degré de confiance. Ainsi, ce sont les quantités de précipitations entre 551-600 mm et 601-650 mm qui ont été les plus fréquentes, enregistrant 8 cas, c'est-à-dire 18,6% des années étudiées. La fréquence la plus réduite ainsi que la plus faible probabilité ont des valeurs de 351-400 mm/an. Pendant les 43 années étudiées, il y a une seule valeur entre ces limites, ayant une probabilité d'apparition de 2,3%. Des fréquences élevées, de 16,3%, ont eu aussi des valeurs de précipitations entre 501 et 550 mm, avec un degré de confiance de 83,7% (fig. 2).

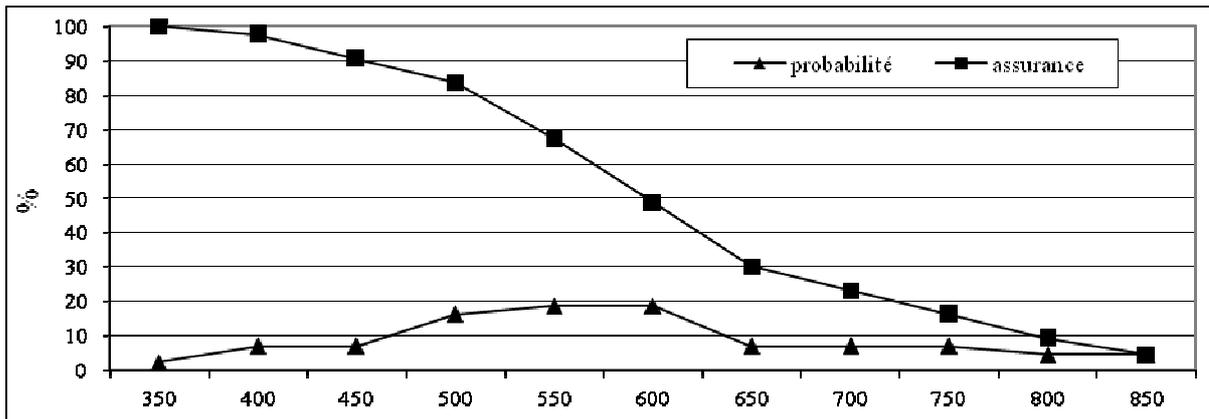


Figure 2. Probabilité et degré de confiance des diverses quantités de précipitations à Oradea (1961-2003).

Pour mettre en évidence les variations apériodiques des quantités annuelles de précipitations, nous avons calculé leurs écarts à la moyenne exprimés en pourcentages pour déterminer le caractère pluviométrique des années selon le critère d'Hellman (tab. 1).

Écart moyen annuel %	Qualificatif	Cas	Les années
<-20,0	Excessivement sèche	7	1961, 1973, 1983, 1990, 1992, 1993, 2000
-20,0...-15,1	Très sèche	4	1971, 1973, 1994, 2003
-15,0...-10,1	Sèche	3	1967, 1979, 2002
-10,0...-5,1	Modérée sèche	4	1962, 1964, 1972, 1986
-5,0...+5,0	Normale	12	1963, 1968, 1969, 1976, 1977, 1982, 1984, 1985, 1988, 1989, 1991, 1995
5,1...10,0	Modérée pluvieuse	1	1987
10,1...15,0	Pluvieuse	2	1970, 1981
15,1...20,0	Très pluvieuse	2	1965, 1997
>20,0	Excessivement pluvieuse	8	1966, 1974, 1978, 1980, 1996, 1998, 1999, 2001

Tableau 1. Le caractère pluviométrique des années selon le critère de Hellman à Oradea (1961-2003).

On peut remarquer le plus grand nombre des années considérées normales d'un point de vue pluviométrique, ainsi que le nombre presque égale des extrêmes, les années excessivement sèches et excessivement pluvieuses représentant 16,3% et 18,6% des cas. Les années excessivement pluvieuses, pendant la dernière décade étudiée, ont représenté 40% des cas. Ce fait met en évidence la tendance à l'augmentation des quantités de précipitations de la moyenne pluriannuelle, considérée comme normale, dont la valeur était choisie d'une manière arbitraire comme zéro absolu.

La quantité moyenne mensuelle de précipitations la plus élevée tombe à Oradea en juin (86,1 mm), et la plus faible en février, avec 30,9 mm (fig. 3).

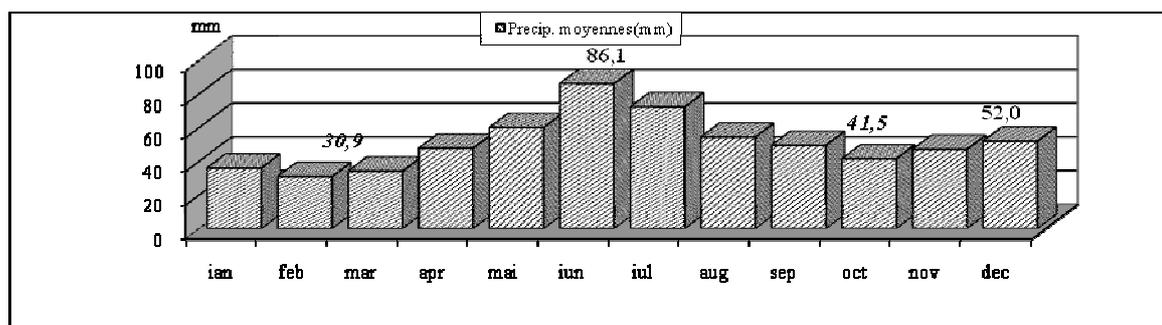
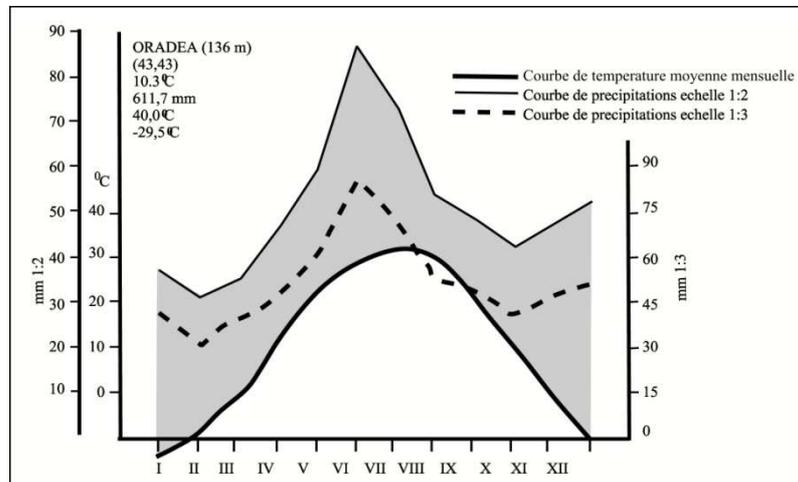
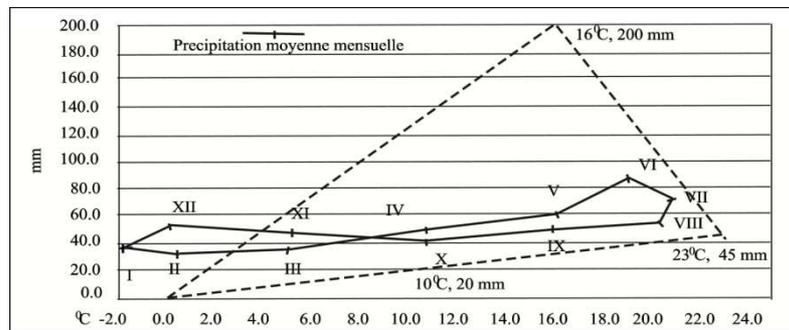


Figure 3. Quantité moyenne mensuelle de précipitations à Oradea (1961-2003).

Par le climogramme de Walter-Leith et le rapport 1/2 et 1/3 entre température et précipitations, il est possible de mettre en évidence que tous les mois de l'année, sauf le mois d'août, sont des mois à un excès d'humidité (quand la courbe de précipitations se trouve sur celle de la température). Dans le cas du rapport 1/3, le mois d'août met en relief une faible tendance à la sécheresse (fig. 4).



Pour la station d'Oradea, le climogramme de Péguy met en évidence un climat tempéré, avec une humidité plus élevée pendant la période mai-août, grâce aux quantités de précipitations relativement élevées et aux variations réduites de la température de l'air d'un mois à l'autre (fig. 5).



En analysant les valeurs minimales et maximales des quantités mensuelles, on peut observer une amplitude mensuelle absolue de 214 mm, ce qui met en relief la grande variabilité temporelle de cet élément climatique ainsi que le rôle de la circulation atmosphérique sur son évolution spatiotemporelle, supposant des influences du climat continental d'est du climat océanique d'ouest.

Les valeurs de l'indice d'Angot présentent les caractéristiques pluviométriques des mois de l'année. La formule de calcul d'Angot présente l'avantage de caractériser chaque mois sans que ces caractéristiques soient influencées par le nombre de jours du mois.

On remarque que la période allant de mai à août est composée de mois pluvieux, la valeur de l'indice Angot étant supérieures à 1, pendant que les mois de la période septembre-avril sont des mois enregistrant des quantités réduites de précipitations. Les mois les plus secs sont février et mars, pour lesquelles la valeur de l'indice d'Angot est de 0,66. Le mois de décembre fait exception, car avec une valeur de 1, c'est un mois 'normal' d'un point de vue pluviométrique (fig. 6).

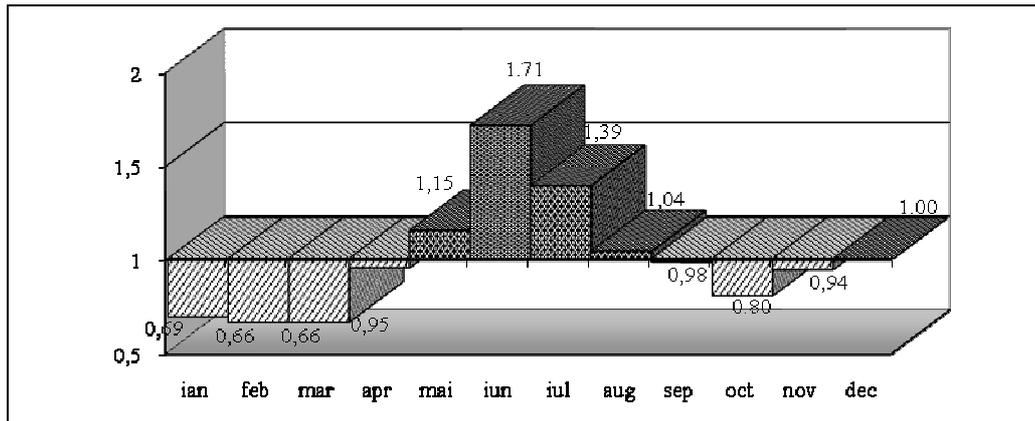


Figure 6. Variation mensuelle de l'indice pluviométrique d'Angot à Oradea (1961-2003).

De tous les années étudiées, le mois de juin est le plus pluvieux (32,6% des cas), et c'est mars le mois le moins pluvieux (21% des cas). En dehors du mois de février qui n'est jamais le plus pluvieux de l'année, il est possible d'enregistrer les valeurs maximales annuelles pendant tous les autres mois de l'année.

L'anomalie standard de précipitations (ASP) est un indice à l'aide duquel on met en évidence le caractère pluviométrique d'une période, qui peut être un mois, une saison ou une année. On peut établir l'interprétation subjective des résultats obtenus à la suite des calculs effectués à l'aide de cette formule (tab. 2).

Valeur de l'indice	<-2,5	-2,0...-2,5	-1,5...-2,0	-1,0...-1,5	-1,0...1,0	1,0...1,5	1,5...2,0	2,0...2,5	>2,5
Interprétation	Except. sèche	Excessiv. sèche	Très sèche	Sèche	Normale	Pluvieuse	Très pluvieuse	Excessiv. pluvieuse	Except. pluvieuse

Tableau 2. Interprétation des valeurs de l'Anomalie Standard de Précipitations (ASP).

Tout en utilisant les cumuls annuels et la moyenne interannuelle, il est possible de déterminer le caractère pluviométrique de chaque année étudiée sur la période 1961-2003. À Oradea 67,4% des années étudiées sont normales d'un point de vue pluviométrique, la valeur d'ASP étant généralement entre -1 et 1. On remarque que les années 1966, 1980 et 1998 sont des années pluvieuses, et cinq ans sont secs selon l'ASP ; il s'agit de 11,6% des cas aux valeurs entre -1,5 et -1. Les mêmes valeurs caractérisent les années 1961, 1973, 1983, 1990 et 1992. Selon l'ASP, de toutes les années, il y en a deux excessivement pluvieuses, 1996 et 1999, et une seule année très sèche, 2000 (fig. 7).

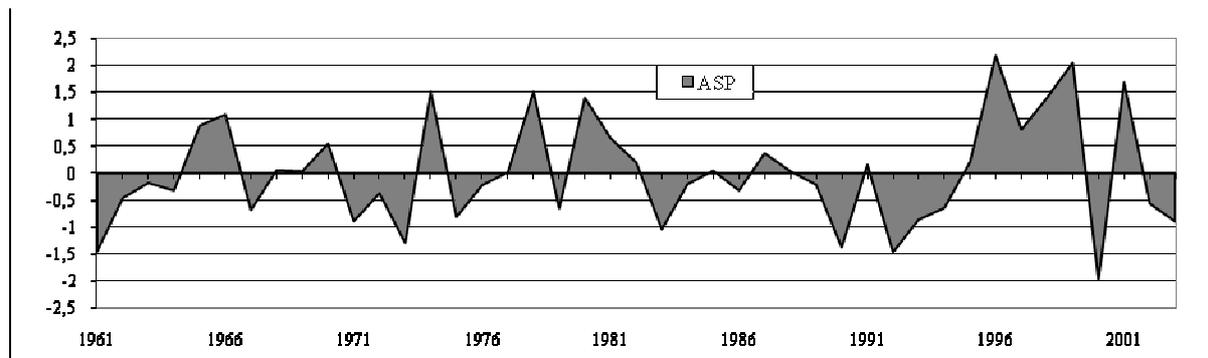


Figure 7. Variation des valeurs annuelles de l'ASP à Oradea pendant 1961-2003.

À Oradea, l'indice Musset-Gaussien (IM-G) donne une formulation de type E.P.A.H., c'est-à-dire où l'été (E) est la saison la plus pluvieuse, à l'inverse de l'hiver (H).

Conclusion

La région de la ville d'Oradea, qui se trouve sur la voie des masses d'air humide d'ouest du continent, connaît une grande variabilité spatiale et temporelle des masses d'air, favorisée par les conditions géographiques locales, la disposition du relief et le réseau hydrographique. La quantité moyenne de précipitations est de 611,7 mm/an, et elle a varié entre 364,2 mm/an en 2000 et 884 mm/an en 1996. L'analyse met en évidence l'existence d'un climat continental aux influences océaniques. Ce climat se caractérise par la présence d'un maximum principal de précipitations en juin et un deuxième maximum en décembre. Il y a deux valeurs minimales en février et en octobre. Après avoir calculé différents indices climatiques, on constate qu'à Oradea, le phénomène de sécheresse a une fréquence réduite, mais les quantités maximales de précipitations en 24 heures n'ont pas des valeurs très élevées, la maximale étant de 62,4 mm le 30 juin 1986, c'est-à-dire 72% de la quantité totale de précipitations tombées pendant ce mois.

SUIVI A COURT TERME (UN AN) DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA PLAGE DE SIDI ABED, COTE ATLANTIQUE MAROCAINE

EL KHALIDI Khalid¹, MINOUBI Abdenaim¹, ZOURARAH Bendahhou¹, CHAIBI Mohamed², et LEONE Frédéric³

1- UFR-Doctorat Environnement, Aménagement et Gestion Intégrée des Espaces Littoraux ST/18/05.

Laboratoire Géosciences Marines, Faculté des Sciences El Jadida. Maroc

E-mail : elkhalidi_khalid@yahoo.fr

2- Faculté Poly-disciplinaire, université Cadi Ayyad, Safi. Maroc

3- Laboratoire GESTER, 17 rue Abbé de l'épée, 34 090 Montpellier, France

Résumé : Nous nous intéressons, dans cette étude, à l'impact de la houle et du vent sur l'évolution de profil de la plage de Sidi Abed sur la façade atlantique du Maroc. Quarante neuf profils de plage ont été réalisés tous les deux mois entre novembre 2006 et novembre 2007. La variabilité spatiale et temporelle morphologique des profils nous a permis de déterminer le fonctionnement à court terme (un an) de cette plage. L'analyse des profils montre que la plage de Sidi Abed n'évolue pas de façon homogène. En effet, elle est caractérisée par des mouvements d'érosion, d'accumulation et parfois de compensation. Ces résultats nous ont permis de subdiviser la plage en trois secteurs différents.

Mots clefs : Evolution morphologique, profils de plage et impact des houles

Abstract : In this study, we are interested to the impact of wave and wind on the evolution of the beach profile of Sidi Abed on the Atlantic coastal of Morocco. Between November 2006 and November 2007, forty nine beach profiles have been realised every two months. The spatial and temporal morphological variability of the profiles is used for understanding the short-term functioning (one year) of this beach. The analysis of profiles them show that the beach of Sidi Abed doesn't change with a homogeneous way. In fact, profiles are characterized by movements of erosion, of accumulation and sometimes compensation. These results suggest that the beach is subdivided in three different sectors.

Keywords : Morphological evolution, beach profile, wave impact

Introduction

Les variations morphologiques des profils de plages sableuses sont soumises aux actions des changements saisonniers des houles (Winant et al., 1975). Les tempêtes ont tendance à déplacer rapidement le sable du large vers la côte (offshore), tandis que dans de bonnes conditions méthodologiques, ce sable se déplace longitudinalement (onshore), en causant progressivement l'engraissement de la plage (Komar, 1976). Ces changements dans le temps et dans l'espace participent au déplacement des sédiments le long de la côte. L'influence des vagues des tempêtes et des conditions hydrodynamiques sur l'évolution des profils des plages sableuses a été mise en évidence par plusieurs auteurs (Wright et al., 1985; Dail et al., 2000; Omran E.F., 2007).

Les échanges dans le système dune-plage s'effectuent en général grâce aux processus aérodynamiques. L'alimentation du cordon dunaire dans la zone étudiée correspond à la mobilisation des sédiments déposés au niveau des plus hautes mers par le vent. Pour transporter les sédiments, le vent doit souffler à des vitesses suffisamment élevées. Ces matériaux s'accumulent dès qu'ils sont arrêtés par des obstacles, principalement la végétation et les irrégularités topographiques dans les zones dunaires.

La dune de plage Sud-Ouest de Sidi Abed est fixée par un couvert végétal (naturel et artificiel) dont la hauteur, le type et la densité de la couverture varient. La plage Nord-Est est non végétalisée.

L'étude que nous avons réalisée a pour objectif de mettre en évidence l'effet combiné des houles et du vent sur l'évolution morphologique de la plage de la zone d'étude.

1. Zone d'étude

La zone d'étude Sidi Abed (figure 1), à 25 Km au sud d'El Jadida, correspond à un bassin qui appartient à la Méséta côtière du Maroc occidental.

La plaine des Doukkala, à laquelle appartient Sidi Abed, connaît depuis les années soixante un important essor économique avec un grand développement des activités agricoles et industrielles. Elle est également considérée pour les années à venir comme le second pôle industriel du Maroc, associé à une forte expansion démographique. D'après le dernier recensement effectué en 2004, la population de Sidi Abed s'élève à quelques 20 854 habitants.

L'anthropisation au niveau des dunes bordières, par la construction des aménagements, a provoqué une dégradation de ces dunes. Or ces dunes étaient à la fois un pare-choc et une réserve de sable pour l'alimentation des plages en période d'érosion.

La plage de Sidi Abed s'alimente par les sédiments de la plate forme. Ils proviennent du large et de l'érosion des falaises cénomaniennes environnantes. Son alimentation dépend de l'état de la plage, de la direction et de la puissance des conditions hydrodynamiques.

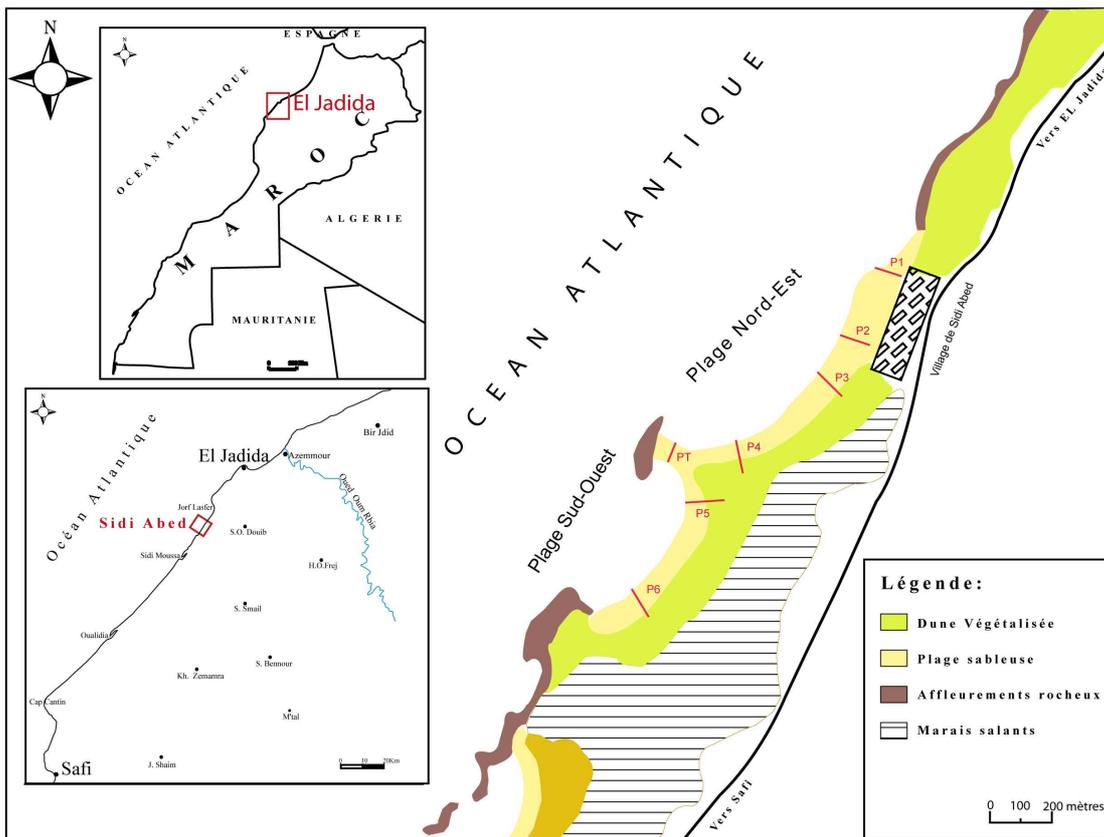


Figure 1. Carte de localisation de la zone d'étude et les profils (source : carte topographique 1/25000 publiée en 1991 par la Division de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques)

2. Conditions météorologiques et hydrodynamiques

Le climat y est de type méditerranéen semi-aride tempéré, à hiver doux et a été généralement chaud et sec. Les principaux agents qui participent à la mobilisation du sable sont le vent, les houles et les courants de marées.

2.1. Vents

D'après les résultats enregistrés par la station d'El Jadida (*In Chaibi, 2003*) et celui de Oualidia (*Carruesco, 1989*), les vents dominants soufflent du Nord ou de directions voisines. Cette direction est constante presque durant toute l'année, mais elle est interrompue pendant la saison des pluies et demeure stable en été. Les vents d'origine continentale (de secteurs E et S) sont relativement peu fréquents pendant l'été. Le littoral d'El Jadida est plus venté pendant l'hiver, durant la période humide (de novembre jusqu'à avril). Les vents dominants proviennent des secteurs N, NE et des secteurs NW. En hiver, le mois le plus calme est janvier avec une moyenne qui ne dépasse pas 4 m/s. Le plus agité est le mois de mars (4,75 m/s). Pendant la saison chaude, le mois de septembre (5,2 m/s) représente le mois le plus calme et le mois de mai (6,2 m/s) se caractérise par la moyenne la plus élevée.

En saison sèche (de mai à septembre) dominant les vents de secteur NE. Par contre, les vents d'Est constituent la direction la plus rare surtout en été. Les vents de SW sont les moins fréquents.

2.2. Marée

La marée est de type semi diurne avec un marnage entre 2 et 4 mètres et le signal grossièrement sinusoïdal, a une période de 12h25 min. Elle est caractérisée par deux cycles de marées dans le même jour, deux pleines mers et deux basses mers. Pendant les marées de mortes eaux, les courants sont plus faibles, révélant des intensités de l'ordre de 10 à 20 cm/s.

Les fortes plus fortes amplitudes sont enregistrées pendant les mois de janvier (4,40 m), de février (4,24 et 4,40 m) et de mars (4,45), où elles sont influencées par les vents de mer. Le maximum est atteint pendant les vives eaux du mois d'août avec 4,48 m. Les marées des mortes eaux du mois de mars représentent l'amplitude la plus faible atteinte sur toute l'année de 2001 avec une moyenne de 0,85 m (*Chaibi, 2003*).

2.3. Houle

Les données de houles présentées ici (Source : station météorologique nationale) sont celles du port de Jorf Lasfar de 1991 à 2001, qui se trouve à 8 km au Nord de Sidi Abed, et celles calculées au large, chaque quatre heures, de septembre 2006 à octobre 2007.

D'après les données du port on peut distinguer les caractéristiques suivantes :

- Les houles les moins fortes (inférieures à 2 m) sont les plus fréquentes pendant toutes les saisons. L'été est la saison d'accalmie avec des houles peu agressives.
- les houles "fortes" (entre 2 et 4 m) affectent le littoral pendant l'automne, l'hiver (avec une légère dominance) et le printemps.

- les houles très fortes (supérieure à 4 m) caractérisent essentiellement la période automnale et la période hivernale. Ce sont les périodes au cours desquelles se déroulent les plus grandes tempêtes.
- le printemps qui correspond à une période de transition au cours de laquelle les deux régimes sont représentés

L'interprétation des données présent au large montre que les houles les plus fortes sont enregistrées du 21-09-2006 jusqu'au 21-03-2007. Après on constate qu'elles deviennent moins fortes. La période la plus calme est du 18-07-2007 au 26-09-2007. En ce qui concerne la direction, elle varie, pour la plupart du temps, du Nord au Nord-Ouest. On remarque aussi que les houles les plus fortes proviennent de la direction WNW, tandis que les houles modérées proviennent de direction N à NW.

3. Matériels et méthodes

L'analyse des variations de la morphologie de la plage a été faite par comparaison entre deux mesures successives, elle nous a permis de suivre l'évolution temporelle de profil de plage. Quarante neuf profils de plage ont été réalisés. Le choix de l'emplacement des profils dépend, bien évidemment, de la géomorphologie de la plage de Sidi Abed (figure 1). Cette plage est comprise entre deux pointes rocheuses. Elle est séparée au milieu par un tombolo protégé par une masse rocheuse. Les profils sont répartis entre deux secteurs :

- Le secteur Nord Est qui correspond à la plage devant le village de Sidi Abed c'est-à-dire là où la dune est totalement détruite du côté Nord. Dans ce secteur nous avons réalisé quatre profils.

- La plage au secteur Sud Ouest, qui correspond à la zone d'existence des dunes qui sont protégées par la végétation. Dans ce secteur nous avons réalisé deux profils. Un autre profil a été réalisé sur le tombolo.

Les levés altimétriques ont été réalisés à l'aide d'un niveau-mètre et une mire graduée. Les profils sont réalisés suivant des radiales perpendiculaires au trait de côte et s'étendent jusqu'à la ligne de basse mer selon des semis de points tenant compte des ruptures de pentes. Les profils sont pris à marée basse lors des marées de vives eaux durant une année, de novembre 2006 à novembre 2007.

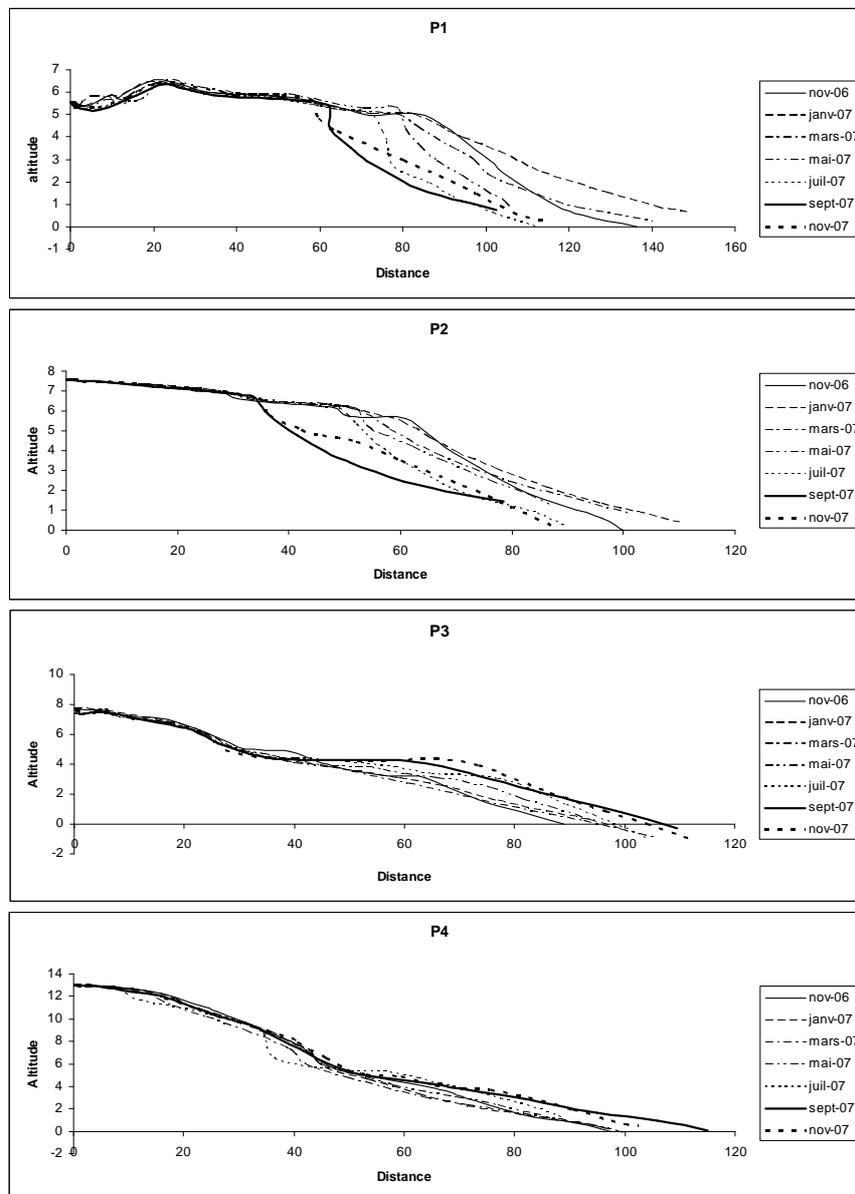
4. Résultats et discussions

L'analyse des profils de plage de Sidi Abed (figure 2) montre une grande variabilité morphologique. Pour mieux comprendre le fonctionnement de ce système, nous avons choisi de le diviser en trois petits secteurs homogènes.

- **Secteur 1** : Ce secteur, où la dune est totalement absente, regroupe les profils 1 et 2. Il est marqué par une érosion de l'estran progressive depuis le début des mesure en novembre 2006 jusqu'à novembre 2007, à l'exception de la mesure de janvier caractérisée par un léger engraissement. Cette érosion est à l'origine de l'absence des échanges entre la dune et la plage proprement dite, en raison des aménagements présents et de l'influence des houles de mauvais temps.

- **Secteur 2** : Ce secteur comprend les profils de 3, 4 et PT du tombolo. La plage aérienne est étroite voir absente au niveau du profil du tombolo. L'analyse morphologique de ces trois profils révèle une tendance à l'engraissement de l'estran, même en mauvais temps, en raison de sa protection par l'île barrière du tombolo et les affleurements rocheux qui font obstacle aux houles.

- **Secteur 3** : Il regroupe les profils 5 et 6. La superposition des profils de toutes les missions, montre que ces deux profils sont plus au moins stables et ne présentent aucune évolution de grande importance. Ce résultat est dû à l'aspect de cette partie Sud-Ouest de la plage de Sidi Abed. Elle est ouverte vers le WNW c'est-à-dire qu'elle est à l'abri des houles dominante N et NW. En plus, cette plage profite de l'existence d'un cordon rocheux sous marin discontinu.



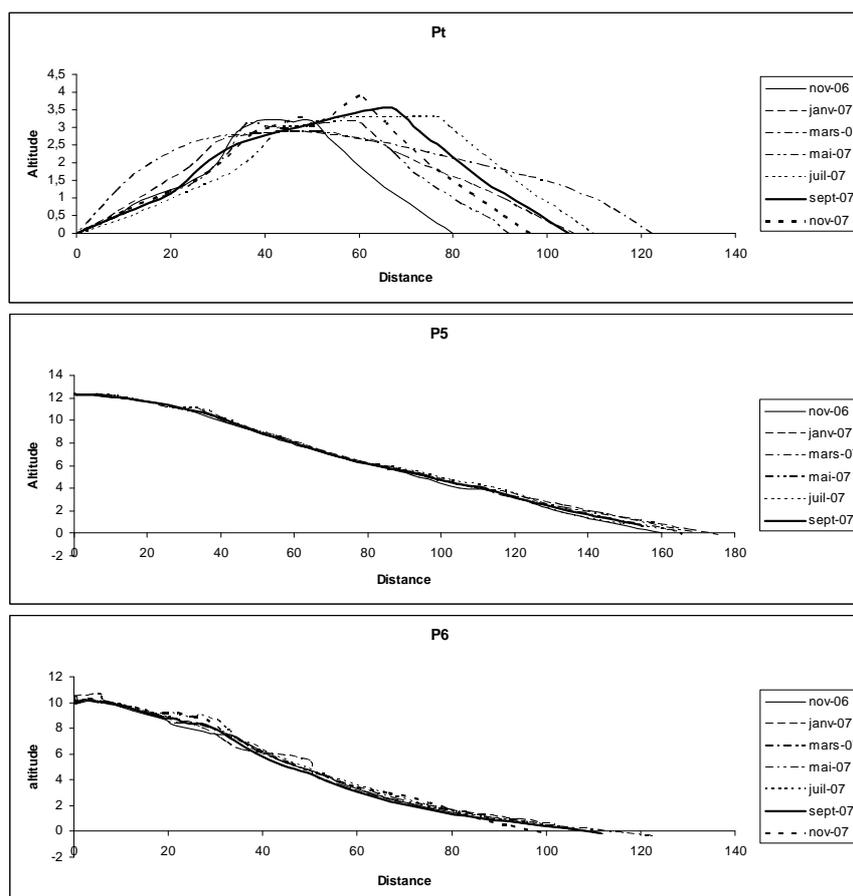


Figure 2. Evolution morphologique des profils P1, P2, P3, P4, PT, P5 et P6 tout les deux mois entre novembre 2006 et novembre 2007

Conclusion

L'utilisation de profils de plage nous a permis d'avoir une idée sur les tendances évolutives de la plage de Sidi Abed. Les observations des variations des profils de la plage de Sidi Abed montrent qu'ils sont caractérisés par une variabilité morphologique spatiale non négligeable. Cette variabilité témoigne du fait que cette zone est soumise à une forte action marine dans les secteurs 1 et 2, tandis que le secteur 3 est plus au moins stable. Il profite de sa position abritée des houles dominantes N et NW.

La majorité des changements morphologiques observés s'effectue au niveau de l'estran. Une tendance à l'érosion règne dans le secteur 1 et à l'engraissement dans le secteur 2. Ceci s'explique par le fait que le sable qui s'érode au Nord Est se déplace pour alimenter les profils du secteur 2 par l'intermédiaire de la dérive littorale.

Remerciement : Ce travail a été réalisé avec le soutien du PAI 101/MA/04 et le programme LagMar du réseau REMER.

Références bibliographiques

- Carruesco C., 1989. Genèse et évolution de trois lagunes du littoral atlantique depuis l'holocène : Oualidia, Moulay Bouselham (Maroc) et Arcachon (France). Thèse de Doctorat D'état n° 960, 2 tomes, 485 pages. Université de Bordeaux I (France).
- Chaibi M., 2003. Dynamique sédimentaire et morphogenese actuelle du littoral d'El Jadida (Maroc). Thèse de Doctorat Es-sciences, 235 p. Université-Aix-Marseille (France).
- Cooke R., Warren A. and Goudie A., 1993. Desert geomorphology, UCL press London, 526p.
- Dail H.J., Merrifield M.A. and Bevis M., 2000. Steep beach morphology changes due to energetic wave forcing. *Marine Geology* 162, 443–458.
- Komar, P.D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey. 429p.
- Omran E. Frihy, Mohamed S. Hassan, Essam A. Deabes and Abd El Moniem A. Badr., 2007. Seasonal wave changes and the morphodynamic response of the beach–inner shelf of Abu Qir Bay, Mediterranean coast, Egypt. *Marine Geology* 247. p.p. 145–158.
- Winant C.D., Inman D.L. and Nordstorm C.E., 1975. Description of seasonal beach changes using empirical eigenfunction. *J. Geophys. Res.* 80, 1979–1986.
- Wright L.D., Short A.D., Green M.O., 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surfzones; an empirical predictive model. *Marine Geology* 62, 339–364.

VARIATION SPATIOTEMPORELLE DE LA POLLUTION PHOTOCHIMIQUE DANS LE GRAND TUNIS

EL MELKI Taoufik

*Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, Université La Manouba (Tunisie)
U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive
tmelki2004@yahoo.fr*

Résumé : Avec ses quelques deux millions et demi d'habitants, Tunis représente la plus grande concentration urbaine de Tunisie. Ses qualités de capitale politique, administrative, économique et financière ont été depuis la moitié du siècle dernier, à l'origine d'une croissance urbaine accélérée. Ses activités industrielles (première zone industrielle du pays) et son parc automobile (environ 40% du parc national) sont à l'origine d'une très forte pollution atmosphérique. Les conditions météorologiques ambiantes : inversions thermiques fréquentes (El Melki T., 2007) et durée d'ensoleillement élevée, sont des facteurs propices à la concentration des polluants primaires et à la formation des polluants secondaires dont l'ozone (O_3) troposphérique, archétype de la pollution photochimique. Le site de la ville, encadrée par un amphithéâtre de collines assez élevées l'entourant en croissant, réduit la ventilation et contribue largement à la formation des surconcentrations polluées. Toutes ces conditions réunies, justifient l'intérêt accordé à l'étude de la répartition spatiotemporelle de l'Ozone dans la ville de Tunis.

Mots-clés : Tunis – O_3 – répartition spatiotemporelle – conditions météorologiques.

Abstract: Tunis is the greatest urban center in Tunisia, with nearly two and a half millions inhabitants. Since the middle of the latest century, Tunis has accumulated various functions by becoming the politic, administrative, economic and financial capital of the country. As a result, it has known a rapid urban growth. Besides and because of its huge traffic (40% of Tunisia's cars are in Tunis) and its various industries (Tunis is the biggest industrial city in the country), Tunis has been suffering from a strong atmospheric pollution. The envioning weather conditions with very high temperature inversion rates (El Melki T., 2007) and long sunny periods are opportune to the concentration of primary pollutants and the formation of secondary pollutants, especially the Ozone (O_3), which presents the archetype of photochemical pollution. In addition, Tunis nests in a topographic crescent-shaped amphitheatre surrounding by high hills. Such a site has decreased the city's ventilation and upholds highly concentrated pollutants. All of these conditions gathered in Tunis, justify the interest accorded to the spatiotemporal repartition study of the Ozone in this city.

Key words: Tunis – O_3 - spatiotemporal repartition - weather conditions.

Introduction

L'intérêt officiel récemment accordé aux questions environnementales (création d'un « Ministère de l'environnement et du développement durable ») et l'installation récente de cinq stations (fig. 1) de mesure de la qualité de l'air (contrôlées par l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement : ANPE) dans des quartiers différents du Grand Tunis : en centre ville (station de Beb Saâdoun : B.S) et en banlieues industrielle (station de Ben Arous) et résidentielles (station de Rades, d'El Mourouj et d'En Nahli) ont rendu possible une étude spatiotemporelle de la répartition de la pollution photochimique dans le Grand-Tunis. La taille de la ville (environ 30 Km de diamètre) et la forte concentration humaine qu'elle présente (2.5 millions d'habitants environ), associées à une morphologie urbaine des plus variées et à un cadre topographique très particulier donnent à la compréhension de la variation spatiotemporelle de ce type de pollution un grand intérêt.

L'étude se base sur des relevés horaires des concentrations d' O_3 , mesurées par les cinq stations indiquées ci-dessus, et ce pour la période allant de juin 2005 à décembre 2006. La station de Beb Saâdoun, en centre ville, fournit des relevés horaires de pollution primaire azotée (NO , NO_2 et total NO_x). Ainsi, l'éventuelle relation entre les conditions météorologiques ambiantes, la pollution azotée primaire et les niveaux d' O_3 ne peut être envisagée que pour cette station. Des mesures météorologiques tri-horaires (températures

maximale et minimale, directions et vitesses du vent, nébulosité, insolation et pression atmosphérique) sont fournies par la station météo de Tunis-Carthage pour la même période. L'utilisation des relevés météorologiques de cette station représente encore une contrainte non moins importante. Cette station occupe une position périurbaine. De ce fait, elle est théoriquement peu influencée par la masse urbaine du Grand-Tunis, contrairement aux stations de la qualité de l'air qui occupent des positions franchement intra urbaines et subissent les effets thermodynamiques directs de la morphologie urbaine.

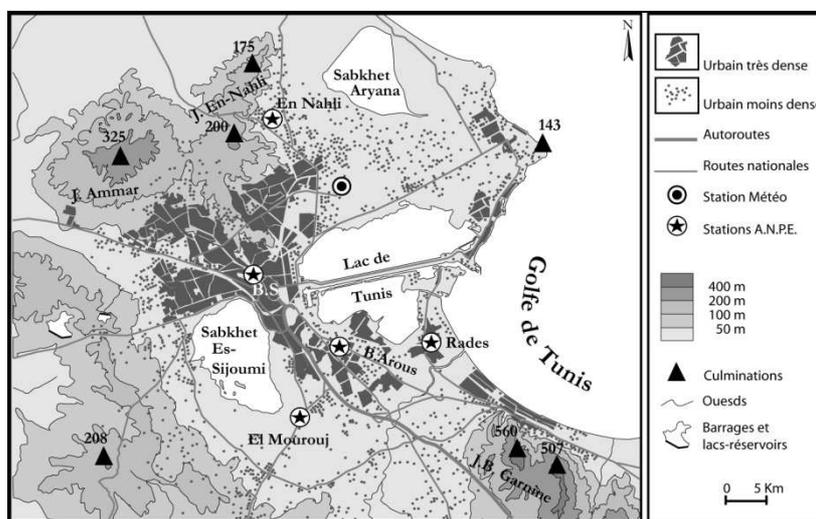


Figure 1. Site de la ville de Tunis et localisation des stations (ANPE) de la qualité de l'air et de la station météo de Tunis-Carthage (INM).

1. Variation spatiotemporelle des concentrations moyennes de l'O₃ à Tunis

1.1. Variation des concentrations horaires et mensuelles moyennes

L'évolution temporelle des concentrations moyennes de l'O₃ dans le Grand-Tunis représente, pour toutes les stations, un profil classique aussi bien à l'échelle de la journée (valeurs horaires, fig. 2) qu'à l'échelle de la saison ou de l'année (valeurs mensuelles moyennes, fig. 3). Les valeurs les plus basses correspondent aux périodes les moins chaudes de la journée (fin de nuit) ou de l'année (hiver). Les variations temporelles de l'apport solaire, aux mêmes échelles temporelles, en représentent la principale cause.

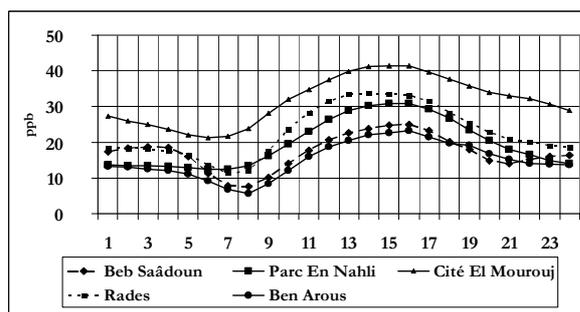


Figure 2. Variation des concentrations horaires moyennes de l'O₃ dans le Grand-Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

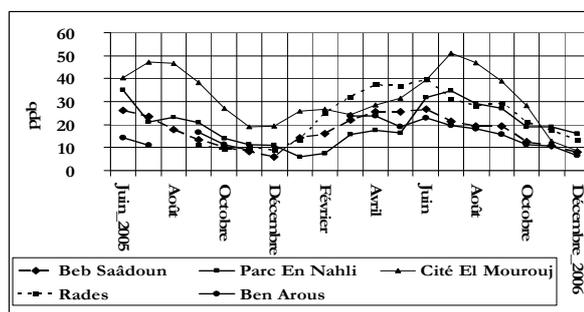


Figure 3. Variation des concentrations mensuelles moyennes de l'O₃ dans le Grand-Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

Au niveau spatial, les stations de Beb Saâdoun (centre-ville) et de Ben Arous (zone industrielle) sont relativement moins touchées par la pollution photochimique. Celle-ci passe pour être une pollution périurbaine. L'oxygène contenu dans les différents polluants primaires (oxydes d'azote, de carbone, composés organiques volatils...) est chimiquement très instables. Il réagit rapidement en présence de la lumière solaire. Les réactions photochimiques

d'associations et de dissociation des gaz atmosphériques contribuent à détruire l'O₃. Ces oxydes rejetés dans l'atmosphère par l'industrie et l'automobile sont plus abondants en centre urbain. L'évolution temporelle des concentrations des oxydes d'azote en phase diurne et pendant la période chaude de l'année est littéralement opposée en centre-ville de Tunis (Beb Saâdou), à celle de l'O₃ (fig. 4 et 5) :

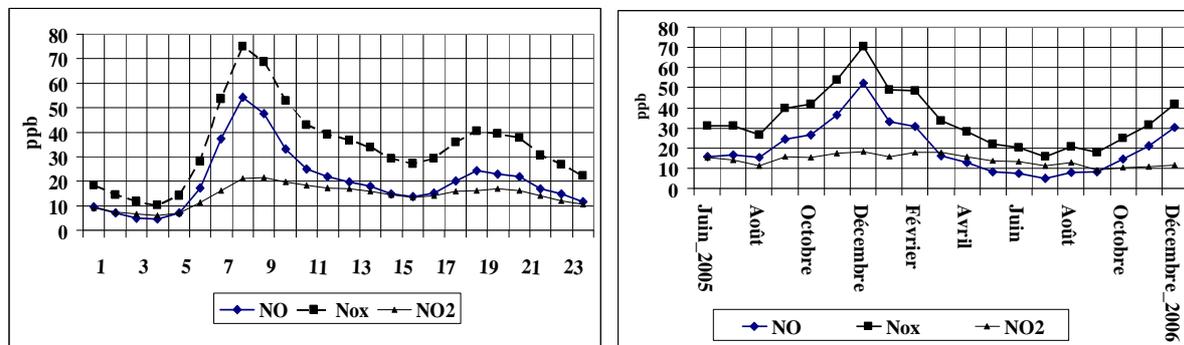
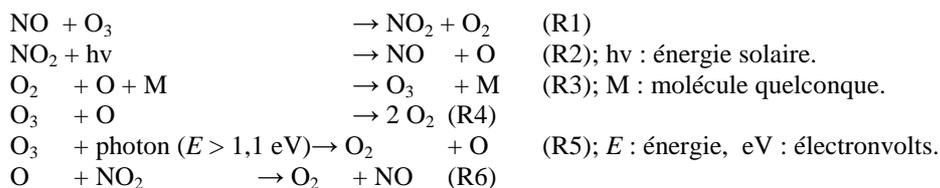


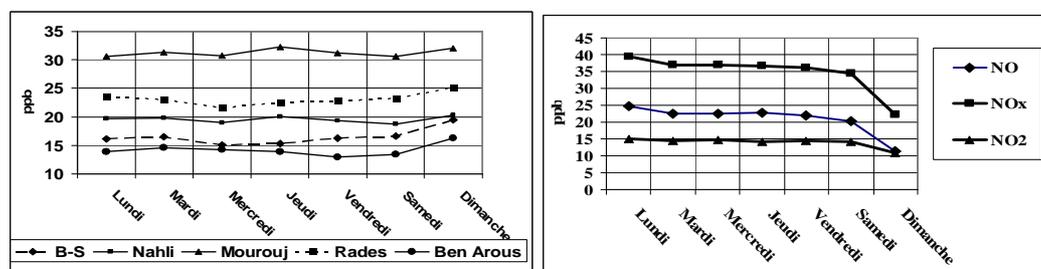
Figure 4 et 5. Variation des concentrations horaires moyennes (gauche) et des concentrations mensuelles moyennes (droite) des oxydes d'azote à Bebs Saâdou en centre-ville de Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

Les différentes réactions chimiques possibles combinant des NO_x et l'O₃ sont bien connues (AIRPARIF, 2001 ; ERPURS, 2003) :



La présence du monoxyde d'azote (NO) dans l'atmosphère aboutit immédiatement à la destruction de l'O₃ (réaction, R1). Le NO est produit directement par l'industrie et l'automobile ou suite à la désintégration photochimique (R2) du dioxyde d'azote (NO₂) par effet de l'énergie solaire (hv). Le NO peut être produit aussi par la réaction (R6) : le dioxyde d'azote pouvant réagir avec un atome libre d'oxygène produit par la réaction (R2). Il est à noter aussi que chaque fois qu'il y a un atome libre d'oxygène, il y a la possibilité de formation de l'O₃ (R3) ou de sa destruction (R4). Cependant, le NO est chimiquement plus stable que l'O₃, de telle sorte qu'une seule molécule de NO peut servir dans une infinité de réactions de type (R1) et peut détruire autant de molécules d'O₃. C'est précisément pour cette raison que les milieux riches en oxydes d'azote tels que les centres urbains et les zones industrielles, s'appauvrissent en O₃.

1.2. Variation des concentrations hebdomadaires moyennes



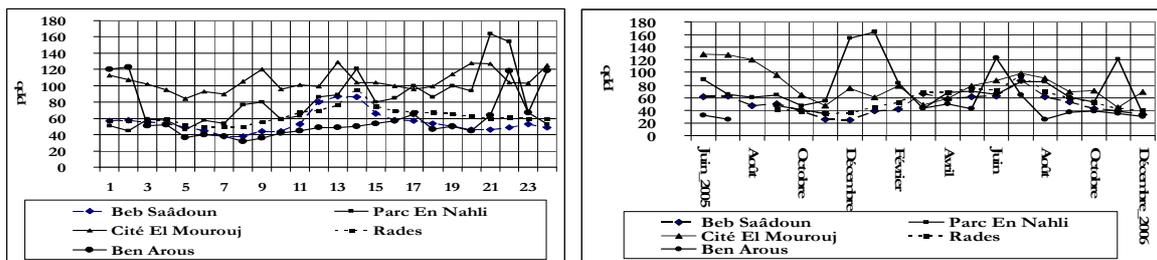
Figures 6 et 7. Variation des concentrations hebdomadaires moyennes de l'O₃ dans le Grand-Tunis (gauche) et des oxydes d'azote à Bebs Saâdou (droite) en centre-ville de Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

C'est la baisse de production des polluants primaires (fig. 7) qui explique, à juste titre, l'augmentation relative des concentrations hebdomadaires moyennes de l'O₃ en fin de semaine. Ce phénomène caractérisant toutes les stations (fig. 6) est sensiblement plus net au niveau des stations de Beb Saâdoun (centre-ville) et de Ben Arous (banlieue industrielle). Ces deux dernières représentent deux stations de mesure de la pollution de proximité. Elles sont plus sensibles aux variations instantanées des niveaux des polluants mesurés. Dimanche, toutes les usines ferment leurs portes et le trafic automobile devient négligeable. Cette évolution s'amorce depuis samedi. Ce dernier, jour non ouvrable aussi pour un grand nombre d'activités localisées en centre-ville (secteur bancaire...), connaît une diminution sensible du trafic automobile. Cette évolution affirme bien la relation proportionnellement inverse entre les niveaux des oxydes d'azote et les niveaux de l'O₃.

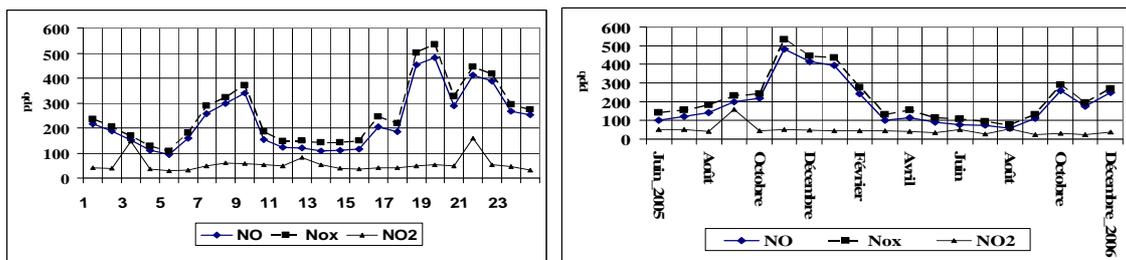
2. Les concentrations maximales de l'O₃ dans le Grand-Tunis

2.1. Variations temporelles des concentrations maximales d'O₃ dans le Grand-Tunis

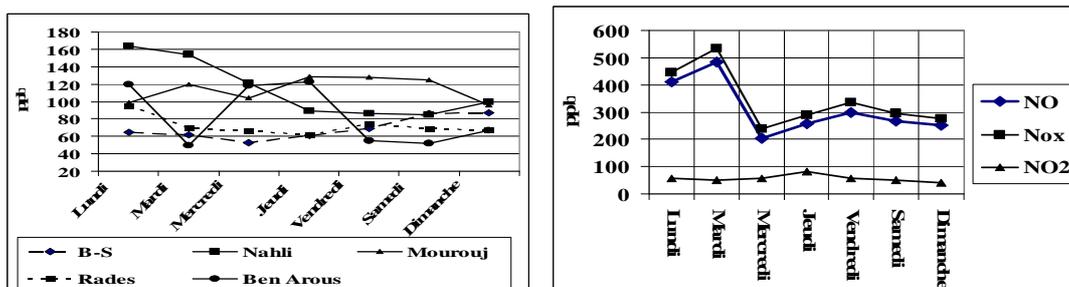
Les concentrations maximales horaires, hebdomadaires et mensuelles de l'O₃ (fig. 8, 9 et 12) se produisent, indépendamment de la saison, à tous les moments de la journée, et même en phase nocturne, contrairement aux concentrations horaires, hebdomadaires et mensuelles maximales des oxydes d'azote (fig. 10, 11 et 13) qui reflètent tant bien que mal les cycles de l'évolution temporelle moyenne appropriée :



Figures 8 et 9. Variation des concentrations horaires maximales (gauche) et des concentrations mensuelles maximales (droite) de l'O₃ dans le Grand-Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

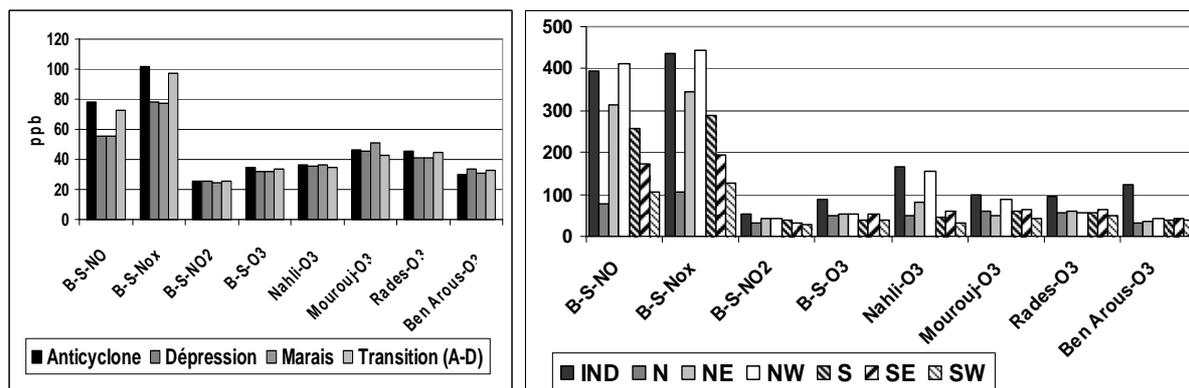


Figures 10 et 11. Variation des concentrations horaires maximales (gauche) et des concentrations mensuelles maximales (droite) des oxydes d'azote à Beb Saâdoun en centre-ville de Tunis (juin 2005 – décembre 2006).



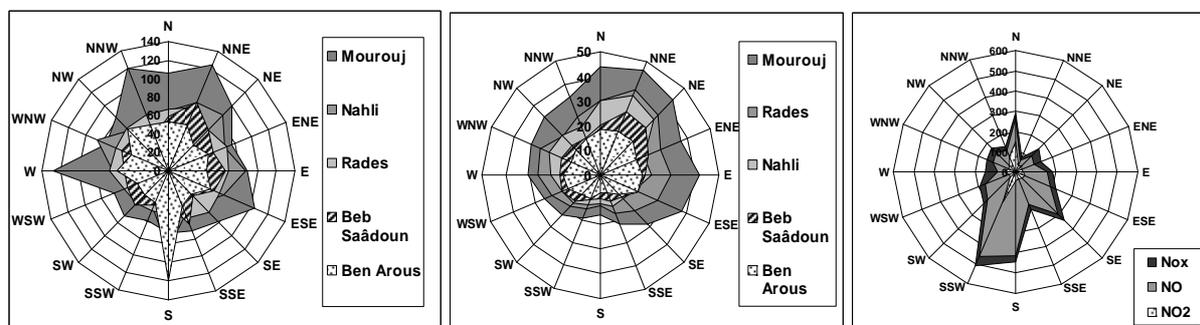
Figures 12 et 13. Variation des concentrations hebdomadaires maximales de l'O₃ dans le Grand-Tunis (gauche) et des oxydes d'azote à Beb Saâdoun (droite) en centre-ville de Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

Ces concentrations maximales ne paraissent pas dépendre de facteurs d'échelles synoptiques (fig. 14 et 15) :



Figures 14 et 15. Types de champs barométriques (gauche) et flux (rose de 8 directions) atmosphériques (droite) associés aux concentrations annuelles maximales des oxydes d'azote à Beb Saâdoun (B-S) et de l'O₃ dans le Grand-Tunis (juin 2005 – décembre 2006).

Exception faite de la pointe associée à la direction Sud, enregistrée à Ben Arous, les concentrations annuelles maximales (fig. 16) d'O₃ sont associées à des directions de vent essentiellement de secteur nord. La rose des vents associés aux concentrations moyennes annuelles d'O₃ (fig. 17) le confirme plus clairement. Cette répartition affirme la relation inverse entre polluant azotés et polluants photochimiques. En fait, avec des vents de secteur Sud, le Grand-Tunis se trouve sous le vent de l'essentiel de ses zones industrielles, localisées quasiment toutes en banlieue sud : Ben Arous, Megrine, Jbel Ej-Jloud... Les polluants primaires issus de ces industries se rajoutent (fig. 18) à ceux produits par le trafic automobile, ce qui favorise énormément la destruction de l'O₃. L'évolution opposée avec des vents de secteur Nord favorise mieux la formation de l'O₃.



Figures 16, 17 et 18. Directions du vent associées aux concentrations annuelles maximales (gauche) et aux concentrations annuelles moyennes (centre) d'O₃ et directions du vent associées aux concentrations annuelles maximales des oxydes d'azote (à droite) à Beb Saâdoun (juin 2005 – décembre 2006).

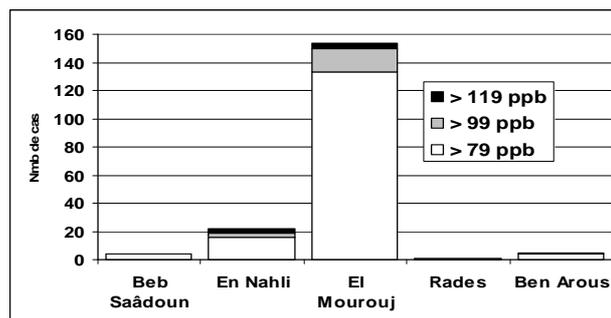
2.2. Franchissement des seuils critiques des concentrations d'O₃ dans le Grand-Tunis

Les seuils critiques de la pollution photochimique déterminés par les normes tunisiennes de la qualité de l'air (ANPE, 1994) sont les niveaux 77ppb, 102ppb et 120ppb représentant des paliers de risques sanitaires menaçants, par ordre de gravité croissante. Ces risques sont présumés absents ou faibles en deçà de 77ppb, ce qui est fort discutable. A partir de ce dernier seuil, des nuisances physiologiques commencent théoriquement à être ressenties par les personnes les plus fragiles au moins.

Les deux stations concernées par ces valeurs considérées nocives (fig. 19) se localisent dans deux parcs périurbains, dans deux banlieues résidentielles de type « cités-dortoirs ». La

Cité En Nahli se trouve dans l'extrême Nord du Grand-Tunis, et la Cité El Mourouj se trouve dans l'extrême Sud de la ville (fig. 1).

Figure 19. Fréquence des cas avec des concentrations horaires d'O₃ supérieures à 79ppb et 99ppb dans le Grand-Tunis (juin 2005 – décembre 2006).



Au cours de la période étudiée, toutes les stations confondues, un total de 190 cas de concentrations horaires d'O₃ supérieures ou égales à 80ppb est enregistré. Sur ces 190 cas, trois cas uniques concernent deux stations simultanément. Cela veut dire que ces surconcentrations polluées dépendent de facteurs locaux plus que de facteurs d'échelle synoptique. Les faits appuient cette hypothèse. Les vitesses du vent associé à ces fortes concentrations d'O₃ sont dans 76% des cas inférieures ou égales à 5m/s. Ainsi, ces surconcentrations polluées sont déterminées essentiellement par des situations de stagnation atmosphérique. La topographie très vallonnée du Grand-Tunis, constituée de plusieurs petites cuvettes plus ou moins isolées par des collines intermédiaires, favorise encore cette stagnation. Les cités El Mourouj et En Nahli se distinguent ainsi du reste du Grand Tunis. C'est peut être aussi pour cette raison que la station de Rades (localisée dans le complexe sportif du 7 novembre), bien que de localisation périurbaine et très proche de la Cité El Mourouj, connaît très peu de surconcentrations d'O₃. Cette station se trouve en fait dans la même cuvette topographique occupée par la zone industrielle de Ben Arous. Des mesures des niveaux des oxydes d'azotes à Rades auraient pu confirmer cette hypothèse. Cependant, ce paramètre n'est pas mesuré dans ce site.

Conclusion

Ce papier présente des investigations préliminaires dans un domaine très vaste de recherches climatologiques et environnementales. La variation spatiotemporelle de la pollution photochimique dans le grand Tunis n'est que très sommairement décrite. Un complément d'explication reste à chercher. En effet deux volets de la question restent inexplorés : le premier concerne les pics nocturnes et hivernaux d'O₃ à Tunis, et le second se rattache à la relation entre les caractères thermodynamiques de l'air ambiant et les niveaux des concentrations polluées.

Références bibliographiques

AIRPARIF (Surveillance de la qualité de l'air en Ile de France), 2001. *Étude de la distribution spatiale des niveaux moyens d'ozone en période estivale dans le secteur de Rambouillet et dans la Zone rurale sud-ouest de l'Ile de France*. www.airparif.asso.fr_document en ligne, 62 p.

El Melki T., 2007. Inversions thermiques et concentrations de polluants atmosphériques dans la basse troposphère de Tunis. *Climatologie (Annales de l'AIC)*, vol. 4, 105-130.

ERPURS (Évaluation des risques de la pollution urbaine sur la santé), 2003. *Analyse des liens entre pollution photo-oxydante et hospitalisations pour causes respiratoires (2000-2003)*. Étude réalisée par Chardon B., Lefranc A. (Observatoire régional de santé d'Île-de-France), & Moreto F. (Airparif), 65 p.

Ministère de l'Environnement et du Développement Durable, 2006. *Rapport annuel sur la qualité de l'air en Tunisie*. 54 p.

INFLUENCE DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES ET CHIMIQUES SUR LA QUALITÉ DE L'AIR AUX PORTAILS DES TUNNELS AUTOROUTIERS DANS LE JURA SUISSE

FALLOT Jean-Michel*, HERTIG Jacques-André **

* Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH – 1015 Lausanne, E-mail : Jean-Michel.Fallot@unil.ch

** Hertig & Lador S.A., CH-1176 St Livres

Résumé : *Les mesures in situ de la qualité de l'air effectuées aux portails de plusieurs tunnels autoroutiers dans le Jura suisse ont mis en évidence des pointes d'oxydes d'azote très élevées à ces endroits, notamment par situation anticyclonique en saison chaude. Il en résulte des cycles saisonniers différents pour les oxydes d'azote aux portails des tunnels, comparativement aux autres endroits du Jura suisse.*

Mots-clés : *pollution de l'air, portails des tunnels autoroutiers, facteurs climatiques, valeurs limites.*

Abstract: *Air pollutant concentrations were measured near portals of several highway tunnels in the Swiss Jura. These field measurements show some very high concentrations of nitrogen oxides at these locations, especially during anticyclonic situations in warm season. Therefore, seasonal variations for nitrogen oxides are different near tunnels portals in comparison with other locations in the Swiss Jura.*

Key words: *air pollution, portals of highway tunnels, climatic parameters, limiting values.*

Introduction

Les modélisations des immissions atmosphériques effectuées pour plusieurs tunnels autoroutiers dans le cadre d'études d'impact sur l'environnement (EIE) ont montré que certains polluants peuvent atteindre des concentrations excessives aux portails des tunnels routiers, même s'ils sont équipés d'une ventilation mécanique (Zace Services, 1987 ; Hertig Ingénieur, 1998). Ceci a conduit l'Office Fédéral des Routes en Suisse (OFROU) à revoir ses directives et à demander que les valeurs limites d'immissions de la qualité de l'air en vigueur en Suisse soient respectées aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des tunnels (OFROU, 2001). Auparavant, le dimensionnement d'une ventilation mécanique pour un tunnel se basait uniquement sur des valeurs limites définies pour les NO_x, le CO et l'opacité des fumées à l'intérieur de ce dernier (AICPR, 1999), sans se préoccuper de la qualité de l'air à l'extérieur.

Mais les résultats des modélisations près des portails des tunnels sont très sensibles à des facteurs chimiques (transformation du NO en NO₂ au contact de l'ozone) et météorologiques (ventilation,...). Une mauvaise estimation de ces paramètres peut conduire à des erreurs dans les calculs des concentrations des polluants par les modèles aux portails des tunnels.

1. Méthodes et cadre de l'étude

Pour ces raisons, des campagnes de mesures in situ ont été réalisées durant 2 ans à l'aide de capteurs passifs et de laboratoires mobiles aux portails de 2 tunnels de l'autoroute A16 dans le canton du Jura dans le Nord-Ouest de la Suisse (fig. 1), afin de documenter les concentrations des principaux polluants atmosphériques en fonction du trafic, des situations météorologiques et des saisons. Les 2 tunnels choisis du Mont Russelin et du Mont Terri ont une longueur de respectivement 3,6 et 4 km. Ils sont équipés d'une ventilation mécanique avec une cheminée d'aération centrale ressortant au sommet des chaînes de montagne. L'altitude de ces dernières atteint 800 à 900 m/mer, alors que le fond des vallées ou des dépressions se situe à environ 500 m/mer. Le trafic circulant à travers ces 2 tunnels bidirectionnels avoisine 10 000 véhicules par jour, soit une valeur assez modeste.

Deux stations fixes de l'Office des Eaux et de la Protection de la Nature du canton du Jura (OEPN) ont mesuré en continu pendant 16 mois les concentrations semi-horaires de NO,

NO₂, NO_x et d’ozone aux portails Nord de ces 2 tunnels. Un laboratoire mobile de l’OEPN a mesuré les mêmes polluants au portail Sud du tunnel du Mont Russelin durant 10 mois. Des capteurs passifs ont été placés en plusieurs endroits autour des 4 portails, au bord de l’A16 et un peu en retrait, afin de compléter les mesures dans l’espace pour le NO₂. Ces capteurs passifs permettent de déterminer les concentrations moyennes de ce polluant sur des périodes de 15 jours. De tels capteurs passifs n’existent pas pour les autres polluants.

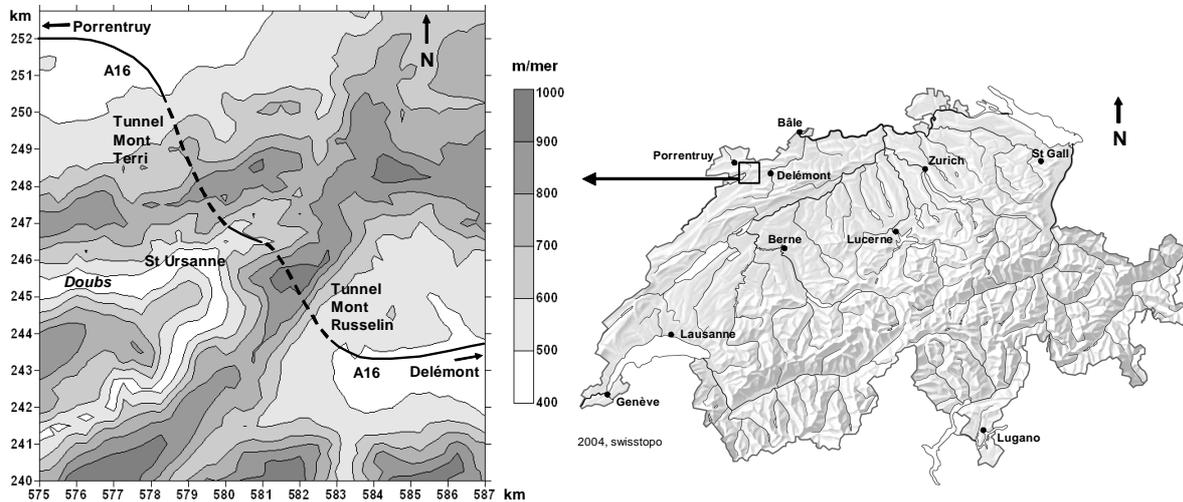


Figure 1. Localisation des tunnels de l’autoroute A16 étudiés dans le Jura suisse.

2. Résultats

Les mesures des stations fixes ont révélé que les concentrations des NO_x et du NO varient quelquefois très fortement d’un jour à l’autre aux portails des tunnels du Mont Terri et du Mont Russelin, avec des pointes particulièrement élevées durant certains jours (fig. 2). Les concentrations moyennes semi-horaires et journalières de NO_x peuvent grimper jusqu’à respectivement 2500 et 400 ppb. Ces pointes résultent surtout du NO et elles n’apparaissent pas en même temps aux différents portails. Elles coïncident le plus souvent avec les pointes de trafic du matin ou du soir, mais on en observe aussi au milieu de la nuit. Elles sont provoquées par de l’air vicié ressortant des tunnels par les portails, car les oxydes d’azote sont surtout émis par les véhicules sous la forme de NO et l’absence d’ozone à l’intérieur du tunnel ne favorise pas l’oxydation du NO en NO₂ comme à l’extérieur.

Une analyse des paramètres météorologiques mesurés par les stations fixes a montré que les pointes élevées de NO_x (> 500 ppb) et de NO se produisent le plus souvent par situation anticyclonique en saison chaude avec des vents faibles. Lors de telles situations, la température moyenne reste plus froide à l’intérieur des tunnels de l’A16 qu’à l’extérieur. Ces derniers ayant un profil en toit avec le point le plus élevé au milieu, l’air vicié dans ces tunnels, plus froid et plus lourd, peut s’écouler par gravité en direction des portails au lieu de ressortir par la cheminée centrale si la ventilation mécanique et les vents à l’extérieur ne s’opposent pas à un tel écoulement. Par situation anticyclonique en hiver, ces tunnels plus chauds favorisent plutôt une aspiration de l’air depuis l’extérieur qui peut ensuite ressortir par la cheminée centrale. Ces effets thermiques se rencontrent plus souvent dans le tunnel du Mont Terri que celui du Mont Russelin.

Des effets thermiques semblables ont été constatés pour le tunnel ferroviaire du Mont d’Or avec une pente ascendante unique de la Suisse à la France. Par situation anticyclonique en saison chaude avec des vents faibles et des températures moyennes plus froides à l’intérieur de ce tunnel, l’air s’écoule presque toujours par gravité en direction du point le plus bas côté

Suisse. On observe un écoulement inverse en hiver lorsque ce tunnel ferroviaire est plus chaud que l'extérieur (Fallot et al., 2006).

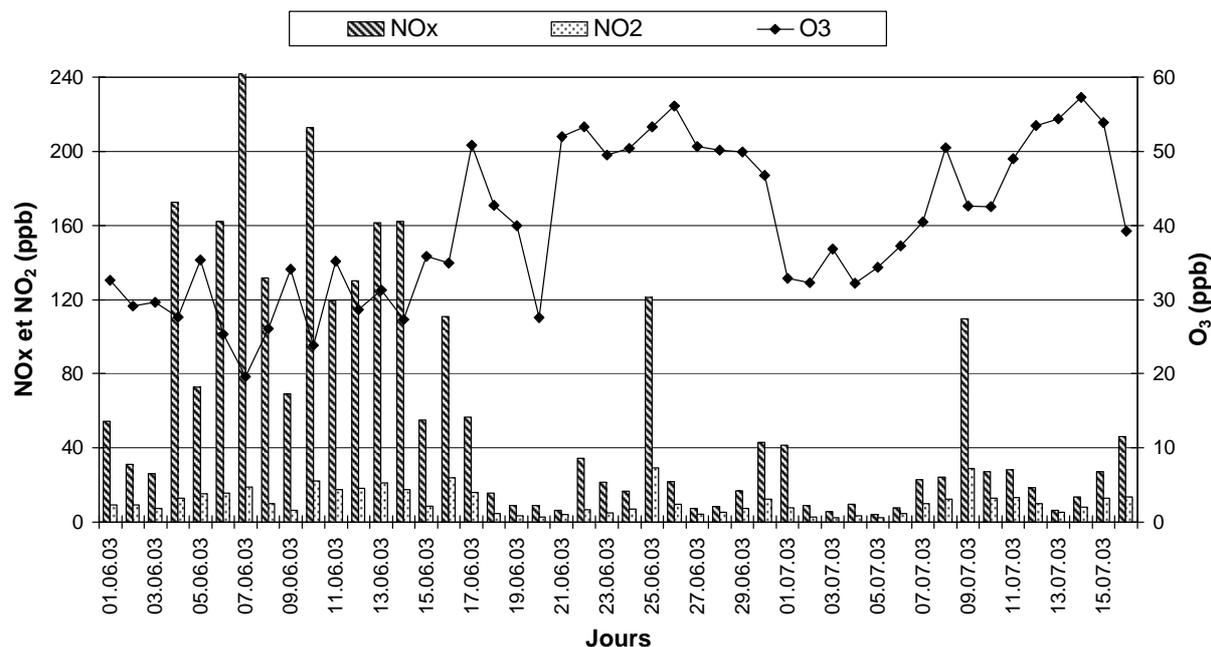


Figure 2. Concentrations moyennes journalières des polluants mesurées par une station fixe de l'OEPN au portail Nord du tunnel A16 du Mont Terri du 1^{er} juin au 16 juillet 2003.

Même si les pointes de NOx se présentent essentiellement sous la forme de NO, les concentrations moyennes de NO₂ deviennent quelquefois suffisamment élevées pour dépasser la valeur limite d'immission journalière de 80 µg/m³ en vigueur en Suisse pour ce polluant qui sert de référence au niveau de la qualité de l'air pour les oxydes d'azote. De tels dépassements se sont produits au printemps à 2 reprises au portail Nord du tunnel du Mont Terri et à 4 reprises au portail Nord du tunnel du tunnel du Mont Russelin durant les 16 mois de mesures. On remarque encore que ces pointes de NOx n'engendrent qu'une baisse assez modeste des concentrations moyennes journalières d'ozone aux portails des tunnels.

Consécutivement à ces pointes, les concentrations moyennes de NOx, de NO et de NO₂ sont en moyenne plus élevées en saison chaude que froide aux portails des tunnels. On peut le voir sur la figure 3 avec les concentrations moyennes de NO₂ mesurées par les capteurs passifs sur des périodes de 15 jours au portail Nord du tunnel du Mont Terri. Ces concentrations varient assez fortement d'une période à l'autre et d'un portail à l'autre au gré des pointes de NOx rencontrées.

Les mesures faites par les capteurs passifs montrent que les concentrations moyennes de NO₂ diminuent progressivement au bord de l'autoroute A16 quand on s'éloigne des portails (figure 3). Par contre, ces concentrations baissent rapidement quand on s'éloigne de l'A16 et elles restent quasiment constantes en campagne au-delà d'une distance horizontale de 100 m à cette autoroute : les concentrations de NO₂ moyennées sur des périodes de 15 jours varient alors entre 5 et 10 µg/m³ en saison chaude et elles peuvent avoisiner 15 µg/m³ en hiver, comme l'ont révélé d'autres mesures in situ par les capteurs passifs (non montrées ici). Dans le même temps, ces concentrations peuvent dépasser 60 µg/m³ aux portails et 40 µg/m³ au bord de l'A16 (fig. 3). Ceci confirme l'origine locale des immissions d'oxydes d'azote : les concentrations élevées de ces polluants ne couvrent qu'une petite surface autour des portails des tunnels et le long de l'A16.

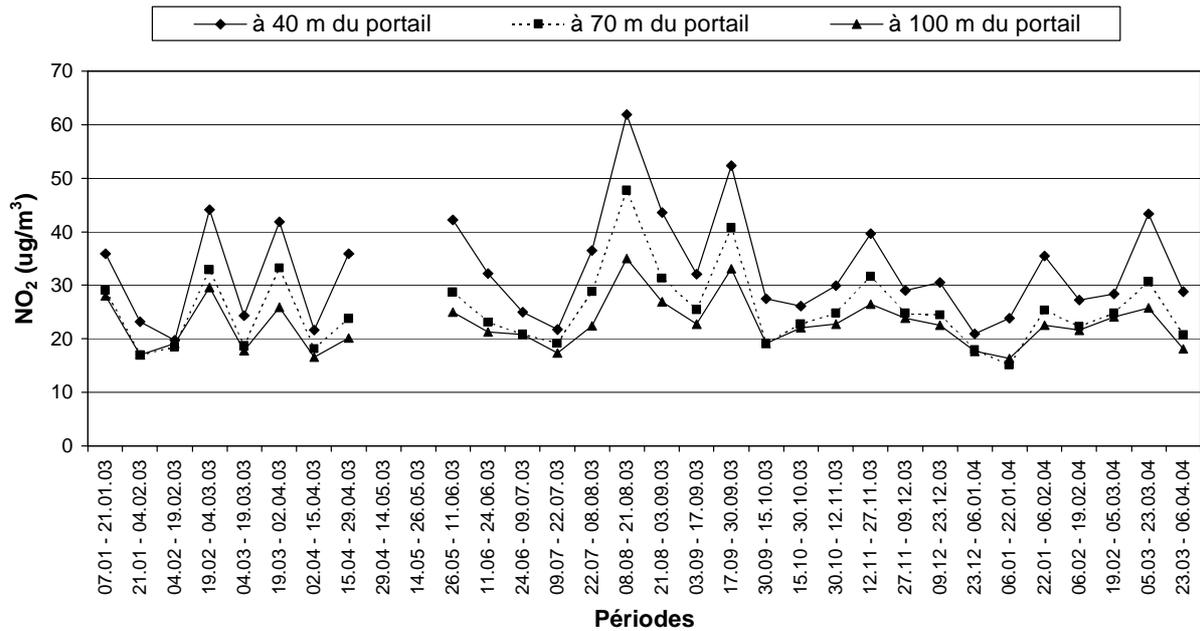


Figure 3. Concentrations moyennes de NO₂ mesurées par les capteurs passifs au bord de l'autoroute A16 près du portail Nord du tunnel du Mont Terri du 7 janvier 2003 au 06 avril 2004.

Des mesures de NO₂ par les capteurs passifs ont aussi été réalisées en 2005 et 2006 au bord d'autres tronçons de l'A16, ainsi qu'en plusieurs endroits des petites villes de Delémont (12000 habitants) et Porrentruy (7000 habitants). La figure 4 met en évidence des cycles saisonniers différents pour le NO₂ aux portails des tunnels, au bord d'une route chargée au centre ville et en périphérie de Delémont, à l'écart des routes à grand trafic.

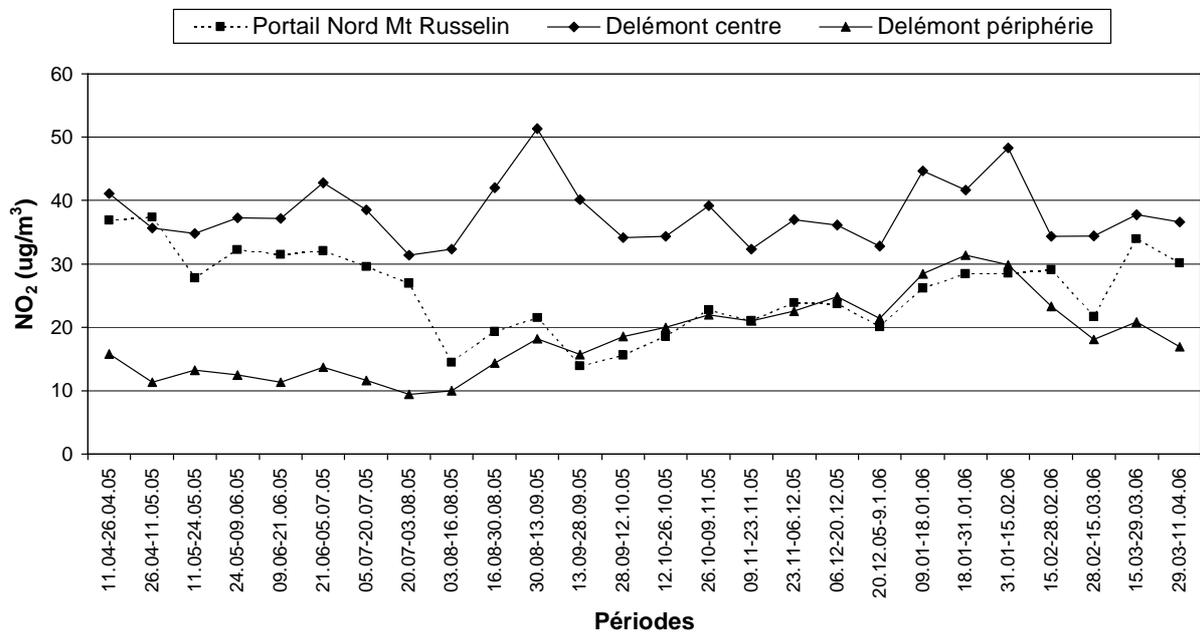


Figure 4. Concentrations moyennes de NO₂ mesurées par les capteurs passifs au portail Nord du tunnel du Mont Russelin et à 2 endroits de la ville de Delémont du 11 avril 2005 au 11 avril 2006.

Les concentrations moyennes de NO₂ sont plus élevées en saison froide que chaude en périphérie, alors qu'elles varient assez peu au cours de l'année dans un centre-ville chargé. Les différences de concentrations entre le centre-ville et la périphérie s'atténuent en hiver. La stabilité thermique de l'air plus grande rencontrée à cette saison favorise une accumulation

des polluants dans les basses couches de l'atmosphère qui affecte également la qualité de l'air en périphérie et en campagne. En saison chaude, on observe une meilleure ventilation et dispersion des polluants près du sol : seuls, les endroits proches des (gros) émetteurs de NO_x (routes à grand trafic) enregistrent des concentrations de NO₂ assez élevées. Par contre, les portails des tunnels autoroutiers restent davantage influencés par les pointes de NO_x qui se produisent plus souvent en saison chaude. Les concentrations moyennes de NO_x et de NO subissent des cycles saisonniers plus marqués que pour le NO₂, avec les mêmes différences entre les portails des tunnels et les autres endroits.

Des capteurs passifs pour le NO₂ ont été placés durant 2 ans au bord de tunnels de l'A16 plus courts d'environ 1 km de long situés au Sud de Delémont et de Porrentruy. Ces mesures ont également révélé de fortes variations dans les concentrations moyennes de NO₂ sur des périodes de 15 jours avec des valeurs quelquefois très élevées en saison chaude qui peuvent résulter d'un effet thermique similaire à celui décrit plus haut. Ces valeurs élevées sont toutefois assez étonnantes, car le trafic mesuré pour ces tunnels courts est encore plus faible (3000 à 5000 véhicules par jour) que celui enregistré pour les tunnels plus longs du Mont Terri et du Mont Russelin (10000 véhicules par jour). Certes, ces tunnels courts ne sont pas équipés de ventilation mécanique avec une cheminée d'aération centrale.

Un laboratoire mobile a également mesuré les concentrations moyennes de plusieurs polluants (NO_x, NO, NO₂, O₃) durant 6 mois en saison froide 2006-2007 au portail d'un de ces tunnels courts, à savoir le portail Est du tunnel du Banné près de Porrentruy. En vue de raccorder ces mesures avec celles faites précédemment aux portails des autres tunnels, nous avons estimé les concentrations moyennes annuelles pour une période de 6 ans (2001-2006) sur la base des mesures des mêmes polluants effectuées par 2 stations fixes à Delémont et Porrentruy en continu depuis 1992 (tab. 1). Ces mesures révèlent que les concentrations moyennes des oxydes d'azote n'ont guère varié d'une année à l'autre de 2001 à 2006.

Lieu	NO μg/m ³	NO ₂ μg/m ³	NO _x ppb	NO _x μg/m ³	O ₃ μg/m ³	NO ₂ /NO _x %
Portail Est tunnel Banné	31.6	32.0	42.2	79.3	25.4	40.3
Portail Nord tunnel Mt Terri	53.9	23.7	59.2	111.2	48.3	21.3
Portail Nord tunnel Mt Russelin	40.9	19.8	45.7	86.0	38.6	23.0
Portail Sud tunnel Mt Russelin	62.8	31.9	68.6	128.9	24.4	24.7
Porrentruy station fixe	10.1	16.0	16.7	31.4	39.9	50.9
Delémont station fixe	12.7	17.5	19.6	36.8	36.6	47.5

Tableau 1. Concentrations moyennes annuelles des polluants estimées (ou mesurées) sur une période de 6 ans (2001-2006) à quelques endroits du Jura.

A l'échelle annuelle, les portails des tunnels autoroutiers bidirectionnels (Mt Terri, Mt Russelin) sont très chargés en NO et en NO_x, comparativement aux petites villes (Delémont, Porrentruy) et aux autres endroits prospectés dans le Jura (tab. 1). Il faut préciser que les stations fixes de Delémont et de Porrentruy se situent au centre ville, mais en retrait des routes à grand trafic. Les concentrations moyennes annuelles des oxydes d'azote (NO, NO_x, NO₂) sont au moins 2 fois plus élevées au bord des routes chargées dans le centre de ces 2 villes. Par contre, les concentrations moyennes annuelles de NO₂ ne sont pas plus élevées aux portails de ces tunnels que dans les endroits chargés de ces petites villes, car les pourcentages moyens de NO₂ par rapport aux NO_x sont au moins 2 fois plus bas aux portails qu'ailleurs. Les concentrations annuelles de NO₂ respectent ainsi la valeur limite d'immission annuelle de référence en Suisse (30 μg/m³) pour ce polluant aux portails de ces tunnels, excepté au portail Sud du tunnel du Mont Russelin davantage chargé en oxydes d'azote. Cette valeur limite est

également légèrement dépassée pour le NO₂ aux portails des tunnels plus courts (Banné) alors que le trafic et les concentrations moyennes de NO et de NO_x sont plus faibles. Mais les pourcentages de NO₂ par rapport aux NO_x sont plus élevés pour ces tunnels courts que pour des tunnels plus longs avec un trafic plus important. Ces particularités soulignent le rôle des facteurs météorologiques et chimiques sur la qualité de l'air aux portails des tunnels qui peuvent conduire à des concentrations excessives de polluants là où on ne les attend pas.

Conclusion

Contrairement aux modélisations des immissions atmosphériques effectuées avant la mise en service de l'autoroute A16, les mesures in situ de la pollution de l'air réalisées après l'ouverture de l'A16 ont révélé que les concentrations moyennes annuelles de NO₂ ne sont pas excessives aux portails des tunnels bidirectionnels de 3.5 à 4 km de long avec un trafic moyen de 10000 véhicules. Elles respectent la valeur limite d'immission annuelle de 30 ug/m³ définie pour ce polluant en Suisse (sauf au portail Sud du tunnel du Mont Russelin où elle est légèrement dépassée). Cette divergence entre les modélisations et les mesures in situ résulte notamment d'une surestimation des transformations chimiques du NO en NO₂ par les modèles à l'échelle annuelle. Ces transformations chimiques sont plus importantes aux portails des tunnels plus courts (environ 1 km) avec un trafic plus faible et des concentrations moyennes de NO et des NO_x plus basses. Il en résulte des concentrations moyennes annuelles de NO₂ plus élevées à ces portails qui dépassent légèrement la valeur limite d'immission annuelle pour ce polluant : les mesures in situ et les modélisations des immissions atmosphériques avaient abouti à des résultats assez semblables pour ces tunnels courts. Mais ces concentrations excessives ne couvrent qu'une petite surface autour des portails.

Les mesures in situ ont également montré des variations importantes dans les concentrations des oxydes d'azote aux portails de tous les tunnels autoroutiers prospectés. Des pointes des NO_x et de NO très élevées ont été mesurées à plusieurs reprises à ces portails, notamment en saison chaude par situation anticyclonique. Elles ont quelquefois entraîné des dépassements de la valeur limite d'immission journalière pour le NO₂ (80 ug/m³). Les modélisations n'avaient pas mis en évidence de telles pointes à l'échelle journalière. Il convient d'introduire les résultats de ces mesures in situ dans les modèles et de remédier à ces pointes en réglant au mieux la ventilation mécanique des tunnels bidirectionnels, afin de satisfaire aux nouvelles directives de l'OFROU.

Références bibliographiques

- AIPCR, 1999. *Tunnels routiers : émissions, ventilation, environnement*. Publication inter-congrès du Groupe de travail N°2, Comité des Tunnels Routiers de l'Association Mondiale de la Route (AIPCR), Kuala Lumpur.
- Fallot J.-M., Hertig J.-A., Engel R., Brena A., 2006. Etude de la ventilation dans un tunnel ferroviaire avec une pente ascendante unique. Actes du 19^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Epernay, 6-9.9.2006, p. 100-108.
- Hertig Ingénieur, 1998. Rapport d'impact sur l'environnement pour le projet définitif de la section 2 de l'A16. Lausanne, octobre 1998, 380 p. + annexes.
- OFROU, 2001. Directive Domaine Tunnels et électromécanique. Ventilation des tunnels routiers. Choix du système, dimensionnement et exploitation. Office fédéral de Routes (OFROU), Berne, juillet 2001, 75 p.
- Zace Services S.A., 1987. Rapport d'impact sur l'environnement pour le projet définitif de la section 5 de l'A16. Lausanne, octobre 1987, 261 p. + annexes.

Remerciements

Cette étude a été financée par le Service des Ponts et Chaussée (PCH) du canton du Jura. Les mesures in situ de la qualité de l'air ont été réalisées par l'OEPN et les capteurs passifs analysés par le bureau FUB.

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR L'ENNEIGEMENT DANS LES PRE-ALPES ITALIENNES : LE CAS DE FOLGARIA (TRENTINO)

FAZZINI Massimiliano

Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della terra – Via Saragat, 1 44100 Ferrara – fzmsm@unife.it;
te.l +39.0532.974741

Résumé : *L'objectif de ce travail est celui d'analyser l'influence des conditions climatiques sur les sports d'hiver sur le domaine skiable de Folgaria-Lavarone, situé dans les Préalpes italiennes orientales. Dans les Alpes orientales italiennes, dès les années 80, la hausse des températures est d'environ 0,7°degrés (surtout en situation de flux perturbés méditerranéens). Cette augmentation de la température a engendré une baisse significative des chutes de neiges et, par conséquent, des totaux saisonniers de neige et de la persistance au sol, en particulier en altitude inférieure à 1200 mètres. Pour analyser l'enneigement à l'hectare, on a utilisé les données de deux stations de niveau de neige manuel et automatique, situées au fond de la vallée, près du village de Folgaria, (Passo Sommo, 1360 m.s.n.m) et au niveau du domaine skiable (Monte Campomolon, 1735 m.s.n.m.) respectivement pour la période 1981-2006 et 1996-2006. Après avoir calculé, aux deux différentes altitudes, le nombre de jours avec possibilité de sport d'hiver avec neige naturelle et artificielle, on a essayé une prévision des "scénarios" "prévues pour les prochaines 25 ans, en considérant tout simplement une augmentation de la température de un degré en respectant les valeurs de 1981-2006. Les résultats montrent une baisse généralisée mais pas très significative du nombre total des jours skiabiles, surtout grâce à la persistance des baisses de températures du début de l'hiver qui assurent la possibilité de produire la neige artificielle.*

Mot-clés : *Changement climatiques, skiabilité, scénarios, neige artificielle.*

Abstract: *Aim of this research is to quantify present and future skiability variability in the important Folgaria and Lavarone skying district, located at relatively modest elevation in the eastern Italian Pre-Alps. In this area, the increase in mean temperature during the last three decades is about 0.7°C – such a value is higher in coincidence with the transit of Mediterranean perturbations and reach about 1°C for the winter minima. Such a situation has caused – especially at elevations lower than 1200 m a.s.l. – a significant decrease of the snowy days number and, consequently, of the total snow thickness and duration on the ground. Therefore, to allow winter sports, artificial snow is necessary, especially at the beginning of the season. In order to analyse the nivometric characteristics of the study area, the data of two manual and automatic meteo stations, located on the vally floor – near the village of Folgaria (Passo Sommo station, 1360 m a.s.l.) – and on the highest point of the skying district (Campomolon – 1735 m a.s.l.) respectively, have been used. The former meteo station has been working since the 1981-82 winter season, the latter since 1996-97. An average nivometric framework is traced, the number of days suitable for skying with natural and artificial snow is calculated and an attempt to forecast the scenario for the next 25 years, considering a temperature increase of 1°C with respect to the 1981-2006 data, is given. The model results show a modest decrease of the total number of skyable days due to a limited reduction of snowfall and the persistency of temperatures low enough to allow the production of artificial snow since the end of November.*

Key words: *Climatic change ; skiability ; scenarios ; artificial snow.*

Introduction

Durant les 30 dernières années, la hausse moyenne de la température dans le domaine alpin méridionale est d'environ 0,8°C (donnée *Meteotrentino*). Ce signal est plus marqué pour les valeurs minimales de l'hiver (presque 1°C), tandis que, durant la saison estivale et pour les valeurs maximales, la hausse ne dépasse pas 0,6°C degrés. Cette évolution thermique a causé une baisse des épisodes de chute de neige. Ce signal est assez marqué sur le Préalpes, aux altitudes inférieures à 1200 mètres. De la même manière, on note une baisse des précipitations totales (moyenne annuelle de 1327 millimètres en la période 1921-1959 et de 1223 millimètres en la période 1971-2000) pour la station de Folgaria (Fazzini, 2005) et une baisse de l'hauteur de neige fraîche et de sa persistance au sol. A partir de la saison d'hiver 1981-1982, dans le territoire du Trentino, à 1000 mètres d'altitude, les quantités de neige fraîche sont presque réduites de moitié (Fazzini e Gaddo, 2003 ; *Meteotrentino* – site WEB). Le

domaine skiable de Folgaria-Lavarone, en pleine modernisation, est situé dans les PreAlps du Trentino, à moins de 50 kilomètres de la plaine du Pô (fig.1). Le domaine dispose de 28 remontés mécaniques qui desservent 80 kilomètres de pistes pour le ski alpin et de 200 kilomètres pour la pratique du ski nordique, à une altitude comprise entre 1200 et 1800 m.

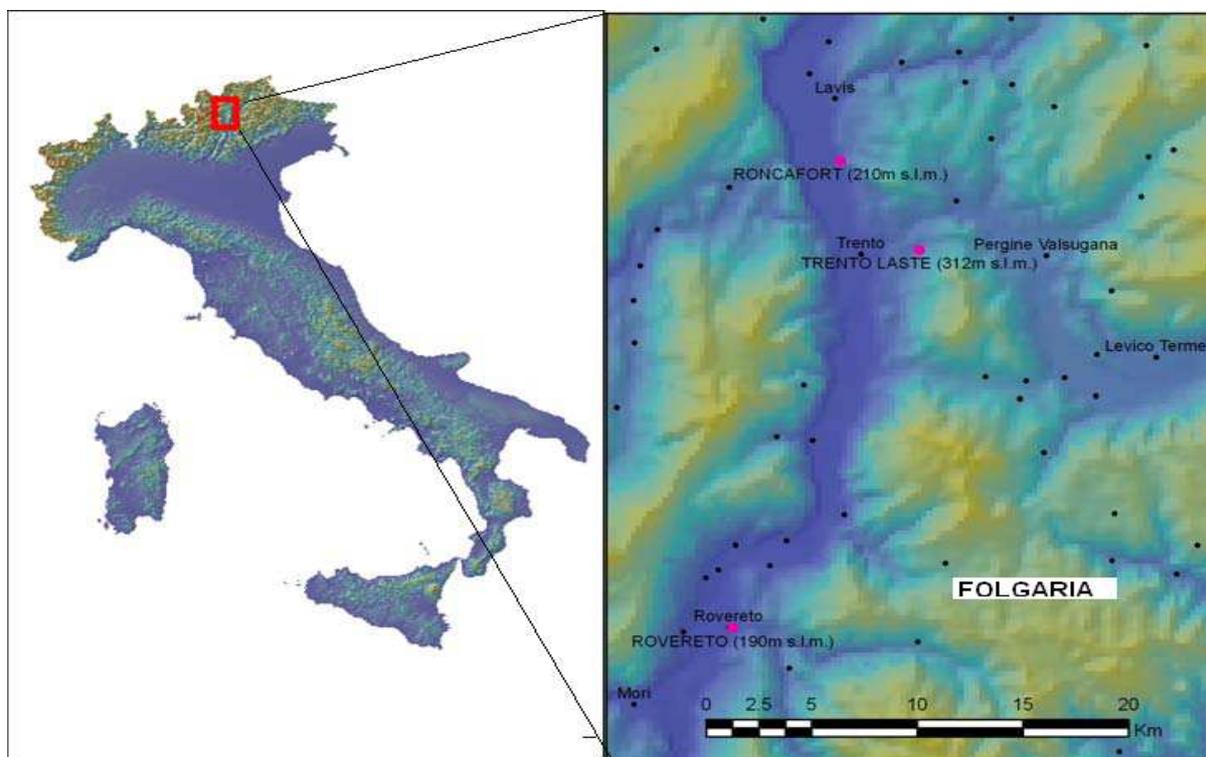


Figure 1. Collocation géographique de l'aire d'étude.

Après avoir calculé, aux deux niveaux d'altitude différents, le nombre de jours avec « *skiabilité* » naturelle et artificielle, nous avons tenté une simulation des « scénarios » futures, en considérant une hausse de la température de 0,4°C tous les dix ans. Les résultats soulignent une baisse généralisée mais pas très significative du nombre total des jours skiabiles, surtout grâce à la persistance de la baisse des températures minimales au début de la saison d'hiver qui assurent la possibilité de produire neige artificielle de bonne qualité.

1. Méthode de travail

1.1 Analyse des données

Pour chercher de comprendre si les variations thermo-nivo métriques peuvent réellement déterminer des variations significatives sur l'enneigement nécessaire pour le ski, nous avons utilisé les données de deux stations, situées respectivement au fond de la vallée, près du village de Folgaria, (Passo Sommo, 1360 m.s.n.m) et au sommet du domaine skiable (Monte Campomolon, 1735 m.s.n.m.). La station de Passo Sommo appartient au réseau de Meteotrentino ; elle est située sur un col avec une exposition nord-ouest et fonctionne depuis la saison 1981-82. Chaque jour, à 8 heures et à partir de la première significative chute de neige jusqu'à la fusion du manteau neigeux, les données sont intégrées dans un modèle nivo-météorologique nommé- « modello 1 AINEVA ». A partir de 1999, la station manuelle a été remplacée par une station automatique complète avec des capteurs de hauteur et de température neige tous les vingt centimètres. A Passo Sommo, les cumuls saisonniers moyens sont assez abondants – avec une moyenne de 230 centimètres et valeurs maximales de 520

centimètres, (hiver 2003-2004) et la neige reste au sol presque 130 jours par an (fig.2). Le régime nivo métrique est du type “étalé” avec des apports constants de décembre à mars (Fazzini e Gaddo, 2003 ; Fazzini, 2005). A partir du 1981, l'enneigement a baissé de presque 2 cm par an. Toutefois il est évident que, ces dix dernières années, on observe une alternance entre des saisons très neigeuses et d'autres moins, avec une absence de tendance au mois de décembre et une faible baisse en janvier.

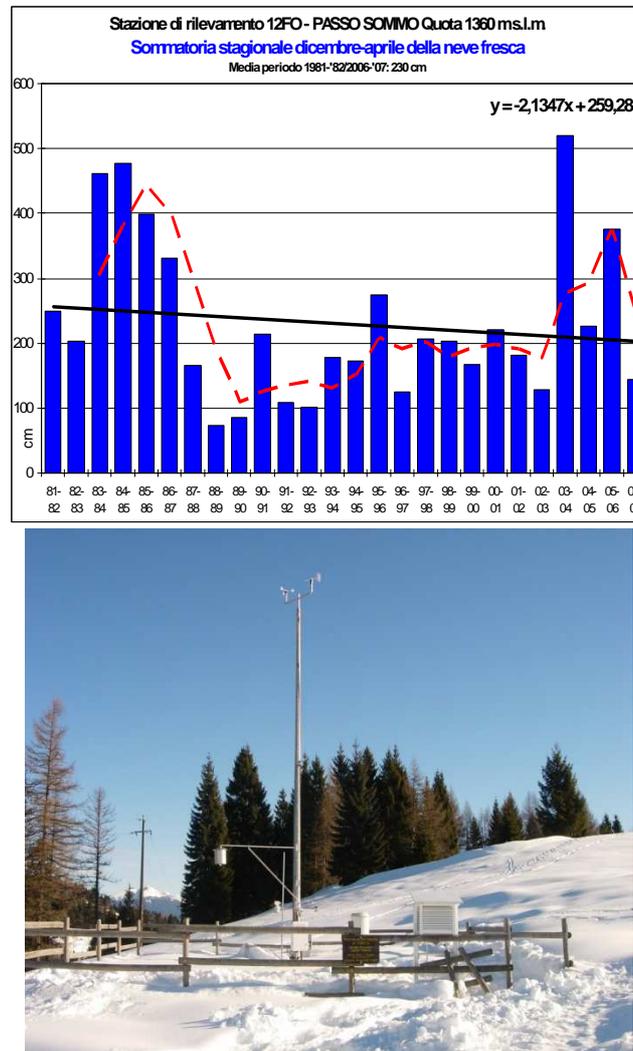


Figure 2. Hauteur de la neige fraîche saisonnière (période 1981-2007) pour la station de Passo Sommo – avec moyenne mobile à 5 ans.

Pour le poste automatique de Campomolon, située sur une pente avec exposition nord, on dispose des données nivo-météo depuis la saison 1995-1996. Durant cette période, les cumuls saisonniers atteignent 327 centimètres. On observe une hausse de 7 cm/an, une faible baisse en novembre, une très forte hausse en décembre et une faible hausse en janvier. Le régime nivo métrique devient bimodal, avec un maximum absolu en avril et un maximum secondaire en décembre. La neige reste au sol pour 174 jours, grâce à l'exposition nord de la pente. A Folgaria, les chutes de neige les plus significatives s'observent lors du passage de flux perturbés provenant de sud-ouest à sud-est, surtout en présence d'un talweg sur le Gulf de Gènes (Fazzini et al, 2006 ; Fazzini, 2007). Dans cette situation, les cumuls de neige peuvent atteindre 150 centimètres en 36 heures (janvier 2006 – Barbiero et al. 2007).

1.2 Possibilité de faire du ski avec de la neige naturelle et artificielle

Selon les affirmations de Barbier (1984 – in Fazzini et *al*, 2004), il faut que les pistes de ski soient enneigées au moins avec trente centimètres de neige et que cette situation d'enneigement persiste pour 100-120 jours par saison, un vent toujours faible et un bon nombre d'heures avec du soleil pour obtenir une bonne saison au point de vue économique. Récemment, d'autres auteurs (Fazzini et *al*, 2005), ont souligné que, pour mieux quantifier la possibilité de « skiabilité » réelles d'un domaine skiable, on doit considérer aussi la fréquence saisonnière des épisodes de foehn ou de températures très élevées ; du *windchill* et des précipitations abondantes solides ou liquides (Fazzini et *al* 2005). A partir de l'évidence tracée par Barbier, confirmée durant plusieurs années de mesures sur quelques domaines skiables des Dolomites (Fazzini et *al*. 2006) et des Alpes du Piedmont, on a cherché de calculer si cette hypothèse se vérifie également sur le domaine skiable de Folgaria-Lavarone. Nous avons donc considéré qu'un jour est « skiable naturellement » si l'épaisseur de la neige au poste d'observation est ≥ 29 cm. Si la valeur dépasse 49 cm, alors la skiabilité devient excellente. Si l'épaisseur de la neige est ≤ 28 cm, il faut produire de la neige artificielle. Cette opération est toujours possible si la température sèche est inférieure à 0°C ; en réalité la qualité de la neige devient satisfaisante si la température de la nuit est $\leq -3^{\circ}\text{C}$ et l'humidité relative $< 90\%$. Avec des températures comprises pendant la nuit entre -6 et -9°C et un niveau d'humidité comprise entre le 30 et le 60% ; on peut produire, en huit heures, de 4 à 6 cm de nouvelle neige artificielle avec une densité de 350 kg/m^3 . Donc on peut enneiger, avec ces valeurs thermo-hygrométriques, un domaine en une seule semaine avec ces caractéristiques météorologiques nocturnes. Il faut également que les températures diurnes ne dépassent pas $3-4^{\circ}\text{C}$ degrés pour ne pas limiter la fusion de la nouvelle neige. Pour calculer le nombre de jours « skiables » on a donc analysé, à partir de la saison 1981-82, pour la station de Passo Sommo, les données quotidiennes de température minimale et maximale et de l'épaisseur de la neige au sol. Depuis le 1999, on a analysé les données horaires enregistrées de la station automatique. Pour la poste de Campomolon, la période d'observation et d'analyse a commencé lors de la saison 1996-97. L'analyse pour la station de Passo Sommo montre qu'on peut skier durant 112 jours chaque saison et que dans les derniers cinq ans on observe une faible hausse du signal, déterminée par l'abondance des chutes de neige.

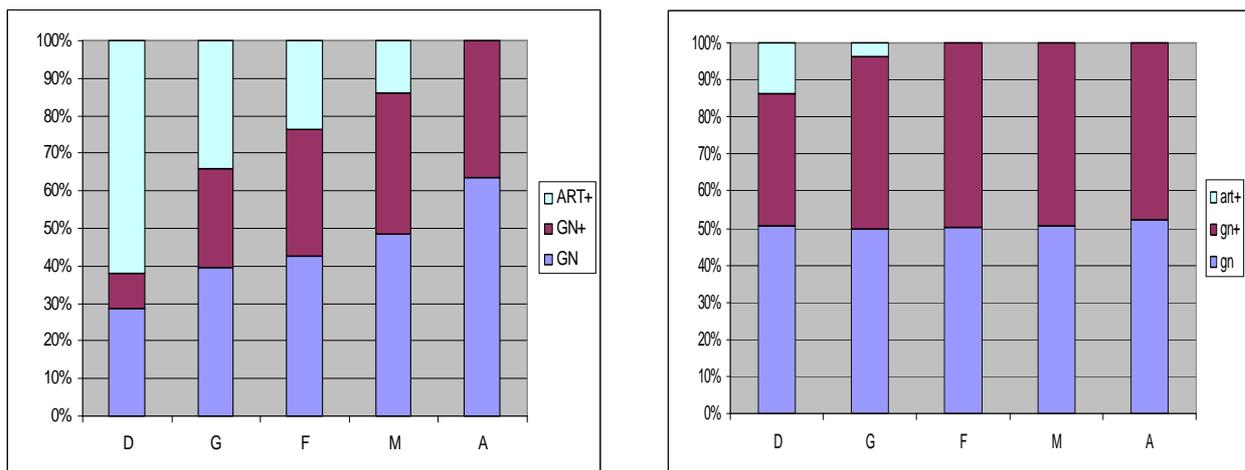


Figure 3. Pourcentage mensuelle moyenne des jours avec skiabilité naturelle (en bleu et chan) et artificielle (en bleu clair) pour Passo Sommo (à gauche) et pour Campomolon (à droite).

Le domaine est skiable 22 jours en décembre, presque tous les jours en janvier, février et mars et les dix premiers jours d'avril. Il faut souligner qu'en début de saison, l'enneigement artificiel est nécessaire dans 62% des jours ; en particulier lors des deux premières décades. Au mois de janvier, l'enneigement naturel est suffisant pour permettre la pratique du ski. Au

sommet du domaine skiable, on peut skier environ 150 jours/saison, généralement de la fin de novembre jusqu'à la fin d'avril et quelque fois aussi dans la première partie de mai, même si la neige perd de qualité à partir de la moitié d'avril. La relative abondance de neige au sol détermine sporadiquement le recours à l'enneigement artificiel (fig. 3 et 4).

1.3 Scenarios futures

Pour chercher à évaluer la baisse du nombre des jours « skiabiles », nous avons décidé d'« augmenter » les températures minimales et maximales relevées durant les deux périodes (1981-2007 et 1996-2007), de 1°C degrés tous les 25 ans – selon les prévisions du « scenario A2 » de l'IPCC 2007.

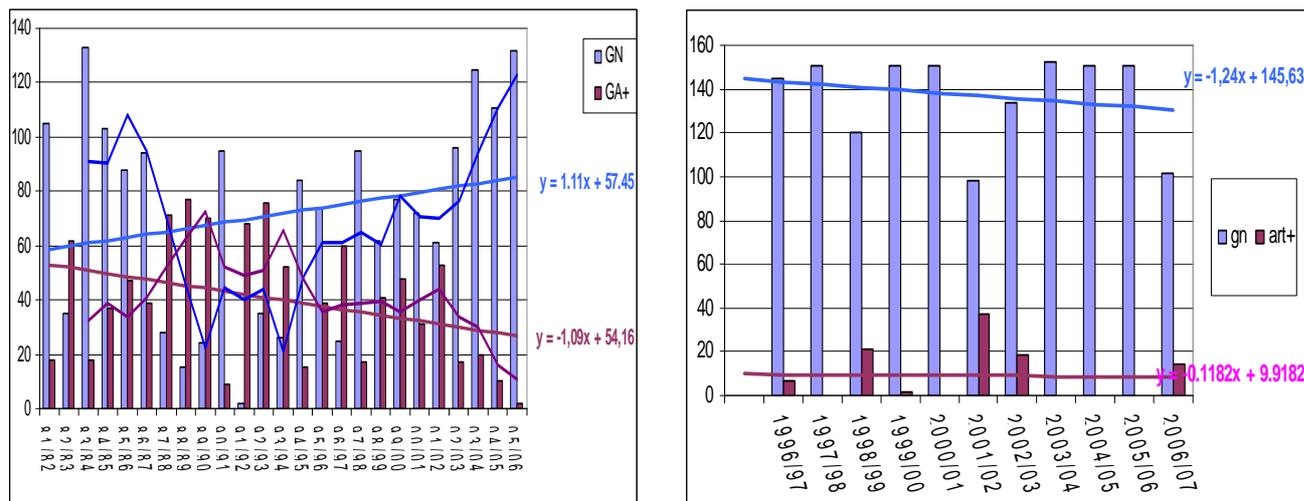


Figure 4. Nombre des jours skiabiles totale (en bleu) et trend des jours avec skiabilité naturelle - en bleu - et artificielle - en chan, pour le poste de Passo Sommo (à Gauche) et Campomolon (à droite).

Nous avons considéré qu'il y a une baisse des chutes de neige lorsque la température minimale des séries de données dépasse 0°C degrés et que les précipitations deviennent totalement liquides. On a donc, « transféré » la saison 1981-82 de la série de Passo Sommo au 2011-12 ; par conséquence la dernière saison analysée – c'est-à-dire celle 2006-2007 – devient la saison 2036-2037. Pour la station de Campomolon on a décidé de « calculer » l'enneigement futur de la saison 2016-2017 à la saison 2026-2027, en considérant une hausse de température de 0.65°C degrés. A ce niveau, on a calculé - pour chaque mois et saison - les variations de l'épaisseur des cumuls de neige fraîche et totale et celle des jours avec skiabilité naturelle et artificielle.

2. Discussion et conclusion

L'analyse des températures des deux stations montre une baisse moyenne des cumuls de neige fraîche variable de 4 à 7%, équivalant à 2,5-4,5 centimètres par saison (fig.5). Les diminutions sont plus significatives au mois de décembre et d'avril pour la station de Passo Sommo et au mois de novembre et d'avril pour celle de Campomolon. La baisse générale des apports de neige est due probablement aux conditions synoptiques avec lesquelles, dans le domaine skiable, se vérifient les chutes de neige les plus importantes. Durant le passage des *talwegs* méditerranéens ou des flux de sud l'atmosphère est caractérisée par une très forte isothermie ; par conséquent on observe, quelques fois, des chutes de neige avec des températures proches à 0°C soit au fond de la vallée soit au sommet du domaine. Tout cela déterminerait, en cas de hausse de température de 0,7-1°C, une transformation probable de

neige en pluie aux deux différentes altitudes. La hausse des températures minimales détermine aussi une baisse très limitée (de 0,3 à 0,6 jours par an) du nombre des jours où on peut produire de la neige artificielle. Cette évidence est toutefois plus forte au début de la saison (en novembre à Campomolon et en décembre à Passo Sommo) où on pourrait retarder l'ouverture de la saison de ski en cas d'enneigement naturel insuffisant. Par conséquent, la baisse totale du nombre des jours skiabiles prévue par saison est quantifiable, selon la longueur de la période de prévision, entre 6 et 7% c'est-à-dire entre 104 et 111 jours au fond de la vallée (Passo Sommo) et de 2%, c'est-à-dire entre 142 et 145 jours - au sommet du domaine skiable (Campomolon – fig.6).

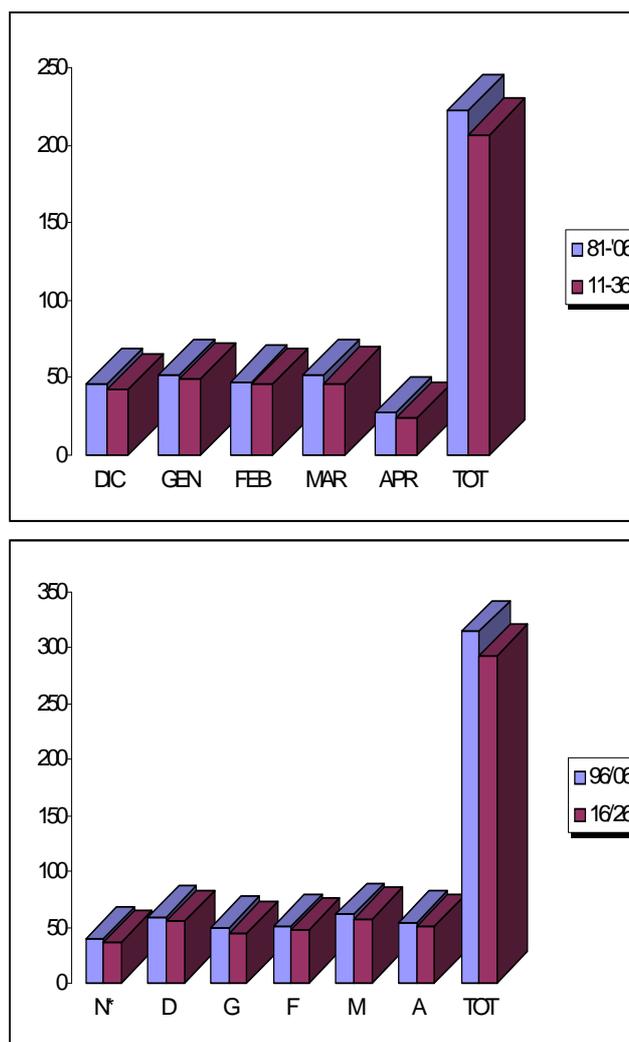


Figure 5. Cumuls moyens mensuels de neige fraîche à Passo Sommo (à gauche) et à Campomolon (à droite).

A Passo Sommo, cette diminution est évidemment concentrée sur les mois de mars et avril, même si on devrait «perdre» presque 0,2 jours/saison au mois de décembre. Pour les pistes situées au sommet du domaine skiable, la baisse est négligeable surtout en relation avec la longueur considérable de la saison de ski.

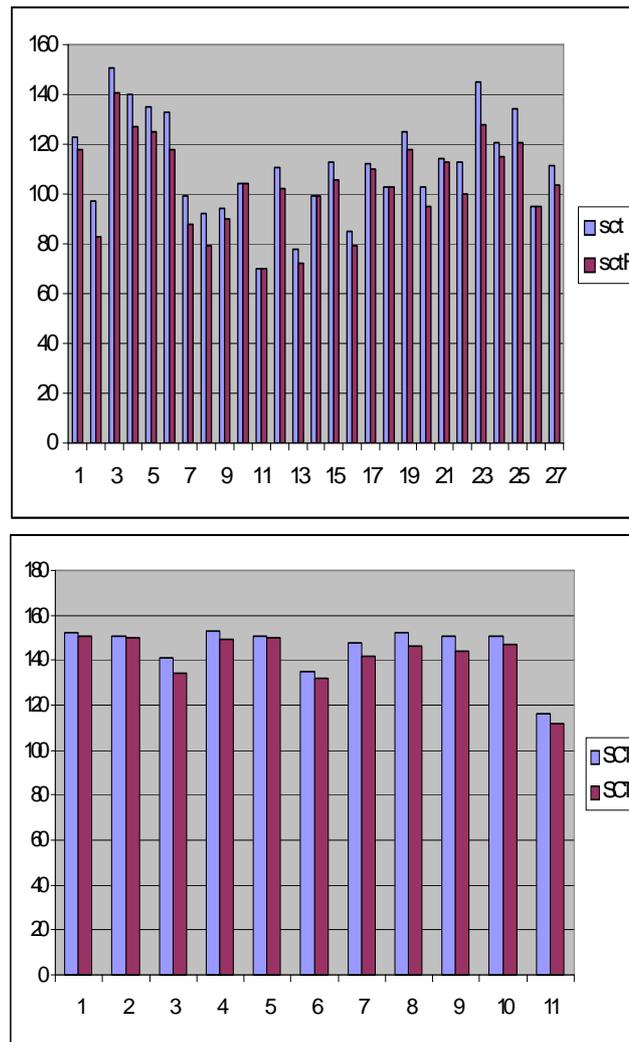


Figure 6. Nombre totale des jours skiabiles présente- en bleu – et « prévue » en chan pour Passo Sommo (à gauche) et Campomolon (à droite).

Il faut enfin souligner que cette tendance, uniforme sur les deux postes, dépend d'autres variables plus locales comme la persistante d'inversion thermique au fond des vallées ou l'exposition des pentes à l'ensoleillement et aux flux perturbés.

Références Bibliographiques

Barbiero R., Fazzini M., Gaddo M., Bisci C., 2007. *Analysis of recent meteorological configurations responsible for substantial snowfalls in the Trentine sector of the Adige valley bottom (eastern italian Alps)*” Actes 29 ICAM Chambéry France; 323-327.

Fazzini M., Gaddo M., 2003. “*La neve in Trentino: analisi statistica del fenomeno nell'ultimo ventennio*” in “*Neve e Valanghe*”, 48 AINEVA ed – 28-35.

Fazzini M., Fratianni S., Biancotti A., Billi P., 2004. “*Skiability condition in several skiing complexes on Piedmontese and Dolomitics Alps*” *Meteorologische Zeitschrift*, Gerard Borntreager ed, Berlin, Stuttgartard Vol.13.3, 253-258.

Fazzini M., Cecili A., Gaddo M., Billi P., 2005. “*Proposal for an auto-updating snowfall map of the Trentino territory (Eastern Alps of Italy)* – The 28th conference on Alpine Meteorology (ICAM-MAP), Croatian Meteorological Journal Vol.40, 643-646.

Fazzini M., 2005. *Definizione quantitativa dei regimi pluviometrici nelle Alpi orientali italiane*. *Geogr. Fis.Dinam.Quat. suppl.* 7 (Volume speciale in onore di G.B.Castiglioni) 155-162.

Fazzini M., Cenacchi F., Billi P., Gaddo M., 2006. « *Climatologia alpina e sue applicazioni al turismo: calcolo dell'indice di sciabilità nell'area del Parco Paneveggio-Pale di San Martino* » in *Neve e Valanghe*, AINEVA ed n°58 Volume speciale innevamento in Italia – 58-67.

Fazzini M., Magagnini L., Giuffrida A, Frustaci G., di Lisciandro M., Gaddo M., 2006. « *Nevosità in Italia negli ultimi 20 anni* » in *Neve e Valanghe*, AINEVA ed n°58 volume Speciale innevamento in Italia – 22-33.

Fazzini M. 2007. “*Applicazioni della climatologia al “rischio neve”: la carta dinamica dell'innnevamento della Provincia di Trento*” Atti VII congresso di Meteorologia del Friuli Venezia Giulia. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia ed, 37-52.

SOMMES-NOUS CAPABLES DE NOUS ADAPTER AU CHANGEMENT CLIMATIQUE ?

**FERNÁNDEZ-RAGA María¹, TOMÁS Clemente², CALVO Ana I.¹,
PALENCIA Covadonga¹, CASTRO Amaya¹ et FRAILE Roberto¹**

¹ Departamento de Física, Universidad de León, 24071 León, Espagne
maria.raga@unileon.es ; anais@unileon.es ; c.palencia@unileon.es ; amaya.castro@unileon.es ;
rfral@unileon.es

² Departamento de Física General y de la Atmósfera, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, Espagne
cts50@usal.es

Résumé : La relation de forme caractéristique en "V" qui lie les indices de mortalité (selon les trois principales causes de mortalité naturelle) et les principaux indices thermiques (température moyenne mensuelle, moyenne des minima et des maxima) fait l'objet de cette étude. Il a été étudié la possibilité pour la population de Castilla y León de s'adapter à la hausse progressive des températures, entre janvier 1980 et décembre 1998. Pour cela, nous avons regardé si la température de confort, définie comme celle correspondant à un nombre minimal de décès, évoluait de façon similaire au réchauffement terrestre. Nous avons ainsi constaté l'existence d'une tendance positive de la température de confort pour les décès liés aux maladies circulatoires et respiratoires ; au contraire, la tendance est apparue négative dans le cas des décès liés à des maladies du système digestif, sauf pour les températures minimales.

Mots clés : mortalité humaine, adaptation au changement climatique, température maximale, minimale et moyenne, tendance

Abstract: This study illustrates the characteristic V-shaped relationship between mortality indices (according to the three main causes of natural death) and the main thermal indices (mean monthly temperature, mean minimum temperature and mean maximum temperature). The focus of this study is the adaptation of the population of Castilla y León to the gradual increase in temperatures between January 1980 and December 1998. The issue addressed has been whether the comfort temperature – the temperature with the lowest number of deaths – follows the same pattern as global warming. A positive trend has been found in the comfort temperature for deaths caused by cardiovascular and respiratory diseases; in contrast, a negative trend has been found in the case of deaths caused by diseases of the digestive system, except for minimum temperatures.

Key words: human mortality, adaptation to climatic change, maximum, mean and minimum temperature, trend

Une grande partie des études sur le climat ces dernières années a porté sur la détection et l'évolution du changement climatique sur notre planète (IPCC, 2001 et 2007 ; WHO 2003). Cette énorme implication de personnes, d'équipements, de projets d'étude, de temps de travail et, en définitive, d'argent en dit long quant à la préoccupation de notre société pour le changement climatique.

L'un des principaux motifs d'inquiétude concerne les conséquences potentielles sur la santé humaine. Bien que l'on ne puisse supposer une dépendance absolue de la mortalité par rapport aux paramètres environnementaux, une forte influence s'observe. Cette relation, atténuée par les améliorations des habitudes sanitaires ainsi que des conditions de vie et de logement des populations, a été bien mise en évidence dans de nombreuses études (Pascal *et al.*, 2006 ; Miron *et al.*, 2008...). La conclusion la plus frappante en est que la température ressort comme le paramètre climatique qui affecte le plus le nombre des décès, tout particulièrement en ce qui concerne les trois principales causes de mort naturelle que sont les maladies des systèmes circulatoire, respiratoire et digestif.

Pour chacune de ces trois grandes causes de mortalité, nous nous trouvons avec une valeur de température caractéristique, appelée température de confort (ou température optimale), qui se définit comme la valeur de la température correspondant au nombre le plus faible de décès (Miron *et al.*, 2008). Cette température de confort est caractéristique de chaque population (Kilbourne, 1997) et n'a évidemment pas de raison d'être constante.

Le titre de ce travail suggère la possibilité que la « machine » humaine s'adapte au changement climatique. Plus précisément, nous avons étudié la variation temporelle de la

température de confort pour diverses causes de décès et nous avons analysé la signification de son éventuelle tendance, en cherchant une relation avec l'évolution des températures.

1. Zone d'étude

Pour ce travail, il était indispensable de choisir la population la plus homogène possible, tant pour le mode de vie que pour l'âge et, bien entendu, dans un contexte climatique relativement homogène. C'est la région de Castilla y León, sur le plateau nord espagnol (figure 1), qui a été retenue. Cette région, formée de neuf provinces, couvre une superficie de 94 193 km². L'altitude y varie entre 600 et 1 200 m, bien que quelques pics dépassent les 2 000 m. Le plateau nord est encadré par des chaînes de montagne au nord et au nord-est (Cordillère Cantabrique et Massif Galicien), à l'est (Système Ibérique) et au sud (Système Central), ce qui lui confère certaines caractéristiques climatiques particulières.

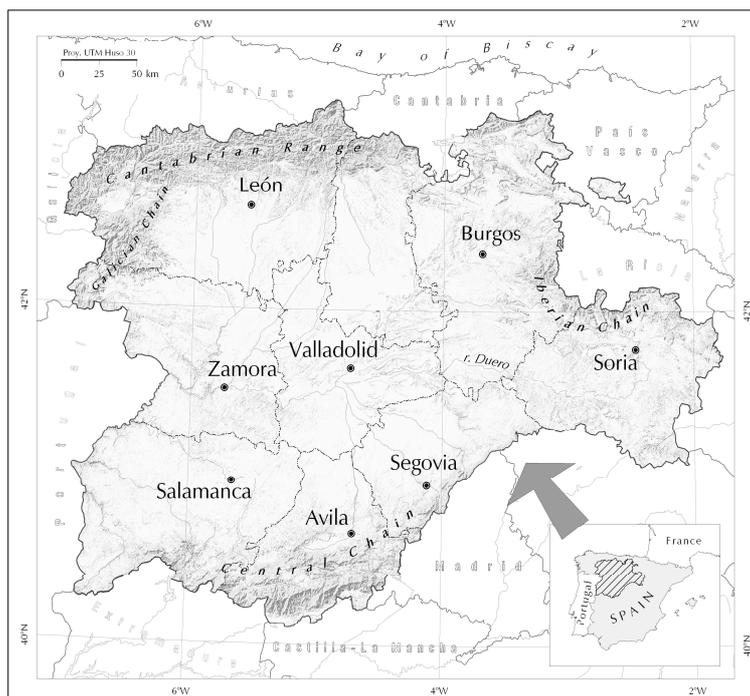


Figure 1 : Zone d'étude avec les huit stations météorologiques utilisées.

Castilla y León possède un climat méditerranéo-continentale caractérisé par des hivers longs et froids (température moyenne de 4°C en janvier), alternant avec des étés courts et chauds où la température atteint 40°C, mais avec les trois ou quatre mois de sécheresse estivale caractéristiques du domaine méditerranéen. La pluviométrie est faible, avec une moyenne annuelle de 375 mm. L'orographie, articulée en deux grandes unités morphologiques, la montagne et le plateau, explique dans une large mesure les grands contrastes climatiques observés dans le cours de l'année.

2. Bases de données et méthodologie

Pour cette étude, deux bases de données ont été croisées :

- La première rassemble les *valeurs mensuelles de mortalité*, obtenues auprès de l'Institut National de Statistique (INE) à l'adresse www.ine.es, pour les trois grandes causes de décès que sont les maladies cardiovasculaires (correspondant aux codes internationaux des maladies ICD-9, numéros 390-459), respiratoires (n° 460-519) et digestives (n° 520-570), durant la période de janvier 1980 à décembre 1998. Nous avons dans tous les cas rapporté les décès à 1 000 habitants.

- La deuxième correspond aux *données météorologiques* fournies par l'Institut National de Météorologie (INM) : les valeurs mensuelles de températures maximales (t_{\max}), minimales (t_{\min}) et moyennes (t_{moy}) pour les huit observatoires principaux de la région (figure 1), toujours entre janvier 1980 et décembre 1998 (INM, 2002). La province de Palencia est la seule qui n'ait pas été prise en compte dans cette étude en raison du manque de données complètes de sa station principale. Ailleurs, les lacunes des données météorologiques ont été comblées en utilisant la méthode d'interpolation dite du *normal-ratio* (Paulhus et Kohler, 1952), qui fournit des résultats satisfaisants pour les données mensuelles et annuelles (Tang *et al.*, 1996).

Afin de comparer les données de mortalité avec une seule série de données météorologiques représentative de tout le territoire de Castilla y León, une unique série a été construite au moyen de la combinaison linéaire des huit séries. Pour cela, et pour chaque variable météorologique, on a utilisé les coefficients de la première composante principale, de façon à ce que la variable obtenue intègre le comportement de toute la région. Dans ce but, une analyse en composantes principales (ACP) (Jolliffe, 1986 ; Miron, 2006) a été appliquée à chaque paramètre des huit séries météorologiques associées respectivement aux huit stations.

3. Résultats et conclusions

Après avoir relié les données de température à celles de mortalité, pour chacun des trois types de maladies retenus, nous nous sommes rendu compte que la relation présentait la forme d'un « J » inversé ou d'un « V », laquelle a été déjà décrite par des auteurs comme Pan *et al.* (1995), Pajares *et al.* (1997), Huynen *et al.* (2001) ou Curriero *et al.* (2002). La figure 2 visualise ces relations. La forme des distributions montre à chaque fois l'existence d'une valeur de la température pour laquelle la mortalité est plus plus faible. La température correspondant à ce minimum de mortalité peut être désignée sous le terme de température de confort (Laaidi *et al.*, 2006), ou sous celui de température optimale. La façon la plus simple de calculer cette température de confort T_c consiste à supposer que les courbes de la figure 2 s'ajustent à une distribution polynomiale d'ordre deux. Le minimum de la fonction résultant de l'ajustement coïncide alors, et par définition, à la valeur de T_c .

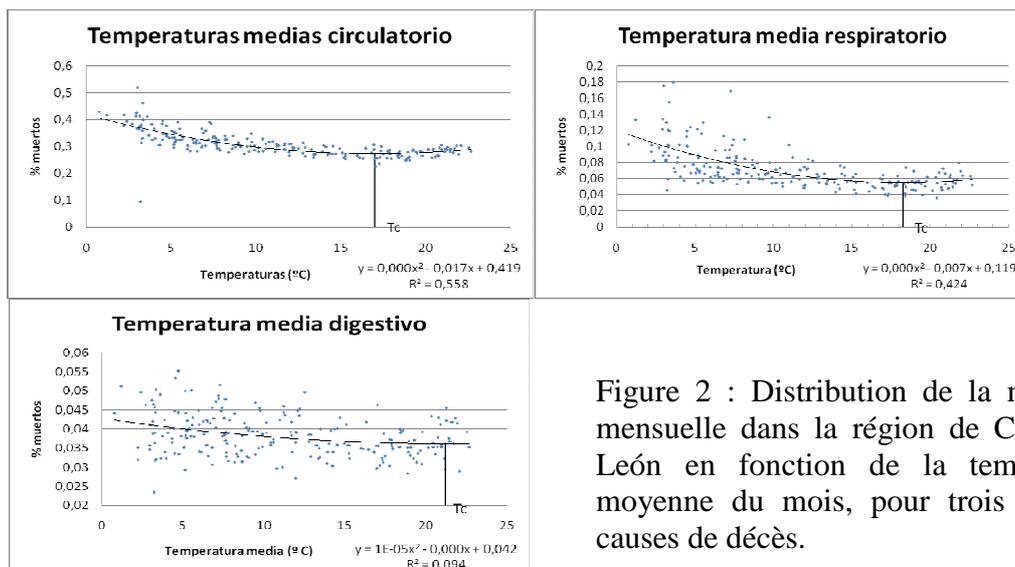


Figure 2 : Distribution de la mortalité mensuelle dans la région de Castilla y León en fonction de la température moyenne du mois, pour trois grandes causes de décès.

L'évolution de T_c au fil des ans, qui constitue le but de ce travail, peut être déterminée de plusieurs manières. On pourrait, par exemple, calculer une valeur annuelle de T_c avec les douze données mensuelles de chaque année et étudier ensuite l'évolution. Cependant, la

présence – plus fréquente que ce qu'il pourrait paraître – d'années atypiques, tant pour la mortalité que pour la température, confère à la succession des données un aspect quasi chaotique. On a donc préféré une technique très utilisée dans les séries climatiques et médicales, qui est le recours aux moyennes mobiles (*moving averages*) (George *et al.*, 2006 ; Pascal *et al.*, 2006 ; Staudt *et al.*, 2007), afin de lisser les fluctuations des paramètres étudiés.

De cette façon, nous avons calculé les moyennes mobiles de mortalité et de température pour des périodes de cinq ans et nous les avons assignées à la dernière année de chaque période, donc de 1984 à 1998. Pour chaque période de cinq ans a ensuite été déterminée la valeur de T_c (rapportée, elle aussi, à la dernière année du quinquennat).

Avant de poursuivre, nous devons signaler que la valeur de T_c ainsi obtenue est semblable à celle qu'aurait donné le calcul sur les soixante données mensuelles du quinquennat. La figure 3 confirme, sur l'exemple de l'appareil circulatoire, que les valeurs de T_c calculées selon les deux méthodes sont pratiquement identiques.

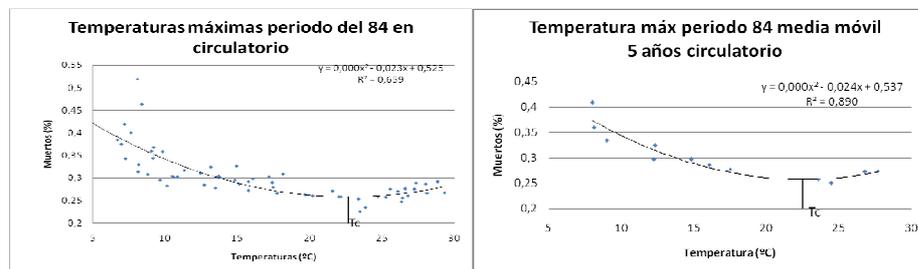


Figure 3 : Calcul de T_c avec les soixante données mensuelles du quinquennat et avec les douze moyennes mobiles.

Afin d'analyser la relation qui pourrait exister entre les variations de T_c et l'évolution des températures, il est instructif de représenter le lien existant entre les deux paramètres pour les trois causes de mortalité (figure 4).

L'interprétation de cette figure apporte beaucoup d'informations. On citera, en guise de résumé, trois principaux résultats :

- Sur les neuf graphiques, six montrent une relation statistiquement significative au niveau $\alpha = 0,05$ (ce qui signifie, pour les douze points représentés, que R^2 est supérieur à 0,33). Les seules relations linéaires qui ne sont pas significatives à ce niveau sont celles qui impliquent t_{\min} et la mortalité par dysfonctionnement des appareils circulatoire et respiratoire, et t_{moy} lorsque l'on considère la mortalité par défaillance de l'appareil respiratoire. D'un autre point de vue, il y a toujours une relation significative quand on étudie la mortalité par maladies de l'appareil digestif et que l'on travaille avec les t_{\max} . Cela confirme le résultat de Pascal *et al.* (2006) sur la relation claire liant t_{\max} et la mortalité, ainsi que la mauvaise adéquation de t_{\min} .
- Les tendances ne sont pas toujours positives ou négatives. Pour les maladies de l'appareil circulatoire, certes, elles sont toujours positives : quand la température ambiante augmente, celle du confort évolue dans le même sens, ce qui peut signifier une certaine adaptation au milieu. Mais pour les maladies de l'appareil digestif, la réaction face à la température ambiante semble être opposée. On note un accroissement des valeurs de T_c calculées pour les trois températures et pour les trois types de maladies ; pour le cas de t_{\max} et de t_{moy} , on constate *a contrario* une décroissance pour les maladies de l'appareil digestif ; pour t_{\min} , on observe aussi une décroissance pour les maladies de l'appareil respiratoire, mais elle n'est pas significative.

- Les maladies de type circulatoire et respiratoire montrent des pics en hiver, alors que les problèmes digestifs tendent à se concentrer davantage sur la période estivale. Une élévation de la température accroît la sensibilité face aux problèmes digestifs, d'où la décroissance de T_c . Cela indique que la baisse de T_c , cette fois généralisée pour toutes les maladies, et pas limitée aux maladies de l'appareil digestif, doit résulter du vieillissement de la population (Miron, 2008). Dans notre cas, seuls les décès imputables aux maladies digestives suit ce modèle.

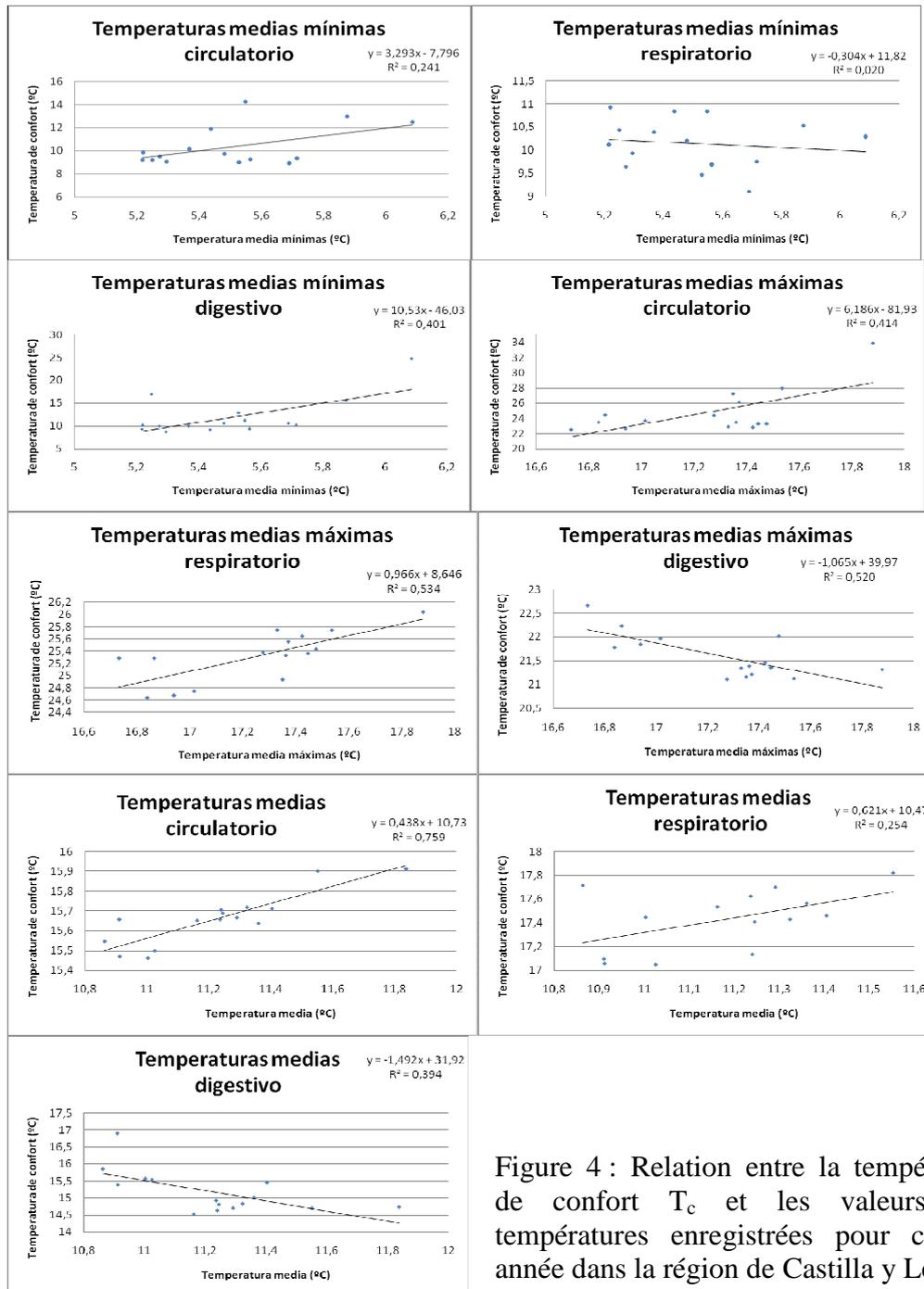


Figure 4 : Relation entre la température de confort T_c et les valeurs des températures enregistrées pour chaque année dans la région de Castilla y León.

Références bibliographiques

CURRIERO F.C., HEINER K.S., SAMET J.M., ZEGER S.L., STRUG L., PATZ J.A., 2002 : Temperature and mortality in 11 cities of the eastern United States. *American Journal of Epidemiology*, **155**, 80-87.

- DOUGLAS A.S., AL-SAYER H., RAWLES J.M., ALLAN T.M., 1991 : Seasonality of disease in Kuwait. *Lancet*, **337**, 1393-1397.
- GEORGE R., WILLIAMSON J., MURPHY M., WEISS E., KEALL P., 2006 : On the accuracy of a moving average algorithm for tracking respiratory motion during radiation therapy treatment delivery. *Medical Physics*, **33**, 1986.
- HUYNEN M.M.T.E., MARTENS P., SCHRAM D., WEIJENBERG M.P., KUNNST A.E., 2001 : The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population. *Environmental Health Perspectives*, **109**, 463-470.
- INM, 2002 : Valores normales y estadísticos de observatorios meteorológicos principales (1971-2000). **2. Serie Estadísticas. Publicación A-150.2 del INM.** Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. España .
- IPCC, 2001 : *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, 944 p.
- IPCC, 2007 : *The physical basis of climate change 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, 1056 p.
- JOLLIFFE I.T., 1986 : *Principal component analysis.* Springer-Verlag, 271 p.
- KEATINGE W.R., DONALDSON G.C., CORDIOLI E., MARTINELLI M., KUNST A.E., MACKENBACH J.P., 2000 : Heat-related mortality in warm and cold regions of Europe: observational study. *British Medical Journal*, **321**, 670-673.
- KILBOURNE E.M., 1997. Heat waves and hot environments. In: NOJI E.K., *The public health consequences of disasters.* Oxford University Press, 245-269.
- LAAIDI M., LAAIDI K., BESANCENOT J.P., 2006 : Temperature-related mortality in France, a comparison between regions with different climates from the perspective of global warming. *International Journal of Biometeorology*, **51**, 145-153.
- MIRON I.J., CRIADO-ALVAREZ J.J., GUTIERREZ A.G., PAREDES B.D., MAYORAL A.S., LINARES G.C., 2006 : Tratamiento y estudio de series de temperatura para su aplicación en salud pública. El caso de Castilla-La Mancha. *Revista Española de Salud Pública*, **80**, 113-124.
- MIRON I.J., CRIADO-ALVAREZ J.J., DIAZ J., LINARES C., MAYORAL S., MONTERO J.C., 2008 : Time trends in minimum mortality temperatures in Castile-La Mancha (Central Spain): 1975-2003. *International Journal of Biometeorology*, **52**, 291-299.
- PAJARES M.S., DIAZ J., MONTERO J.C., ALBERDI J.C., MIRON I.J., 1997 : Mortalidad diaria en la comunidad de Madrid durante el periodo 1986-1991 para el grupo de edad de 45 a 64 años: su relación con la temperatura del aire. *Revista Española de Salud Pública*, **71**, 149-160.
- PAN W.H., LI L.A., TSAI M.J., 1995 : Temperature extremes and mortality from coronary heart disease and cerebral infarction in elderly Chinese. *Lancet*, **345**, 353-355.
- PASCAL M., LAAIDI K., LEDRANS M., BAFFERT E., CASERIO-SCHÖNEMANN C., LE TERTRE A., MANACH J., MEDINA S., RUDANT J., EMPEREUR-BISSONNET P., 2006 : France's heat health watch warning system. *International Journal of Biometeorology*, **50**, 144-153.
- PAULHUS J.L.H., KOHLER M.A., 1952 : Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, **80**, 129-133.
- STAUDT M., ESTEBAN-PARRA M.J., CASTRO-DIEZ Y., 2007 : Homogenization of long-term monthly Spanish temperature data. *International Journal of Climatology*, **27**, 1809-1823.
- TANG W.Y., KASSIM A.H.M., ABUBAKAR S.H., 1996 : Comparative studies of various missing data treatment methods. Malaysian experience. *Atmospheric Research*, **42**, 247-262.
- WHO, 2003 : *Heatwaves: impacts and responses.* WHO / Regional Committee for Europe, 1-11.

DEFINITION DE INDICES CLIMATIQUES POUR L'EVALUATION DU CHANGEMENT CLIMATIQUES EN ACTE: UNE ETUDE EFFECTUEE EN PIEMONTE (NO ITALIE)

FRATIANNI Simona, ACQUAOTTA Fiorella

Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Torino Via Valperga Caluso, 35 – 10125 Torino (IT). Tel. 0039 0116705102 Fax 0039 0116705146 simona.fratianni@unito.it

Résumé : *L'analyse de séries thermo-pluviométriques historiques du Piémont pendant la période 1951-2000, a fourni les tendances climatiques majeures. Pour mieux comprendre les répercussions du changement climatique sur la société, on a calculé les indices climatiques (jours de gel, jours sans dégel, jours tropicaux, jours de pluie, densité de précipitations) sur toute la période considérée et sur les périodes trentenaires OMM (1951-80, 1961-90, 1971-2000). De plus, les thermogrammes, les régimes pluviométriques, les courbes ombrothermiques ont mis en évidence les différences entre les trois périodes trentenaires. L'Oscillation Nord Atlantique a permis l'individuation de périodes de sécheresse ou de surplus hydrique qui sont strictement liés à l'activité du Vortex Polaire. Les indices utilisés ont mis en évidence des périodes anormales qu'ils ont été utilisés pour la définition de possibles scénarios.*

Mots-clés : *Changement climatique, indices climatiques, Oscillation Nord Atlantique, Piémont.*

Abstract : *The analysis of the historical thermal-pluviometric series of Piedmont in the 1951-2000 period provided experts with the main climate trends. In order to better understand the consequences of climate variations on our society, we have calculated the climatic indexes (frost days, days with no thaw, tropical days, rainy days, density of precipitations) over the whole period and over WMO 30-year periods (1951-80, 1961-90, 1971-2000). Also the use of thermograms, pluviometric regimes, and ombrothermic diagrams underlined differences among the three 30-year periods. Furthermore, the North Atlantic Oscillation enabled experts to determine some dry or hydric surplus periods that are closely connected with the Polar Vortex activity. The indexes used have emphasized some anomalous periods that have been used to define possible scenarios.*

Key words: *Climatic change, climatic index, North Atlantic Oscillation, Piedmont.*

Introduction

Les séries thermo-pluviométriques reconstruites et homogénéisées par l'ex-Service Hydrographique et Marégraphique (tab.1) ont été analysées afin d'effectuer l'analyse climatique sur toute la période disponible (1951-2000) au moyen d'indices climatiques (jours de gel, jours sans dégel, jours tropicaux, jours de pluie, densité de précipitations), et d'élaborations de thermogrammes, climatogrammes, diagrammes ombrothermiques. En outre, pour mieux comprendre les répercussions du changement climatique sur la société, on a calculé le développement thermo-pluviométrique sur les autres périodes trentenaires (1951-80, 1961-90, 1971-2000), définies par l'OMM (IPCC, 2001).

De plus, les études météorologiques montrent que le phénomène cyclique qui conditionne le plus les changements climatiques du continent européen est l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et donc on a analysé la série des anomalies standardisées des précipitations moyennes d'hiver avec la méthode de Savitsky-Golay (De Vita *et al.*, 2005). Enfin, on a calculé le coefficient de corrélation entre la série NAO et la série des précipitations standardisées afin de déterminer de possibles scénarios.

1. La tendance thermique et pluviométrique

Afin d'obtenir une vision globale de la tendance des températures maximum et minimum dans le temps, on reporte les valeurs moyennes mensuelles calculées en faisant la moyenne entre les valeurs obtenues dans les diverses localités analysées: Asti, Luserna San Giovanni, Torino, Varallo, Vercelli et Oropa (tab.2).

En observant les valeurs du tableau 2 on remarque une hausse graduelle, au fil des périodes trentenaires standard de référence (1951-80, 1961-90, 1971-2000), des valeurs moyennes des

températures maximales, minimales et moyennes et du nombre moyen de jours tropicaux. Pour les températures maximales, on a calculé une valeur moyenne annuelle de 15,1°C dans la période 1951-1980 et dans la période 1971-2000, une valeur de 15,6°C. Par contre, pour les températures minimales, on a estimé une valeur moyenne de 6,9°C dans la période 1951-1980, tandis que dans la période 1971-2000, la température minimum moyenne est de 7,6°C. La hausse thermique la plus grande a été relevée sur les températures minimales; en fait on enregistre une différence moyenne de 0,7°C entre les périodes trentenaires, tandis que pour les températures maximales la différence moyenne est de 0,5°C.

Stations	Altitude	Lat N	Long E	PT	Stations	Altitude	Lat N	Long E	PT
Vercelli	135	45°19'32"	08°23'26"	* °	Salbertrand	1031	45°04'20"	06°53'42"	*
Asti	152	44°53'09"	08°12'48"	* °	Piedicavallo	1040	45°41'35"	07°57'26"	*
Torino	270	45°04'49"	07°40'25"	* °	Oropa	1180	45°37'40"	07°58'56"	* °
Cumiana	290	44°57'53"	07°23'31"	*	Bardonecchia	1353	45°04'33"	06°43'03"	*
Varallo Sesia	453	45°49'14"	08°16'30"	* °	Piamprato	1550	45°33'28"	07°34'27"	*
Luserna	476	44°48'50"	07°14'32"	* °	Ceresole	2260	45°28'08"	07°08'25"	*
Susa	520	45°08'10"	07°05'33"	*					

Tableau 1. Localisation géographique des stations météorologiques analysées. La colonne PT indique la variable mesurée de la station: * = P, précipitations, ° = T, température maximum et minimum.

On observe une diminution graduelle dans la tendance du nombre de jours de gel et de jours sans dégel. En fait, pour le nombre de jours de gel on passe d'une valeur annuelle de 80 jours, calculée dans la période 1951-1980, à une valeur de 67 jours pour la période 1971-2000, tandis que pour le nombre de jours sans dégel, on passe d'une valeur de 11 jours à une valeur de 6 jours, calculés respectivement dans la période 1951-1980 et dans la période 1971-2000. Par contre, on enregistre une hausse faible sur la tendance de jours tropicaux, qui varient entre les 17 jours calculés sur la période 1951-1980 et les 19 jours pour la période 1971-2000.

	J	F	M	A	M'	J'	J''	A'	S	O	N	D	Année
1951-1980													
TM	3,8	6,4	10,6	15,1	19,5	23,5	26,5	25,2	21,2	15,2	9,0	5,0	15,1
Tm	-2,3	-0,9	2,4	6,2	10,5	14,1	16,3	15,7	12,2	7,3	2,7	-0,9	6,9
Tmed	0,7	2,7	6,5	10,6	15,0	18,8	21,4	20,4	16,7	11,3	5,9	2,0	11,0
JSD	5	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	11
JG	24	17	9	2	0	0	0	0	0	1	8	20	80
TT	0	0	0	0	0	3	8	5	1	0	0	0	17
1961-1990													
TM	4,3	6,7	11,0	15,0	19,1	23,4	26,5	25,3	21,4	15,6	9,3	5,4	15,2
Tm	-1,8	-0,3	2,7	6,5	10,7	14,2	16,6	16,0	12,5	7,9	2,9	-0,8	7,3
Tmed	1,3	3,2	6,9	10,8	14,9	18,8	21,6	20,6	17,0	11,8	6,1	2,3	11,3
JSD	4	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	10
JG	22	16	8	1	0	0	0	0	0	1	8	20	76
TT	0	0	0	0	0	3	8	6	1	0	0	0	18
1971-2000													
TM	5,1	7,6	12,0	15,2	19,3	23,4	26,5	25,9	21,4	15,7	9,5	5,8	15,6
Tm	-1,1	0,1	3,3	6,7	11,1	14,3	16,8	16,5	12,7	8,2	3,0	-0,1	7,6
Tmed	2,0	3,9	7,7	11,0	15,2	18,8	21,6	21,2	17,0	11,9	6,2	2,8	11,6
JSD	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6
JG	20	15	6	1	0	0	0	0	0	1	7	17	67
TT	0	0	0	0	0	2	9	7	0	0	0	0	19

Tableau 2. Valeurs moyennes mensuelles et annuelles des variables climatiques analysées: T_M = température moyenne maximum, T_m = température moyenne minimum, T_{med} = température moyenne, GSD = nombre moyen de jours sans dégel, GG = nombre de jours de gel et GT = nombre de jours tropicaux. Les valeurs sont calculées sur trois périodes standard, établies par l'OMM, de la durée de 30 ans: 1951-1980, 1961-1990 et 1971-2000, et ils représentent la tendance moyenne de six localités: Asti, Luserna San Giovanni, Torino, Varallo, Vercelli et Oropa.

Pour obtenir plus de détails sur les variations thermiques qui se sont passées dans les périodes analysées, on a pris comme référence la période de trente ans 1971-2000 et on a évalué les différences avec les valeurs calculées dans les périodes trentennaires précédentes, 1951-1980 et 1961-1990. Les différences ont été calculées de la façon suivante:

$$T_{M, \text{mois}} (1971-2000) - T_{M, \text{mois}} (1951-1980 / 1961-1990); \quad (1)$$

$$T_{m, \text{mois}} (1971-2000) - T_{m, \text{mois}} (1951-1980 / 1961-1990); \quad (2)$$

Le signe calculé sur la base des différences nous permet d'obtenir une estimation relative sur la tendance des variables. Si les différences admettent un signe positif on peut affirmer que dans les derniers trente ans on a enregistré en moyenne des températures plus élevées; si par contre ils admettent un signe négatif on peut soutenir que dans les trente derniers ans on a mesuré en moyenne des températures inférieures.

Dans la figure 1, il est évident que les différences les plus grandes sont déterminées entre la première et la dernière période analysée. Les différences entre les températures minimales connaissent pour tous les mois un signe positif, tandis que les différences entre les températures maximales présentent des valeurs légèrement négatives dans quelques mois d'été. En effet, les valeurs des différences entre les périodes 1971-2000 et 1951-1980 admettent un signe négatif dans les mois de mai et juin, tandis qu'en juillet la valeur est proche au zéro. Dans les mois restant, les différences sont de signe positif et la valeur maximale, 1,4°C, a été calculée dans les mois de janvier et mars, suivis par février avec 1,3°C.

Les tendances des différences moyennes mensuelles des températures maximales et minimales confirment une hausse graduelle au fil des ans de la température, en mettant en évidence que la hausse la plus grande s'est vérifiée dans les mois d'hiver et d'automne et a affecté la courbe des températures minimales, conformément aux résultats obtenus par la Communauté Scientifique nationale et internationale (Biancotti et al., 1998, Brunetti et al., 2006).

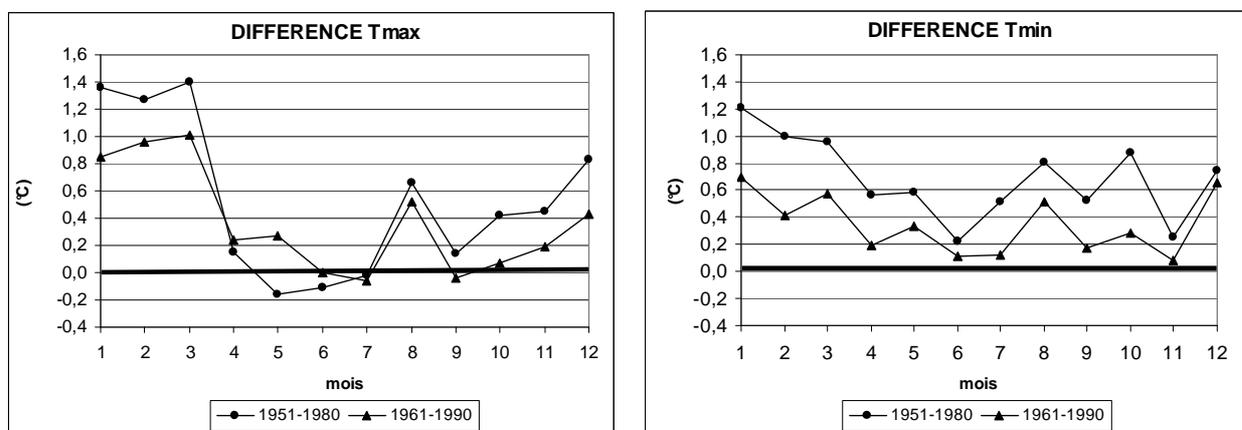


Figure 1. Différence entre les valeurs moyennes mensuelles des températures maximum et minimum calculées en utilisant les formules (1, 2). La ligne placée à 0°C représente les valeurs mensuelles de la période 1971-2000.

On a analysé 13 séries de précipitations dans la période de 1951 à 2000 (tab.1). En moyenne, les précipitations oscillent entre un maximum de 2048 mm, enregistré à Oropa et un

minimum de 662 mm pour la station d'Asti. La quantité moyenne de précipitations est de 1129 mm sur la période considérée. Pour ce qui concerne le nombre de jours de pluie, la localité avec la valeur maximum est Ceresole Reale avec 117 jours de pluie annuelle, tandis que la valeur minimum a été enregistrée à Asti avec 65 jours. Donc en moyenne on observe 88 jours de pluie, pour toutes les stations sur la période de mesure.

Dans toutes les stations analysées, on a déterminé trois types de régime pluviométrique: le préalpin pour les stations de Asti, Cumiana, Luserna, Varallo, Salbertrand, Oropa et Ceresole Reale, le subalpin pour Vercelli, Susa, Bardonecchia et Piamprato et le continental alpin (Fratianni et Motta, 2002) pour Turin, où le maximum principal est enregistré au printemps suivi par l'été, tandis que le minimum principal tombe en hiver.

Pour chaque station ont été calculées les valeurs moyennes mensuelles des précipitations et du nombre de jours de pluie sur trois périodes de la durée de 30 ans, 1951-1980, 1961-1990 et 1971-2000, et les tendances pluviométriques moyennes, représentatives de toutes les stations, sont montrés dans la figure 2.

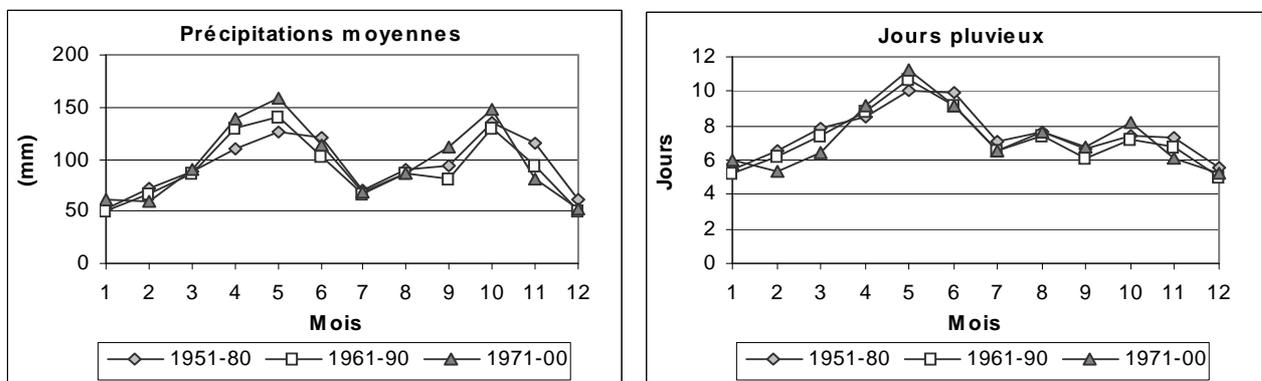


Figure 2. Valeurs de précipitation moyenne mensuelle et annuelle et nombre de jours pluvieux calculés sur trois périodes de la durée de 30 ans, 1951-1980, 1961-1990 et 1971-2000.

Les graphiques de figure 2 soulignent une hausse des quantités des précipitations concentrée pour les mois de mai (de 127 à 158) et avril et une baisse au mois de novembre (de 115 à 82) dans le passage de la première période considérée à la dernière (1971-2000). De plus, dans la dernière période, on observe une réduction du nombre de jours de pluie dans les mois de février et mars et une hausse dans le mois de mai.

En outre, dans la plupart des localités, il se vérifie une variation du type de régime pluviométrique dans le temps. En effet, dans la première période, est présent un régime subalpin où le maximum principal tombe en automne suivi par le printemps, pour changer ensuite, dans la dernière période, vers un régime préalpin où le maximum principal tombe au printemps suivi par l'automne. Seules les localités de Turin, Cumiana, Luserna S. G. et Ceresole présentent le même régime pluviométrique pour les trois périodes analysées.

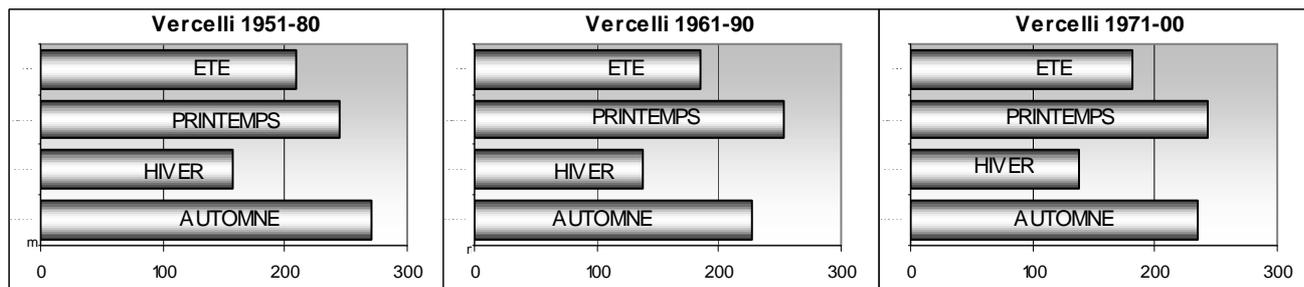


Figure 3. Distribution et évolution des précipitations dans les trois périodes trentennaires pour la station de Vercelli qui passe de régime subalpin à préalpin.

Dans six localités, Vercelli, Asti, Turin, Varallo, Luserna S. G. et Oropa, on dispose des séries complètes soit pour les températures journalières soit pour les précipitations, pour la période de 1951 à 2000. Dans ces stations, on a pu effectuer une comparaison directe entre les valeurs moyennes mensuelles des deux variables météorologiques. En utilisant le diagramme ombrothermique, la corrélation entre les valeurs de température et précipitation permet de déterminer les mois arides. Seules les localités de Vercelli et Asti (fig. 4) montrent un accroissement de l'aridité au fil des années d'observation. En effet à Asti, dans les premiers trente ans, on n'observe aucun mois aride, dans la deuxième période on détermine comme aride le mois de juillet, tandis que dans la troisième période soit juillet soit août sont arides.

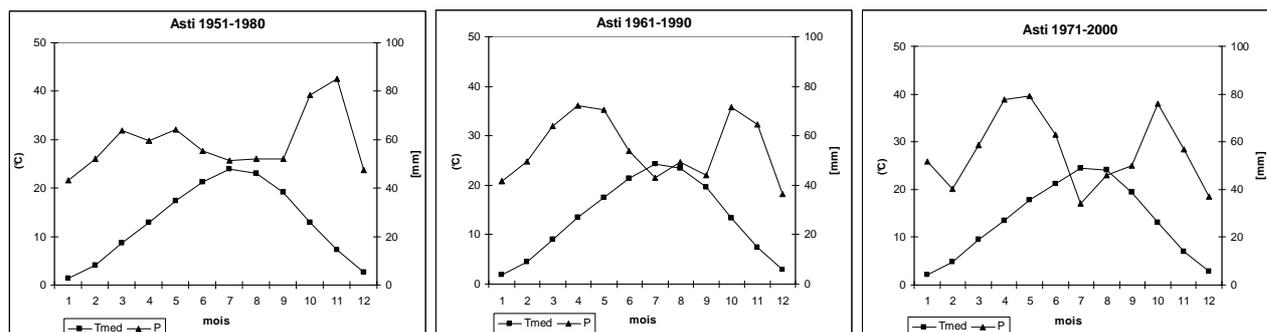


Figure 4. Diagramme ombrothermique pour la station de Asti dans les trois périodes définies par l'OMM.

2. L'influence de l'Oscillation Nord Atlantique

Des études météorologiques réalisées par plusieurs auteurs (Hurrell, 1995, 1997) confirment que le phénomène cyclique qui conditionne le plus les changements climatiques du continent européen est l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Celle-ci se manifeste comme une oscillation à périodicité complexe des masses atmosphériques des Açores (hautes pressions) et de l'Islande (dépression barométrique).

La valeur positive de l'index NAO apporte, dans l'Europe septentrionale, des hivers très pluvieux et caractérisés par des fortes perturbations et dans l'Europe méridionale des hivers peu pluvieux; les conditions sont renversées avec le NAO en phase négative. La tendance cyclique dans la longue période a été mise en évidence au moyen du filtrage de la série des anomalies standardisées avec la méthode de Savitsky-Golay, en utilisant des filtres quadratiques à neuf et dix-sept bornes avec un niveau de confiance de 95% (De Vita et al., 2005).

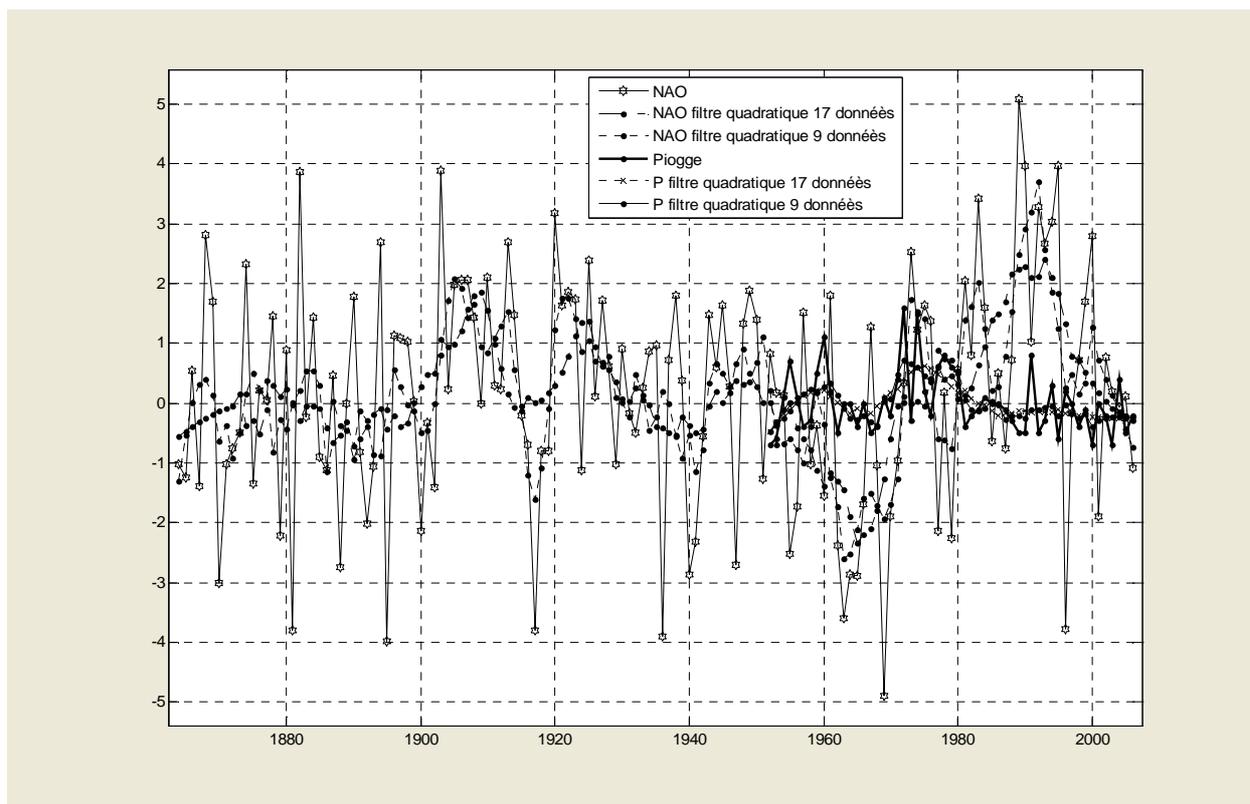


Figure 5. Tendance de l'index NAO et de la série des précipitations standardisées.

L'index NAO hivernal (décembre, janvier, février et mars) utilisé dans ce travail a été calculé de 1864 à 2006, par Hurrell (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>).

La méthode de Savitsky-Golay appliquée à la série des précipitations standardisées a mis en évidence deux phases de maximums relatifs, avec une valeur supérieure à la moyenne, qui correspondent aux années 1955-1962 et 1968-1983 et deux phases de minimum relatif, 1963-1967 et 1984-2006. La même méthode appliquée à la série de l'index NAO, sur la période 1864-2006, a mis en évidence deux phases de minimum relatif qui correspondent aux périodes 1955-1971 et 1976-1980 et deux phases de maximum relatif, correspondantes aux périodes 1973-1975 et 1981-2006 (fig.5). Ceci prouve que la série NAO et la série des précipitations standardisées sont en opposition de phase.

Conclusion

Même si les stations utilisées pour l'étude sont limitées et donc peu représentatives de la situation climatique de tout le territoire piémontais, de l'analyse des tendances des températures, des précipitations et du NAO, on peut quand même tirer quelques conclusions.

Avant tout, les données analysées confirment une hausse généralisée des températures de 0,7°C pour les températures minimales et de 0,5°C des températures maximales, avec une faible hausse aussi du nombre de jours tropicaux dans les derniers 50 ans en Piémont. De même, il s'est vérifié une diminution du nombre de jours de gel et du nombre de jours sans dégel.

En outre, on observe une décroissance des quantités de pluie surtout en hiver, tandis qu'au printemps les précipitations croissent. Le changement identifié cause une modification des régimes pluviométriques intervenus au cours du temps, qui passent de subalpine à préalpine.

Pendant la dernière période conventionnelle de l'OMM (1971-2000), dans quelques stations de plaine on observe un dessèchement du climat, concentré dans les mois de juillet et août, ainsi que déterminé par la tendance du diagramme ombrothermique.

Toutefois la variabilité pluriannuelle des précipitations n'est pas caractérisée par une tendance univoque dominante mais par une périodicité complexe qu'on peut corrélérer sur une échelle continentale avec l'Oscillation Nord Atlantique dont le caractère cyclique justifie les périodes récentes et passées de précipitations inférieures à la moyenne. En effet, en 2006, l'index NAO a été légèrement négatif en causant une hausse des précipitations, donc il pourrait s'annoncer un nouveau cycle où le Piémont sera plus affecté par les pluies pendant les mois d'hiver de décembre, janvier, février et mars. Pourtant, étant donné la grande variabilité de l'index NAO, il est difficile de prévoir avec certitude des scénarios futurs.

Sur la base aussi de cette incertitude, une nouvelle conscience a pris naissance de la nécessité de sauvegarder l'eau, une ressource primaire indispensable et irremplaçable.

Références bibliographiques

- Biancotti A., Bellardone A., Bovo S., Giacomelli L. et Marchisio C., 1998. Distribuzione regionale di piogge e temperature. *Direzione dei Servizi Tecnici di Prevenzione • Settore Meteoidrografico e Reti di Monitoraggio, Dipartimento di Scienze della Terra*, **1**, 80 p.
- Brunetti M., Maugeri M., Monti F. et Nanni T., 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.* **26**, 345-381.
- De Vita P., Fabbrocino S., 2005. L'oscillazione del Nord Atlantico e la variabilità pluriennale delle risorse idriche sotterranee negli acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale. *Giornale di Geologia Applicata* **2**, 357-362.
- Fратиани S., Motta L., 2002. *Andamento climatico in Alta Val di Susa negli anni 1990-1999*. Collana Studi Climatologici in Piemonte, **4**, 91 p.
- Hurrell J., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell J. E Van Loon H., 1997. Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- IPCC, 2001. *Climate Change – The scientific basis*. Cambridge University press, 84 p.

LES TRAITES CLIMATIQUES DE LA STATION CLIMATIQUE BALNÉAIRE STÂNA DE VALE (ROUMANIE)

GACEU Ovidiu, DUMITER Aurélie, VLAICU Mihai

Université d'Oradea, nr 1-3, rue de l'Université Oradea, Centre d'Etudes et Analyses Territoriales, Roumanie,
e-mail : gaceu@yahoo.com, aureliad_2000@yahoo.com, vlaicu@hotmail.com

Résumé : L'article présente les caractéristiques climatiques de la station climatique Stâna de Vale conformément aux données obtenues des observations météorologiques de la station dans la période de 1979-2000, données qui ont été interprétées par des méthodes statistiques classiques.

Mots-clés : traits climatiques, station climatique touristique, Stâna de Vale, activités touristiques.

Abstract : This paper presents the climatic characteristics of Stâna de Vale climatic resort on the basis of the data resulted from the meteorological observations taken at the same station, between 1979–2000, data which were processed through classical statistical methods.

Key words: climatic aspects, climatic resort, Stâna de Vale, touristy activities.

Introduction

Située au coeur des Montagnes Apuseni, au contact des Monts de Bihor et Vlădeasa, dans la dépression au même titre, à une altitude de 1108 m, la station balnéoclimatique Stâna de Vale bénéficie d'un climat d'abri, étant entourée de cimes qui surplombent de 200-600 m la dépression et qui empêchent l'apparition des vents puissants.

L'article a comme fondement les résultats obtenus des observations météorologiques pendant la période de 1979-2000 à la station Stâna de Vale, données qui ont été interprétées par de méthodes statistiques classiques.

1. Résultats et discussions

À la suite de l'étude effectuée on a constaté que la station climatique Stâna de Vale a les caractéristiques suivantes:

1.1. La température de l'air enregistre une valeur moyenne annuelle de 3,9⁰C; elle atteint le maximum au mois de juillet 13,3⁰C et le minimum au mois de janvier -5,3⁰C (fig. 1), l'amplitude annuelle étant de 18,6⁰C.

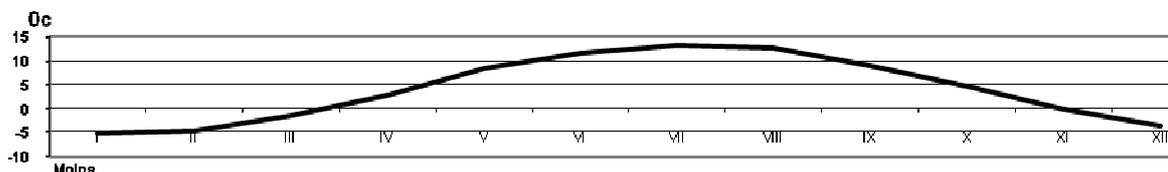


Figure 1. La température moyenne à Stâna de Vale.

Par rapport à ces valeurs moyennes, les températures extrêmes ont varié entre -29,6⁰C, le 31.01.1987 et 29,6⁰C, le 20.07.1987, l'amplitude thermique absolue étant de 59,5⁰C.

En ce qui concerne la fréquence des jours ayant différentes températures caractéristiques à Stâna de Vale, on remarque l'absence des jours tropicaux (température maximale $\geq 30^{\circ}\text{C}$) et la fréquence réduite des jours d'été (8,5 jours par an, le maximum étant atteint au mois d'août: 4,2 jours d'été). En revanche, la fréquence des jours d'hiver est significative pendant la saison

froide de l'année, quand le régime anticyclonique prédomine, de manière qu'on enregistre à Stâna de Vale 48,9 jours d'hiver (température maximale $\leq 0^{\circ}\text{C}$) par an, la majorité concentrés dans les trois mois d'hiver quand 10-14 jours apparaissent, ayant une température maximale négative. Les jours de gel sont les plus nombreux, 183,8 pendant tous les mois de l'année, ayant un maximum pendant les mois d'hiver (27-29 jours) et un minimum pendant les mois d'été (0,1-0,8 jours). Les nuits glaciales ont aussi une grande fréquence (52,5 nuits glaciales par an), qui apparaît surtout pendant les mois d'hiver (10-15 nuits glaciales par mois) à cause de l'écoulement de l'air froid des cimes qui entourent la dépression et sa sédimentation à l'endroit où se trouve la station météorologique.

1.2. L'humidité relative de l'air a un cours contraire à la température de l'air, respectivement, elle présente le maximum au mois de décembre (93,11%), quand l'advection de l'air plus chaud et plus humide d'origine océanique est moins fréquente et un minimum, au mois de mai (86,6 %) déterminé par la température en hausse (fig. 2). Donc, les limites entre lesquelles évolue l'humidité relative au cours d'une année sont petites, proches de la moyenne pluriannuelle (89,3 %) Stâna de Vale possède la plus forte humidité relative de Roumanie.

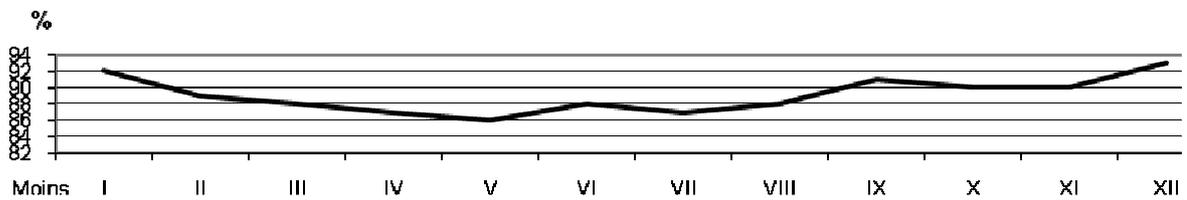


Figure 2. L'humidité relative moyenne mensuelle à Stâna de Vale.

1.3. La nébulosité moyenne totale présente une valeur annuelle de 6 dixièmes de ciel couvert avec un maximum au mois d'avril (6,8 dixièmes) grâce à l'influence croissante de la Mer Méditerranée et l'amplification de la convection thermique et dynamique sur les versants des Monts de Bihor et Vlădeasa et un minimum au mois d'août (4,7 dixième) grâce à la persistance du régime anticyclonique de la fin de l'été (fig. 3).

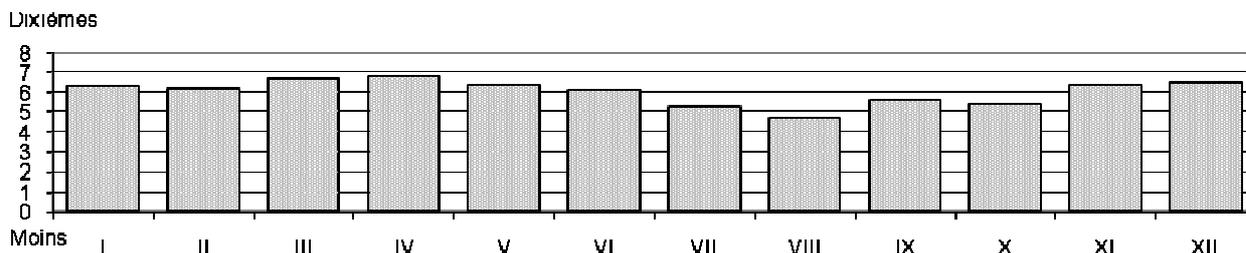


Figure 3. La nébulosité moyenne totale mensuelle à Stâna de Vale.

L'évolution des jours au ciel dégagé et couvert est semblable à l'évolution de la nébulosité totale et elle est déterminée par les mêmes causes. Ainsi, le plus grand nombre de jours ensoleillés est enregistré au mois d'août (6,3 jours) et le nombre le plus petit, au mois de mai (1,8 jours). Les jours où le ciel est entièrement couvert apparaissent fréquemment au mois de décembre (13,1 jours) et ils sont plus rares au mois d'août (5,4 jours) (fig. 4).

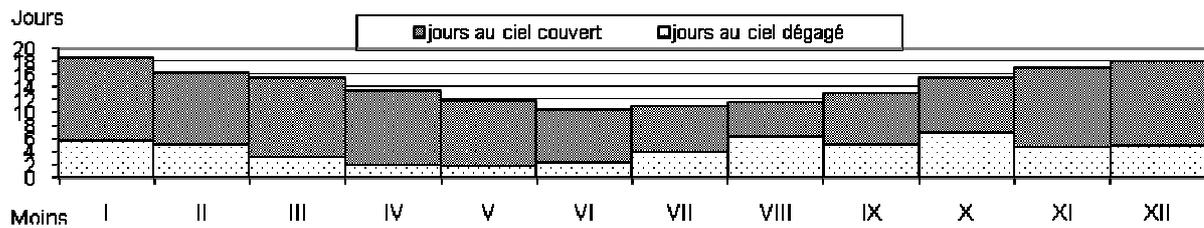


Figure 4. Le fréquence des jours au ciel dégagé et couvert à Stâna de Vale.

En analysant la fréquence annuelle des types de nuages, on a constaté qu'à Stâna de Vale les nuages les plus fréquents sont les Altocumulus (45,4 %) et les plus rares appartiennent au type Cirrocumulus (0,3 %). Généralement, les nuages supérieurs ont une fréquence réduite, excepté les Cirrus (15,0 %). Les nuages du niveau moyen sont les plus fréquents à côté des Altocumulus (45,4 %) en 23,6 % des cas on y rencontre aussi les Altostratus. Parmi les nuages au niveau inférieur, on rencontre le plus souvent les Stratocumulus (22,0 %) suivis de près par le Nimbostratus (13,7 %) et les Stratus (1,6 %). Les nuages au développement vertical sont présents dans 16,7 % des cas (les nuages Cumulus), respectivement 18,0 % des cas (les nuages Cumulonimbus) (tab. 1).

Station	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
Stâna de Vale (1108 m)	15,0	0,3	5,8	45,4	23,6	13,7	22,0	1,6	16,7	18,0

Tableau 1. La fréquence annuelle de types de nuages à Stâna de Vale.

Source : données étudiées d'après l'Archive A.N.M.

Au cours d'une année, les plus fréquents sont toujours les nuages Altocumulus, qui ont une répartition uniforme, comprise entre 41,3 % au mois de janvier et 52,0 % au mois d'octobre. En été, ceux qui prédominent sont les nuages à développement vertical, type Cumulus (35,2 %) au mois de juillet) et Cumulonimbus (38,2 % au même mois) et que l'on rencontre très rarement en hiver: 1,3-6,2 % des cas. Une présence grande et uniforme, le long de l'année est celle des nuages Stratocumulus, ayant des valeurs comprises entre 18,5 % au mois de juin et 28,0 % au mois d'août et 29,2 % des cas au mois de février.

Les nuages Nimbostratus sont plus fréquents pendant les mois de la saison froide (10,2-30,2 %) et plus rarement rencontrés pendant la saison chaude (4,7 %). Les nuages les plus rares sont les Cirrocumulus (0-0,6 %) suivis par les Stratus (0,4-1 % en été et 2,5-3,3 % en hiver) et Cirrostratus qui, même s'ils ont une fréquence réduite, sont uniformément répartis le long de l'année (4,4 % au mois de décembre et 7,1 % au mois de mars) (fig. 5).

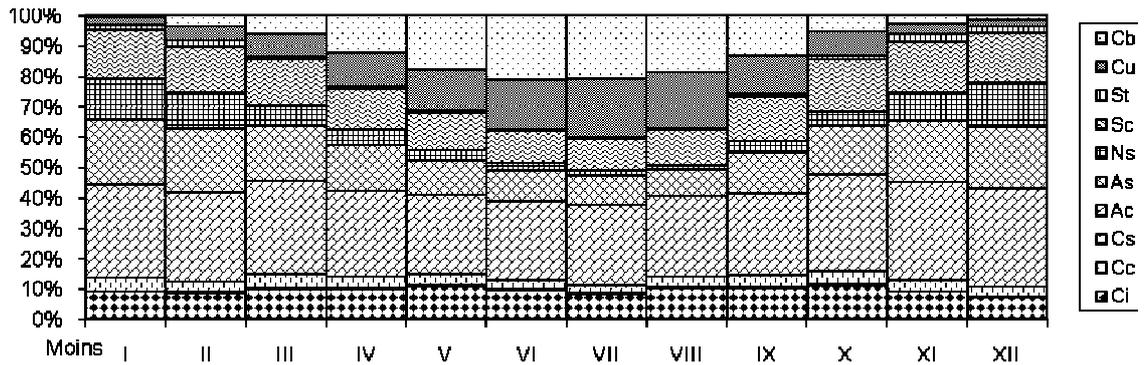


Figure 5. La fréquence mensuelle des types de nuages à Stâna de Vale.

1.4. La durée de l'éclat d'ensoleillement du Soleil totalise 1578,7 heures par an, le maximum étant de 219,2 heures au mois d'août quand prédomine le régime anticyclonique au temps serein la plus faible durée est enregistrée en hiver (51,8 heures au mois de décembre), quand la durée de la journée baisse significativement et les brouillards et la nébulosité stratiforme prédominent (fig. 6).

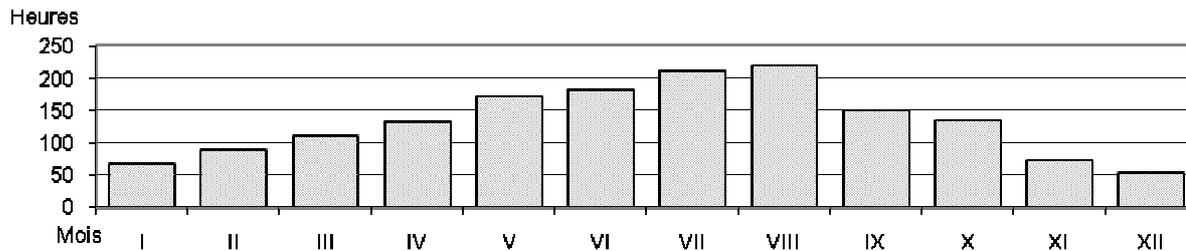


Figure 6. La durée moyenne mensuelle d'éclat du soleil à Stâna de Vale.

En ce qui concerne la fréquence des jours ensoleillés et les jours sans soleil, on enregistre annuellement à Stâna de Vale 289,3 jours ensoleillés et 75,7 jours sans Soleil. Les jours ensoleillés sont plus fréquents aux mois d'été : 27-29 jours, tandis qu'en hiver leur nombre baisse à 17 - 20 jours ensoleillés. Les jours sans soleil présentent une répartition inverse, respectivement, ils sont peu nombreux en été, 1,7 - 2,8 jours et plus en hiver, 8 - 14 jours, suite à la persistance des nuages Stratiformes et des brouillards.

1.5. Les précipitations totalisent 1570,7 mm par an, valeur qui confère à la station Stâna de Vale le titre de pôle des précipitations de Roumanie. On enregistre chaque année un grand nombre de jours aux précipitations 191,9 jours répartis relativement uniformément par mois, avec un maximum au mois de mai (19,4 jours) de précipitations et un minimum, au mois d'octobre (11,6 jours). Les précipitations sont plus réduites dans l'intervalle janvier-mars à cause de la prédominance d'un régime anticyclonique, qui empêche le développement de la convection thermique, le mois le plus sec étant le mois de février (89,0 mm). Dès le mois de mars, les précipitations s'intensifient progressivement jusqu'au mois de juin, quand on enregistre le maximum pluviométrique mensuel (192,8 mm). Les pluies de ce mois sont déterminées par la grande fréquence des cyclones océaniques, qui se déplacent à la périphérie septentrionale de la dorsale de l'Anticyclone Açorique, qui apporte des masses d'air froid et humide, favorables aux précipitations, ainsi qu'aux processus convectifs qui rendent l'air instable par convection thermique et dynamique. Du mois de juin les précipitations diminuent jusqu'au mois d'octobre, quand on enregistre le minimum secondaire de 110,4 mm, grâce à la

prédominance du régime anticyclonique de la fin de l'été. Au mois de décembre apparaît le deuxième maximum secondaire de 159,0 mm, déterminé par les cyclones de la Méditerranée qui traversent la Plaine Roumaine (fig. 7).

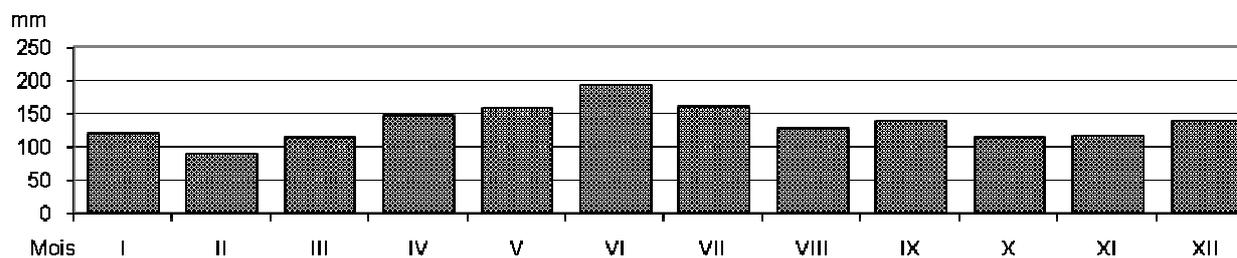


Figure 7. La quantité mensuelle des précipitations à Stâna de Vale.

Liée aux précipitations, la couche stable de neige présente une durée moyenne de 194 jours par an, une durée maximale de 299 jours par an et une épaisseur moyenne de 86,1 cm, l'épaisseur maximale étant de 300 cm. Il est à remarquer que l'épaisseur moyenne par décennie dépasse la limite de 10 cm, nécessaire à la pratique des sports d'hiver de la deuxième moitié du mois de décembre jusqu'à la fin du mois d'avril, ce qui assure le déroulement des sports d'hiver pour une longue période de temps.

1.6. Le vent souffle d'habitude du secteur occidental (6,9 %) avec des vitesses moyennes annuelles réduites, au-dessous de 3m/s, le calme prédominant à Stâna de Vale (75,3 %) grâce à la position à l'abri de la station météorologique dans le cadre de la dépression (fig. 8).

2. Les phénomènes climatiques

A la station climatique Stâna de Vale ont les suivantes caractéristiques :

2.1. La grêle se produit environ 5 jours par an (le nombre maximum atteint 12 jours par an) du mois d'avril jusqu'au mois de mai-juin, quand la fréquence des masses d'air maritime humide, plus froides et plus instables est grande. Au cours d'une journée la grêle apparaît entre 10-18 heures, lorsque la convection thermodynamique est plus puissante; elle peut se produire pendant la nuit suite à l'apparition des masses d'air froide.

2.2. Les orages se produisent 42,6 jours par an (le nombre maximum atteint 89 jours par an) et sont liés à l'activité frontale. À Stâna de Vale, ils se produisent dès le mois de février jusqu'au mois de novembre, ayant une fréquence plus grande aux mois d'été (10,9 jours en juin, 9,2 jours en juillet, 8,5 jours en mai) tandis qu'en automne et au printemps, ils ont une fréquence moyenne de moins d'un jour par mois. Il faut remarquer que le nombre maximum de jours orageux peut atteindre 19 jours au mois de mai, 17 jours en juin et 15 jours en juillet, suite à la fréquence plus grande des masses instables d'air, à l'accroissement de la radiation solaire et de la convection thermique. Les orages sont plus fréquents dans l'après-midi, entre

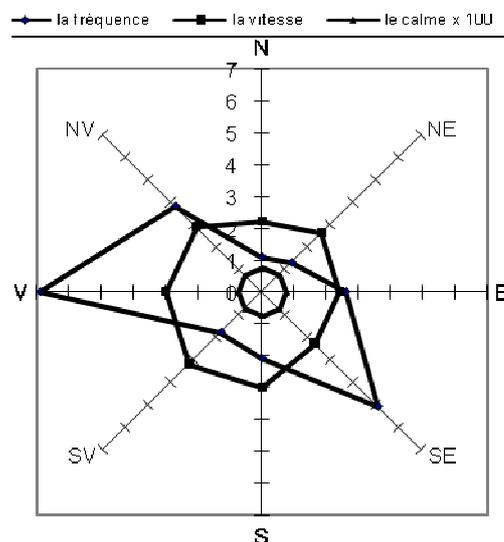


Figure 8. La rose des vents à Stâna de Vale.

13 et 16 heures et plus rares pendant la nuit et à l'aube quand l'effet des brises de montagne sont diminués par rapport à l'après-midi quand la convection prédomine, à cause de l'échauffement de la surface active.

2.3. Le brouillard enregistre un nombre annuel moyen de 49,4 jours relatif uniformément repartis le long de l'année. Les plus nombreux enregistrés au mois de décembre (6,2 jours), quand la fréquence des masses d'air maritime augmente, et les moins apparaissent au mois de mai (2,9 jours) quand l'air devient instable sous l'action de la convection thermique. Le nombre maximum de jours brumeux peut atteindre 108 jours par an, le point le plus haut en janvier (17 jours) et un minimum au mois de mai (8 jours). Pendant une journée le brouillard est plus fréquent entre 9 et 10,30 heures, les jours d'hiver et entre 5,30 et 7 heures, les jours d'été. Pendant l'hiver le brouillard peut se maintenir plusieurs jours de suite. La durée du brouillard à Stâna de Vale enregistre environ 252,2 heures par an. Il est présent tous les mois de l'année, surtout en hiver lorsqu'il dépasse 30 h par mois et sa présence est plus réduite en été: 12-13 heures par mois.

Conclusion

La station climatique touristique Stâna de Vale est l'une des plus réputées de la Roumanie, grâce à son emplacement dans la dépression des Monts Apuseni (les Carpates Occidentaux), où elle dispose d'un paysage particulier, d'eaux minérales de la meilleure qualité et un climat montagnoux à l'air frais et bien ozonifié.

Cet article s'appuie sur les données d'observation météorologiques des principaux éléments climatiques depuis 1979 jusqu'au 2000. On a tiré la conclusion que Stâna de Vale dispose d'un climat de dépression intra montagnouse fermée à des températures moyennes pluriannuelles de 3,9⁰C, une humidité relative élevée de 89 %, un nébulosité évidente de 6 dixièmes, les Altocumulus étant les nuages les plus fréquents, mais les plus rares étant les Cirrocumulus – 0,3 %. On constate aussi que durée ensoleillement est de 1600 heures par an, les précipitations sont abondantes, de 1570 mm par an, la couche de neige qui reste sur les versants de nord 190 jours par an a une épaisseur moyenne de 86 cm, la vitesse du vent est réduite tout au plus de 2m/s et la prédominance de la fréquence du calme atmosphérique atteint 75 %.

Pour conclure, on peut affirmer que la station Stâna de Vale dispose d'un climat de dépression intra montagnouse à caractère tonique, ce qui permet la pratique des sports d'hiver pendant une bonne période, mais en été on peut y trouver un climat frais, réconfortant sans températures excessives, ce qui favorise le développement des activités touristiques.

Références bibliographiques

Bogdan Octavia, Iliescu Maria, 1971. *Condițiile climatice din masivele Bihor-Vlădeasa și Gilău în sprrijinul desfășurării activităților turistice*, Lucr. Celui de al II-lea Colocv. Naț. de Geogr. Tur., Inst. de Geogr., București : 119-129.

Dragotă Carmen, Gaceu O. 2004. *Des considérations sur les températures extrêmes dans les Montagnes Bihor et Vlădeasa*, Analele Universității «Ovidius» Constanța, p : 84-88.

Gaceu O. 2005. *Clima și riscurile climatice din Munții Bihor și Vlădeasa*, Edit. Univ. din Oradea, 284 p.

Mahăra Gh., Gaceu O. 2005. *Les pluies torrentielles de l'ouest des Montagnes Apuseni (Les Carpates Occidentales de la Roumanie) et leur impacte sur l'environnement*, Climat urbain, ville et architecture, Genes, p: 155-158.

FLUCTUATIONS DE LA POLLUTION ET METEOROLOGIE : ETUDE COMPARATIVE SUR LA ROCHELLE, LIMOGES ET CLERMONT-FERRAND

GLANDUS Lise-Marie¹, BELTRANDO Gérard²

¹Université de Limoges, UMR 6042 du CNRS (GEOLAB), 39E rue Camille Guérin, 87036 Limoges
lise-marie.glandus@unilim.fr

²Université Denis Diderot (Paris VII), UMR 8586 du CNRS (PRODIG), case courrier 7001, 75205 Paris
Cedex 13 beltrando@univ-paris-diderot.fr

Résumé : Les concentrations journalières et mensuelles de quatre polluants primaires (NO₂, SO₂, PM10) et secondaire (O₃) mesurées sur dix stations, sur une période de 6 à 8 ans selon les paramètres, sont analysées et mises en relation avec la vitesse du vent et la température mesurées dans les stations Météo France. Les résultats montrent avant tout l'influence de l'environnement immédiat des stations de mesure de pollution. Mais l'analyse par ACP met en évidence une relative homogénéité de neuf des dix stations réparties sur trois agglomérations françaises de taille moyenne, dont les niveaux respectifs de pollution n'avaient jamais été mis en parallèle.

Mots-clés : pollution atmosphérique, météorologie, échelle journalière, saisons.

Abstract: Daily and monthly levels of four primary (NO₂, SO₂, PM10) and secondary (O₃) pollutants measured at ten stations during 6 or 8 years, are analysed and linked with wind speeds and temperatures from Météo France stations. First of all, it appears that measuring stations are under the influence of their closing area. But PCA analysis show a relative homogeneity between nine of the ten stations located in three middle French agglomerations, whose pollution levels have not been compared yet.

Key Words: atmospheric pollution, meteorology, daily scale, seasons.

Introduction

Depuis l'élaboration de la LAURE (Loi sur l'Air et l'Utilisation Rationnelle de l'Energie) du 30 décembre 1996, la France dispose d'un réseau national d'associations de surveillance de la qualité de l'air. Les mesures réalisées sur des stations fixes permettent ainsi de mettre en parallèle les niveaux de pollution de sites différents. Les concentrations mesurées évoluent de façon variable, selon les sources d'émissions de proximité d'une part, et en fonction des fluctuations des paramètres météorologiques d'autre part. Les objectifs sont ici d'étudier les valeurs de pollution à deux échelles de temps, quotidienne et saisonnière, ainsi que les relations existant entre les fortes teneurs en polluants et les conditions météorologiques ; ceci s'appliquant sur trois agglomérations de taille moyenne de l'ouest de la France, situées à une latitude voisine, mais possédant des caractères topographiques et climatiques différents.

1. Sites d'étude et données

1.1. Trois agglomérations de taille moyenne

Les sites d'étude sont trois agglomérations de l'ouest de la France, de tailles moyennes : La Rochelle (116 000 habitants)⁹, Limoges (173 000 habitants) et Clermont-Ferrand (258 000 habitants), dans lesquelles les activités industrielles n'occupent qu'une place relativement modérée. Mais ces agglomérations se démarquent par une topographie différente, ayant une influence sur la dispersion de la pollution. La Rochelle, ville située sur le littoral atlantique, est soumise à une bonne ventilation, notamment par l'intermédiaire des "brises littorales", et présente un relief peu marqué. Ces caractères sont favorables à une

⁹ Les données de population concernent les unités urbaines de chaque ville, d'après le recensement effectué par l'INSEE en 1999.

bonne dispersion de la pollution. A l'inverse, l'agglomération de Clermont-Ferrand se localise au sein d'une demi-cuvette, bordée à l'ouest par la chaîne des monts Dômes qui culmine à 1 465 mètres d'altitude. Un tel espace est plus propice à la concentration des polluants, les sites de cuvette étant souvent confrontés à une accumulation de l'air froid durant la nuit (Dab & Roussel, 2001). A cela s'ajoute une influence négative des reliefs : ces derniers s'organisent en effet sur un axe nord-sud et se placent de ce fait en obstacle à la circulation générale d'ouest. Ceci accroît la fréquence des épisodes atmosphériques anticycloniques et favorise la création des inversions thermiques dans la vallée de la Limagne, où est implantée l'agglomération clermontoise. Or, ces types de temps stables et/ou à inversion thermique sont défavorables à une bonne dispersion de la pollution. Enfin, Limoges bénéficie d'une situation intermédiaire : caractérisée par un climat de type océanique, l'agglomération possède malgré tout des dénivellations assez prononcées. Mais les reliefs bordant le site ne sont que peu marqués, permettant une assez bonne ventilation de la ville.

1.2. Données utilisées

Des mesures journalières des niveaux de pollution – provenant des associations Atmo Auvergne, Atmo Poitou-Charentes et Limair – ainsi que des paramètres météorologiques sont utilisées. Parmi les dix-huit stations fixes disponibles sur les trois agglomérations, seules dix ont été sélectionnées pour la fiabilité et la longueur de leur série de données, ainsi que pour leur environnement proche. L'intérêt était de posséder, pour chaque ensemble urbain, trois stations de natures différentes : deux stations de fond, urbaine et péri urbaine, ainsi qu'une station de type trafic ; auxquelles s'ajoute, pour Clermont-Ferrand, une station rurale particulière, située au sommet du Puy de Dôme, à 1 465 mètres d'altitude. Quatre polluants ont été retenus : trois polluants primaires, caractéristiques de la pollution automobile et industrielle (le NO₂, le SO₂, les PM10) et un polluant secondaire (l'O₃). La détermination de la période d'étude s'est appuyée sur la disponibilité des données, certaines stations n'ayant été mises en service qu'à la fin de l'année 1998, et d'autres présentant de nombreuses lacunes quant aux mesures de SO₂ en 2005 et 2006. Ainsi, la période s'étend du 1^{er} janvier 1999 au 28 décembre 2006 pour les NO₂, PM10 et O₃ ; du 1^{er} janvier 1999 au 31 décembre 2004 pour le SO₂. Quant aux mesures météorologiques, elles correspondent aux moyennes journalières de la température sous abri, de la vitesse et de la direction du vent maximal (en moyenne sur 10 minutes). Ces derniers paramètres présentent une limite puisque ce ne sont pas des moyennes et ils ne sont donc représentatifs que d'un instant donné et non d'une situation journalière. Les mesures ont été réalisées par Météo France sur chaque station synoptique des trois villes. Globalement, le pourcentage de données manquantes est très faible (4% pour la pollution et 0,2% pour la météorologie) : ces valeurs absentes ont alors été ignorées.

2. La pollution à l'échelle quotidienne

2.1. De bonnes corrélations entre les stations de mesure des trois agglomérations

Des Analyses en Composantes Principales (ACP), sans rotation, sont réalisées sur chaque polluant afin de mettre en évidence les liens éventuels entre la totalité des stations des trois agglomérations. Les analyses sont établies à partir de données centrées-réduites issues des concentrations journalières de chaque polluant (NO₂, SO₂, PM10 et O₃) sur la période étudiée.

Pour la pollution au NO₂, toutes les stations des trois agglomérations sont statistiquement et positivement corrélées avec l'axe factoriel 1, à l'exception du site localisé au sommet du Puy de Dôme. Les neuf autres stations contribuent à peu près au même niveau à l'élaboration de cet axe factoriel, bien que les quatre stations urbaines soient quant à elles les plus significativement corrélées avec cet axe. La station rurale a donc un comportement à part

entière qui apparaît sur l'axe F2. Ainsi, elle covarie de façon distincte : la pollution y augmente généralement lors de journées durant lesquelles aucune hausse de concentration en NO₂ n'est enregistrée sur les autres sites. Ce caractère particulier s'explique par la situation de cette station de mesures de type rural, localisée à l'écart de l'agglomération clermontoise. L'impact du trafic routier est donc faible sur ce site éloigné des grands axes routiers : en effet, la moyenne globale sur la période y est particulièrement basse (3 µg/m³ contre 26 µg/m³ pour l'ensemble des neuf autres sites). Néanmoins, la pollution mesurée n'est probablement pas uniquement due aux émissions locales, mais peut également constituée dans certains cas une pollution importée, en provenance de régions plus polluées. En effet, les polluants peuvent être transportés sur de longues distances par le mouvement des masses d'air (Deletraz, 2002). Mais cet aspect n'est pas pris en compte ici.

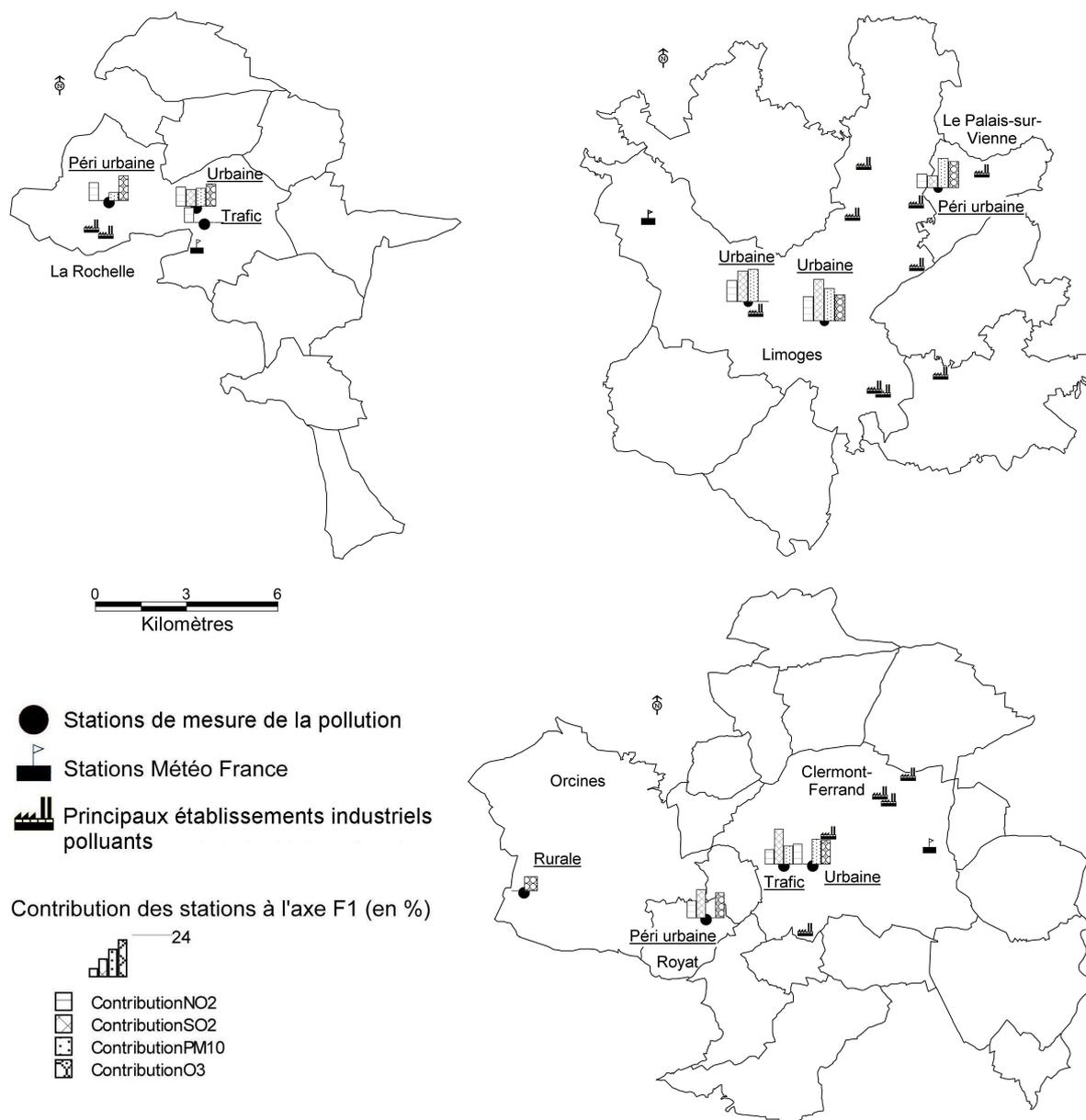


Figure 1. Localisation des sites de mesure, des principales industries polluantes sur les trois unités urbaines et représentation de la contribution à l'axe F1 des stations de mesure de l'air pour chaque polluant.

Les teneurs en O₃ montrent elles aussi la particularité de la station du Puy de Dôme : si la totalité des moyennes quotidiennes des neuf stations retenues dans les trois agglomérations, quelque soit leur localisation, est corrélée avec l'axe F1, la station rurale est la seule qui soit

positivement corrélée avec l'axe F2. Son comportement est donc parfois différent de celui des autres, mais la disparité de comportements entre stations est ici faible et montre une uniformité dans le développement de l'ozone.

Enfin, la plupart des stations des trois agglomérations est statistiquement corrélée avec l'axe F1 quant à la pollution en SO₂. Seule la station péri urbaine de La Rochelle ne présente pas de corrélation significative. Elle possède une faible contribution aux axes F1 et F2, alors que sa contribution à F3 est élevée.

De même, pour les concentrations en PM10, l'ensemble des stations de mesure est corrélé positivement avec l'axe F1 ; mais cette même station contribue largement plus à l'axe F2 qu'à l'axe F1. Ces situations témoigneraient donc de l'existence de hausses de pollution particulières sur ce site. Or, celui-ci se situe à environ un kilomètre d'établissements industriels polluants : l'usine d'incinération des ordures ménagères de la communauté d'agglomération de La Rochelle et l'usine chimique "Rhodia Electronics and catalysis". La proximité de ces deux installations particulièrement importantes pour leurs activités a d'ailleurs déterminé le choix d'implantation de la station de mesure. Ces établissements émettent en particulier du SO₂ et des PM10.

2.2. Journées de forte pollution : caractéristiques principales et lien avec la météorologie

Les journées les "plus polluées" sont mises en relation avec des paramètres météorologiques tels que la vitesse du vent maximal pour les concentrations en polluants primaires, et la température pour l'ozone. Afin de déterminer les journées de "forte pollution", les coordonnées des individus sur F1 ou F2 sont triées par ordre croissant : parmi elles, les trente valeurs les plus grandes (soit 1% de l'échantillon) sont sélectionnées et observées. Celles-ci correspondent aux journées durant lesquelles les niveaux de pollution tendent à être relativement élevés sur l'ensemble des stations corrélées avec cet axe. Cela se vérifie dans l'étude des moyennes journalières brutes des neuf stations : les concentrations moyennes à ces dates sont systématiquement supérieures aux moyennes calculées sur la période.

Tout d'abord, il apparaît que les journées de pollution maximale en NO₂, SO₂ et PM10 relèvent majoritairement de mois de la saison fraîche (de novembre à mars). Mais il existe quelques exceptions : durant les trente jours de forte pollution en SO₂ et PM10 mesurée sur la station péri urbaine de La Rochelle, aucune logique saisonnière n'apparaît, les hausses pouvant apparaître aussi bien en période hivernale qu'estivale. Quant à l'O₃, sa tendance saisonnière de pollution s'inverse, les journées estivales (juin, juillet et août) enregistrant les plus fortes valeurs. Cette situation est connue, puisqu'elle répond aux conditions de formation de ce polluant, par transformation photochimique. Les trente journées les plus polluées sont ainsi marquées par des températures élevées (25,4°C en moyenne), supérieures aux moyennes calculées sur la période d'étude. Plusieurs épisodes apparaissent assez nettement : du 9 au 14 juillet 2003 et du 2 au 12 août 2003 ; du 13 au 17 juillet 2005 ; du 14 au 16 juillet 2006. Les températures les plus élevées apparaissent, sur les trois agglomérations, sur la période d'août 2003 (moyenne de 28,3°C) : cet été est d'ailleurs considéré comme le plus chaud de l'histoire de l'observation météorologique en France (Bessemoulin et *al.*, 2004). Une telle situation entraîne donc une hausse de la pollution en ozone sur l'ensemble des sites.

Les fortes concentrations en NO₂ et SO₂ se manifestent essentiellement sur les jours ouvrables de la semaine, c'est-à-dire du lundi au vendredi (et notamment les mardi et mercredi). Les activités urbaines étant plus intenses durant ces jours-ci, le trafic automobile augmente, entraînant des hausses d'émissions qui sont visibles dans les mesures des stations. Une nuance peut cependant être faite pour les teneurs en PM10 : sur tous les sites, à l'exception de la station péri urbaine de La Rochelle, la pollution semble plus présente les

samedis que les lundis. Cette situation peut s'expliquer par les rythmes urbains et la probable influence du trafic automobile : la fréquentation des centres-villes serait donc plus importante le samedi que le lundi, en raison de l'ouverture des commerces et des activités de loisirs. Au contraire, la pollution en O₃ se développe particulièrement les samedis et dimanches ; soit lorsque les concentrations en NO₂ sont les plus faibles, ceci répondant aux mécanismes de formation de l'ozone (Koffi, 2002) : le profil hebdomadaire de la pollution montre ainsi des taux d'O₃ supérieurs sur le week-end (Brönnimann & Neu, 1997).

Les trente journées de forte pollution en NO₂, SO₂ et PM10 sur toutes les stations sont caractérisées par des vents globalement faibles à modérés : ceux-ci présentent une vitesse maximale globalement inférieure aux moyennes calculées sur les trois sites pour la période d'étude (entre 4,2 et 6,3 m/s pour une moyenne de 5 m/s). Toutefois, les vitesses du vent maximal sont assez élevées sur les trente jours de plus forte pollution en SO₂ sur le site péri urbain de La Rochelle, avec une moyenne de 9 m/s ; quant aux directions des vents, elles sont en majorité de 240°, soit des vents en provenance de l'ouest, permettant le transport des polluants émis par les établissements industriels cités précédemment vers cette station de mesures. La station péri urbaine de Limoges est elle beaucoup plus corrélée avec l'axe F2 que F1, contribuant à plus de 50% à cet axe. Sur les trente journées de pollution la plus grande, les vents maximaux sont modérés et de directions essentiellement comprises entre 60 et 90° : ces orientations du nord-est rendent possible le transport des émissions provenant d'un établissement industriel polluant sur cette station. Enfin, l'étude des concentrations maximales en PM10 sur le site péri urbain de La Rochelle montre des caractères similaires à ceux observés pour le SO₂. Si les vents maximaux quotidiens sont moins forts (moyenne de 6 m/s), leur direction principale reste la même : 240°. Les sources d'émissions industrielles peuvent donc de nouveau être identifiées comme influentes sur les concentrations mesurées, d'autant plus que les hausses de pollution se manifestent sur diverses saisons, sans logique évidente.

3. Caractères saisonniers de la pollution

Les profils de pollution saisonnière sont différents entre ces trois agglomérations ; et au sein même de chacune d'entre elles, des contrastes sont visibles d'une station à l'autre. Ceci s'observe par le biais des moyennes mensuelles calculées pour chaque polluant et pour chaque station de mesures.

Une tendance de pollution hivernale apparaît pour les taux de NO₂, SO₂ et PM10. Le profil est particulièrement net pour la pollution en NO₂ : la totalité des stations montre une baisse des concentrations en période estivale. Mais une exception peut être notée : en effet, la station du Puy de Dôme enregistre les valeurs les plus faibles entre septembre et décembre, période à laquelle la pollution augmente sur les autres sites des trois agglomérations. Le comportement particulier de ce site est donc également mis en évidence à cette échelle temporelle, et peut être expliqué par sa localisation en altitude (1 465 mètres) : comme cela a été observé en Suisse (Gehrig & Buchmann, 2003), le site doit parfois se trouver au-dessus de la couche d'inversion et échapper ainsi aux influences du bassin de Clermont-Ferrand. De plus, la fréquentation y est réduite en raison des conditions climatiques de cette saison.

Le profil de pollution en SO₂ montre également des particularités. Les stations péri urbaines de La Rochelle et Limoges présentent des évolutions mensuelles désordonnées. Une hausse de pollution est constatée d'avril à septembre sur la station de Limoges, et les moyennes les plus élevées apparaissent sur les mois d'avril et d'octobre sur la station de La Rochelle. Ces observations appuient ainsi les analyses précédentes et contribuent à considérer les environnements proches de ces deux sites : ceux-ci sont caractérisés par la présence d'établissements industriels polluants qui doivent avoir une influence sur les fluctuations des concentrations enregistrées. Les moyennes mensuelles des PM10 se caractérisent par des

variations moindres, l'ensemble des sites présentant une diminution des taux en avril, suivie d'une élévation jusqu'en juin, particulièrement marquée sur l'agglomération clermontoise.

Si la prédominance de la pollution en période hivernale s'explique par les conditions thermiques – le froid étant défavorable à la dispersion verticale des polluants – la hausse des taux de PM10 en mai et juin peut elle aussi être liée aux températures : il a en effet été constaté dans plusieurs villes européennes que des élévations conjointes des températures et des concentrations en PM10 sont possibles (Lonati et al., 2006).

Enfin, l'O₃ possède un profil différent des trois autres substances : du fait de ses caractéristiques de formation, ce polluant est particulièrement présent entre avril et août, avec un pic en mai sur La Rochelle, en juin sur Limoges et Clermont-Ferrand. Seule la station du Puy de Dôme montre une uniformité de pollution sur cette période, les moyennes mensuelles se maintenant à des niveaux élevés (100 µg/m³ en moyenne entre avril et août).

Conclusion

Les deux échelles de temps, quotidienne et saisonnière, font apparaître quelques particularités de certaines stations, en lien avec les conditions météorologiques et leur localisation par rapport aux sources de pollution de proximité. Si les corrélations sont positives entre la majorité des stations pour les concentrations journalières, le site rural du sommet du Puy de Dôme montre un comportement spécifique, lié à son isolement de l'agglomération clermontoise et son altitude. De même, les hausses de pollution en SO₂ et PM10 enregistrées sur la station péri urbaine de La Rochelle se manifestent de façon particulière, cette situation trouvant une origine dans la proximité du site avec des établissements industriels polluants situés sous les vents dominants. Mais de façon générale, les valeurs mesurées sont supérieures sur les stations de Clermont-Ferrand et témoignent de l'impact des conditions topographiques locales, défavorables à une bonne dispersion des polluants. Enfin, il transparaît que la pollution en NO₂, SO₂ et PM10 se développe, sur les trois agglomérations, particulièrement en période hivernale et que les hausses des concentrations surviennent généralement du lundi au vendredi, dans des conditions de vents faibles à modérés. La situation est cependant différente pour la pollution en O₃, ce polluant secondaire se développant fortement en période estivale, notamment durant les week-ends et à l'occasion de journées caractérisées par des températures élevées.

Références bibliographiques

- Bessemoulin P., Bourdette N., Courtier P., Manach J., 2004. La canicule d'août 2003 en France et en Europe. *La Météorologie*, **46**, 25-33.
- Brönnimann S., Neu U., 1997. Weekend-weekday differences of near-surface ozone concentrations in Switzerland for different meteorological conditions. *Atmospheric Environment*, **31**, 1127-1135.
- Dab W., Roussel I., 2001. *L'air et la ville*. Hachette Littératures, 219 p.
- Deletraz G., 2002. *Géographie des risques environnementaux liés aux transports routiers en montagne. Incidences des émissions d'oxydes d'azote en vallées d'Aspe et de Bariatou (Pyrénées)*. Thèse de doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 563 p.
- Gehrig R., Buchmann B., 2003. Characterising seasonal variations and spatial distribution of ambient PM10 and PM2.5 concentrations based on long-term Swiss monitoring data. *Atmospheric Environment*, **37**, 2571-2580.
- Koffi B., 2002. *Que sait-on de la pollution photochimique urbaine ?* La documentation française, 101 p.
- Lonati G., Giugliano M., Cernuschi S., 2006. The role of traffic emissions from weekends' and weekdays' fine PM data in Milan. *Atmospheric Environment*, **40**, 5998-6011.

Remerciements : Nous remercions les associations Atmo Auvergne, Poitou-Charentes et Limair pour la fourniture des données de pollution, ainsi que Météo France pour celle des paramètres météorologiques.

ÉVOLUTION DE L'INTENSITÉ DE L'ÎLOT DE CHALEUR À CUIABÁ/ MT/BRÉSIL AU COURS DE LA PÉRIODE DE 1990 À 2007

GONÇALVES DE PINHO Jeferson, TOMASINI MAITELLI Gilda, SCHREINER Simone

jefersonpinho@gmail.com

maitelli@terra.com.br

rsshreiner@yahoo.com.br

Universidade Federal de Mato Grosso/Cuiabá/Brésil.

Résumé : Ce travail cherche à montrer l'évolution de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain identifié à la ville de Cuiabá, localisée dans la zone tropicale du Brésil à l'intérieur du continent sud-américain, en comparant les données correspondant à la période de 1991 à 2007. Les données climatologiques analysées ont été obtenues par des observations en des points fixes et avec des "transects" mobiles. Ces derniers proviennent de l'installation de senseurs sur la partie externe d'un véhicule qui parcourt un itinéraire préalablement établi, comprenant des zones avec différentes catégories d'utilisation du sol, depuis le centre de la ville jusqu'aux zones suburbaines.

Mots-clés : climat urbain – l' îlot de chaleur – utilisation du sol urbain.

Abstract: This work claims to show the evolution of the urban heat island intensity identified in Cuiabá, city located in the tropical area of Brazil in the South American continent, by comparing the data obtained in studies carried out for the period of 1991 to 2007. The climatological data were obtained by observations in fixed points and with mobile traverses. The latter come from the installation of sensors on the external part of a vehicle which a route before established including zones with various categories of land use, since the center of the city to the suburban zones.

Key words: urban climate – heat island – urban land use.

Introduction

Le climat urbain est le résultat des interactions physiques et chimiques complexes entre l'atmosphère locale et l'espace d'une ville. L'intensité de l'urbanisation exprimée en termes d'espace physique bâti altère de façon significative le climat local (Lombardo, 1985).

Selon Oke (1982), l'équilibre d'énergie entre la zone urbaine et les zones naturelles ou rurales localisées dans ses environs s'établit de façon distincte. La ville en modifiant certaines caractéristiques du paysage naturel, en réduisant les indices de végétation, en substituant la végétation par des matériaux artificiels employés dans les constructions, modifie l'équilibre énergétique local, ce qui influence le comportement des variables du climat local.

Les zones naturelles ou rurales périphériques de la ville perdent plus de chaleur au moyen du refroidissement évaporatif, c'est-à-dire, par les échanges de chaleur latente. Dans les villes, où les espaces ont une plus grande capacité d'emmagasiner de la chaleur, le plus grand flux des échanges énergétiques est de chaleur sensible, qui contribue au réchauffement de l'atmosphère locale.

Les villes, en contribuant à l'altération de l'équilibre de l'énergie, produisent des poches d'air chaud sur les zones urbaines, ce qui produit l'îlot de chaleur (Lombardo, 1985). L'air dans la basse atmosphère urbaine est normalement plus chaud que dans les zones rurales ou suburbaines avoisinantes.

Oke (1987, p. 288) argumente que cet effet de l'îlot de chaleur urbain est probablement l'exemple le plus clair et le mieux perceptible de modification artificielle du climat. La différence entre la plus grande valeur de température observée dans des zones densément urbanisées et la plus petite valeur, enregistrée en général dans des zones adjacentes suburbaines ou rurales définit l'intensité de l'îlot de chaleur urbain (Oke, 1987, p. 289).

Les effets de l'îlot de chaleur dans la zone urbaine se répercutent sur le comportement de l'humidité relative de l'air, en diminuant ses valeurs par rapport aux zones suburbaines et rurales (Chandler apud Danni, 1995). En général, l'environnement urbain est plus sec que les zones adjacentes et rurales principalement dans les endroits où se forme l'île de chaleur.

L'augmentation de la température de l'air dans les villes est accompagnée d'une diminution des valeurs de l'humidité relative de l'air. Ce sont donc deux variables inversement proportionnelles. Pendant les jours très chauds, le malaise thermique associé à la basse humidité relative de l'air provoque un "climat de désert artificiel", terminologie décrite par Eriksen cité par Lombardo (1985).

Le modèle d'utilisation du sol urbain associé à des mesures ponctuelles et mobiles de température et d'humidité de l'air a servi de méthodologie pour la réalisation de nombreux travaux qui investiguent le phénomène de l'îlot de chaleur dans la ville.

Ce travail essaye de montrer l'évolution de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain identifié à Cuiabá, en comparant des études réalisées de 1991 à 2007.

1. Zone d'Etude

La commune de Cuiabá est localisée dans le centre-ouest du Brésil, dans la portion centre-sud de l'Etat du Mato Grosso, entre les parallèles 15° 10' et 15° 50' S et entre les méridiens 54° 50' et 58° 10' W, dans une région géomorphologique nommée Dépression de Cuiabá (Ross et Santos, 1982).

A partir de la décennie de 1970, sous la pression des fronts migratoires, la ville passe à s'urbaniser de façon accélérée en dirigeant l'expansion urbaine vers les zones périphériques.

L'évolution de la population de Cuiabá met en évidence l'urbanisation accélérée avec une population passant de 108800 habitants en 1970 à 527113 habitants en 2007.

Le climat est essentiellement tropical continental, chaud et sub-humide. Selon Nimer (1988, p. 31), le climat chaud domine la région Centre-Ouest, dans laquelle s'insère le site urbain de Cuiabá. Il est surtout marqué par la fréquence journalière des hautes températures. Septembre et octobre sont les mois les plus chauds, avec des températures maximales supérieures à 40°C. La plus grande partie de la région n'a pas un seul mois avec une température inférieure à 20°C et en général, les températures moyennes annuelles sont élevées.

Les saisons de l'année ne sont pas bien définies et présentent une division selon le régime des pluies. Il y a deux saisons, l'une sèche (avril-septembre) et l'autre pluvieuse (octobre-mars).

2. Méthodes

Les données climatologiques analysées ont été obtenues par des observations dans des points fixes et des mesures itinérantes. Des capteurs ont été installés sur la partie externe d'un véhicule qui parcourt un itinéraire préalablement établi. Cet itinéraire traverse des zones avec des catégories différentes d'utilisation du sol depuis le centre de la ville jusqu'aux zones suburbaines. Les observations climatologiques au moyen de points fixes ont eu lieu avec l'installation d'abris météorologiques dans des zones urbaines et suburbaines.

Les zones principales de la ville ont été définies par le relevé cartographique et la classification des différentes utilisations du sol urbain. On a identifié les zones centrales qui présentent une grande densité de constructions, les zones résidentielles de basse, moyenne et

grande densité, les zones de parcs avec des espaces verts étendus, les zones d'expansion urbaine qui présentent des caractéristiques rurales et les zones du district industriel de la ville.

3. Résultats

3.1. Utilisation du sol urbain

Les zones urbaines de la ville de Cuiabá ont été classifiées en huit catégories distinctes :

Classe 1 : Centre et Couloirs Commerciaux (CCC) : ils correspondent aux zones centrales de la ville et aux couloirs commerciaux le long des principales avenues centrales. Dans cette classe, 90% à 100% de la surface est occupée par des immeubles d'un ou de 2 étages intercalés par des bâtiments isolés de portée moyenne, étant donné que les espaces entre les constructions sont très réduits ou inexistantes. La végétation urbaine est restreinte, de 5% à 10% de la surface totale.

Classe 2 : Zone d'Expansion Urbaine (AEU) : ces zones sont destinées à l'expansion urbaine. Elles se caractérisent par la présentation d'une zone végétale maximale (90% à 95%). La présence d'immeubles est rare et quand il y en a, ils sont disposés de façon isolée. Dans certains endroits, ces zones présentent des caractéristiques rurales.

Classe 3 : Zone Résidentielle de Basse Densité (ARDB) : zones résidentielles caractérisées par des constructions horizontales d'un seul étage, disposées de façon éparse. Beaucoup de terrains vagues existent entre les constructions, dont la superficie dépasse la zone bâtie. La couverture végétale dans les interstices vides arrive à occuper jusqu'à 50% de la surface totale. En général, ce sont des quartiers situés sur les abords du périmètre urbain loin de la zone centrale. Il est commun que les rues ne soient pas goudronnées et présentent un sol dénudé.

Classe 4 : Zone Résidentielle de Moyenne Densité (ARMD) : zones qui présentent des constructions horizontales avec une disposition plus compacte. Les terrains vagues sont moins plus rares et la zone construite prédomine. La superficie occupe près de 35% de la zone.

Classe 5 : Zone Résidentielle de Grande Densité (ARAD) : zones où prédominent les immeubles résidentiels avec des bâtiments destinés au commerce et aux services. En général, les immeubles à vocation commerciale et de services sont construits sur l'avenue principale de la localité, formant une espèce de "mini-centre". La couverture végétale est assez réduite et occupe près de 15% de la zone totale.

Classe 6 : Verticalisation Intense (VI) : zones qui se caractérisent par la concentration d'immeubles de grande portée, résidentiels et commerciaux, intercalés par des constructions horizontales. Elles présentent un haut degré d'artificialisation, étant donné que l'espace se trouve totalement rempli par des constructions horizontales.

Classe 7 : Zone de Préservation Permanente (APP) : zones qui comprennent celles qui sont protégées par la législation. La principale caractéristique de ces zones est la grande extension de surface végétale, environ 95 % à 100% de la surface totale.

Classe 8 : District Industriel (DI) : zone où l'occupation physique du sol urbain se caractérise par l'installation de grands hangars et de constructions d'un à deux étages. La présence de terrains vagues étendus contribue à l'espacement des constructions et aussi à la conservation de surfaces végétales qui poussent sur les terrains vagues. Les zones ouvertes et la platitude du relief dans leurs environs font que la circulation locale des vents soit efficace pour disperser de possibles polluants provenant de l'activité industrielle. Les superficies végétales arrivent à représenter 50% de la surface totale.

3.2. Evolution de l'intensité de l'îlot de chaleur

Le phénomène de l'îlot de chaleur urbain a été identifié dans la ville de Cuiabá pour la première fois en 1990. Depuis, les études postérieures mettent en évidence une augmentation progressive dans son intensité, comme le montre le tableau 1. A l'exception des intensités observées pendant l'année 2000, les autres ont été identifiées avec la méthode de "transect" mobile.

Intensité de l'îlot de chaleur urbain – Cuiabá – MT – Brésil			
Année Observée	Population Urbaine	Saison Sèche– $\Delta Tu-r$	Saison des Pluies – $\Delta Tu-r$
1990*	402813	2,5°C	-
1994*	433355	5,0°C	2,5°C
2000**	483346	6,0°C	7,0°C
2002***	483346	5,7°C	5,4°C
2007***	527113	6,9°C	-

Tableau 1: Evolution de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain dans la ville de Cuiabá – MT – Brésil.

* Maitelli; ** Duarte; *** Pinho.

Maitelli et al (1990) ont réalisé des observations climatologiques par la méthode de "transect" mobile pendant la période de juin à août (saison sèche). Les résultats ont montré la formation de l'îlot de chaleur dans la zone centrale de la ville avec une intensité maximale de 2,5°C. Les valeurs maximales ont été observées de nuit et étaient en rapport principalement avec l'émission d'énergie d'ondes longues par les matériaux du paysage urbain. Pendant la journée, on a observé un écart thermique allant jusqu'à 2°C.

Maitelli (1994) a réalisé des observations mobiles et fixes dans la ville pendant 10 jours au cours de la saison des pluies et 10 jours au cours de la saison sèche. Les résultats ont mis en évidence l'existence de l'îlot de chaleur avec une intensité maximale allant jusqu'à 5°C observée la nuit pendant la saison sèche. Pendant la saison des pluies, l'intensité maximale observée a été de 2,5°C. Les plus grandes et les plus petites valeurs de température de l'air ont été observées entre le district commercial de la ville et la zone suburbaine.

Duarte (2000), en étudiant la corrélation existante entre les microclimats urbains et l'occupation du sol, a réalisé des mesures fixes de température et d'humidité de l'air dans sept zones de la ville, sélectionnées selon l'utilisation du sol, englobant les zones centrales et suburbaines. Les résultats ont montré des différences thermiques absolues de plus de 6°C pendant la saison sèche et jusqu'à 7°C pendant la saison des pluies. Les zones les plus réchauffées sont celles proches du centre.

Pinho (2002) a réalisé des observations thermiques et d'humidité avec la méthode de "transect" mobile. Les résultats ont montré des différences de près de 5,4°C pendant la saison des pluies et de 5,7°C pendant la saison sèche. Les zones centrales de la ville sont apparues comme les plus chaudes, alors que les zones d'expansion urbaine et de préservation permanente ont manifesté les températures les plus basses.

3.3. L'îlot de chaleur de la saison sèche 2007

Les observations réalisées en 2007 ont montré que l'utilisation du sol urbain de Cuiabá a influencé de façon significative le comportement des valeurs de température et d'humidité relative de l'air, soit en contribuant à l'augmentation de ses valeurs, soit en diminuant et en produisant des microclimats urbains associés aux modèles d'utilisation du sol.

La figure 1 montre des exemples du comportement des variables climatologiques en rapport avec l'utilisation du sol pendant les quatre jours de l'expérience.

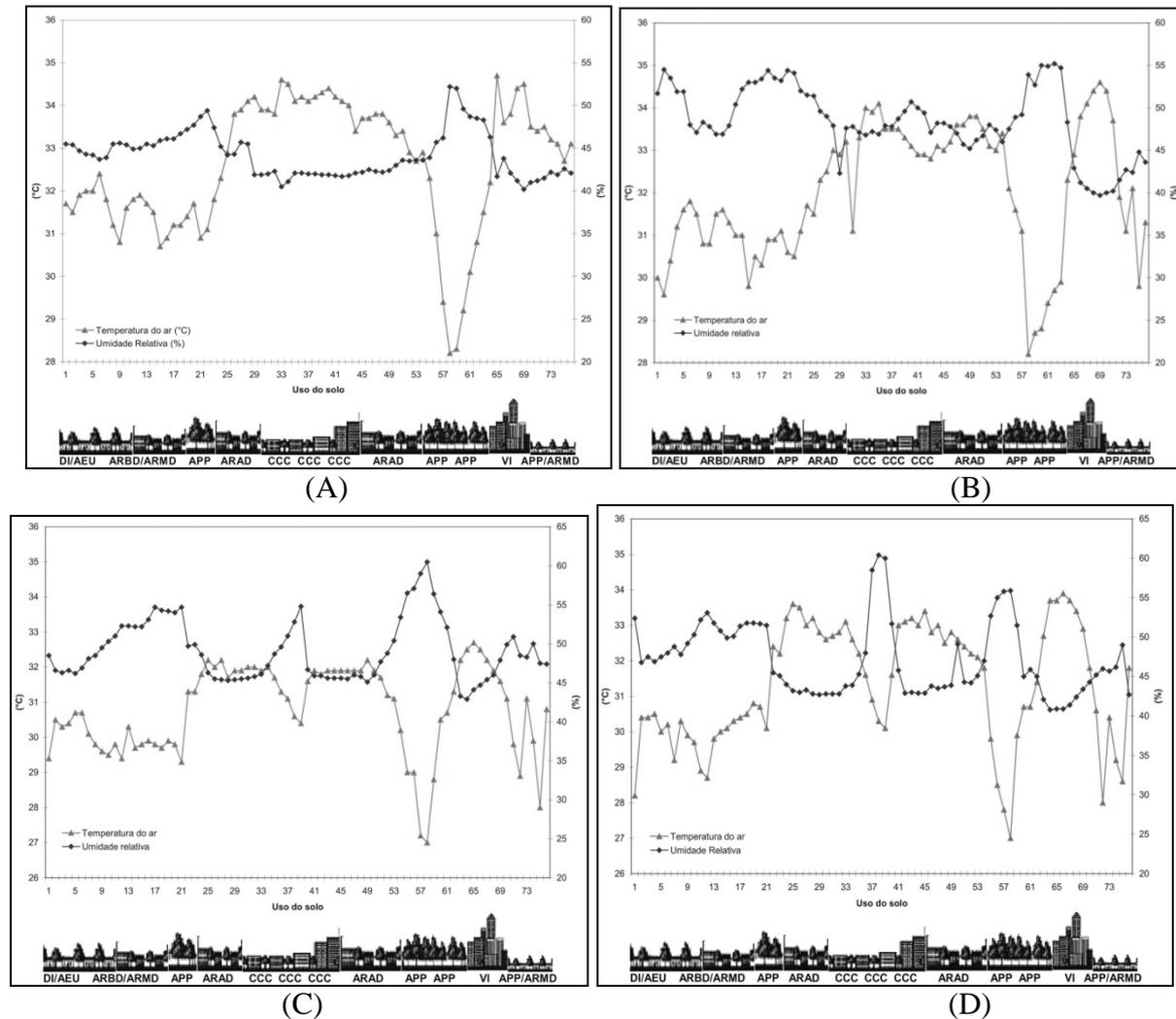


Figure 1. Profil horizontal de l'Îlot de Chaleur et humidité relative dans la ville de Cuiabá. (A) le 13/09/2007; (B) le 14/09/2007; (C) le 17/09/2007; (D) le 19/09/2007.

En observant la figure 1, nous constatons que dans les quatre jours de l'exemple, les creux formés par les courbes qui représentent la température de l'air ont lieu dans la même classe d'utilisation du sol, soit les zones de préservation permanente du parc public nommé *Mãe Bonifácia*.

Quant aux températures les plus élevées, elles ont été observées dans les zones de verticalisation intense le long de l'Avenue *Rubens de Mendonça*. Ces zones étaient près de 6,9°C plus chaudes que les zones de préservation permanente du Parc *Mãe Bonifácia*.

Les séquences de résultats similaires ont mis en évidence la localisation de l'îlot de chaleur dans les zones de verticalisation intense le long de l'Avenue *Rubens de Mendonça*. A la différence des études antérieures qui ont localisé l'île de chaleur dans des zones du centre de la ville, les nouveaux résultats mettent en évidence que l'îlot de chaleur est en expansion dans la direction centre-nord.

Nous préférons l'affirmation d'expansion et non de déplacement de l'île de chaleur, car nous considérons que du point de vue des caractéristiques physiques de l'utilisation du sol urbain et de la proximité avec la zone centrale, la région de l'Avenue *Historiador Rubens de Mendonça* est une extension physique et naturelle du centre.

L'occupation intense des zones le long de l'Avenue *Rubens de Mendonça* a provoqué le remplissage des espaces vides dans les zones entre le centre et la région, de sorte qu'à l'heure actuelle, nous pouvons dire que le centre s'est étendu en direction à l'Avenue *Rubens de Mendonça*. En fait, l'Avenue *Rubens de Mendonça* est un prolongement naturel de l'Avenue *Tenente Coronel Duarte* qui coupe le centre de la ville, étant donné que les principaux équipements de commerce et de services sont installés à seulement deux kilomètres du centre.

Conclusion

Les études de climat urbain ont montré que le phénomène de l'îlot de chaleur urbain à Cuiabá enregistre au fil du temps des intensités de plus en plus marquées. L'intensification de l'utilisation du sol et son appropriation sans la planification nécessaire sont des conditions aggravantes des effets négatifs sur le climat local. D'un autre côté, les plus faibles températures observées dans les endroits où les espaces verts étaient abondants ont mis en évidence l'importance de la végétation dans l'adoucissement des hautes températures. On déduit alors la nécessité d'une planification urbaine qui maintient et crée des espaces verts, surtout dans les zones densément urbanisées, en vue d'adoucir l'îlot de chaleur urbain.

Références bibliographiques

- Danni I. M., 1995. Aspectos Conceituais do Sistema Clima Urbano: Uma breve revisão bibliográfica sobre as ilhas de calor. *Caderno de Geociências – IBGE – Rio de Janeiro*, .13-26.
- Duarte D. H., 2000. *Padrões de ocupação do solo e microclimas urbanos na região de clima tropical continental*. Faculdade de Arquitetura e Urbanismo da Universidade de São Paulo - Tese Doutorado em Arquitetura, 278 p.
- Nimer E., 1988. Clima da região Centro-Oeste. *Coleção Geografia do Brasil : Região Centro Oeste – IBGE – Rio de Janeiro*, 5, 23-34.
- Lombardo M. L., 1985. *Ilhas de Calor nas Metrópoles: O exemplo de São Paulo*. Huditec, 244 p.
- Maitelli G. T., 1994. *Uma Abordagem Tridimensional de Clima Urbano em Área Tropical Continental: o exemplo de Cuiabá – MT*. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo - Tese de Doutorado em Geografia, 204 p.
- Maitelli G. T., Zamparoni C. A. P. G., Lombardo M. A., 1990. Ilha de Calor em Cuiabá-MT : Uma Abordagem de Clima Urbano. *3º Encontro Nacional de Estudos Sobre o Meio Ambiente – Londrina PR*. Anais, 561-571.
- Oke T. R., 1982. The Energetic Basis of the Urban Heat Island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 1-24.
- Oke T. R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Methuen London & New York, 435 p.
- Pinho J. G., 2002. *A Evolução da Intensidade da Ilha de Calor em Cuiabá – MT: 1990 a 2002*. ICHS – Departamento de Geografia – Universidade Federal de Mato Grosso – Trabalho de Conclusão de Curso Bacharelado em Geografia, 69 p.
- Ross J. L. S., Santos L. M., 1982. Geomorfologia. *Projeto RADAM BRASIL*. 26, 193 – 247.

QUEL EST L'EFFET DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES GELÉES ?

GONZÁLEZ-COLINO Miguel, ALONSO-BLANCO Elisabeth, PALENCIA Covadonga, CALVO Anai, FERNÁNDEZ-RAGA Maria, CASTRO Amaya, FRAILE Roberto

*Departamento de Física, Universidad de León, 24071 León, Espagne
roberto.fraile@unileon.es*

Résumé : *Le changement climatique constitue actuellement l'altération de l'environnement qui semble avoir le plus d'influence sur la société. Une des variables climatiques impliquée dans ce changement est la température, qui, au cours du siècle dernier, a augmenté d'environ 0,6 °C. L'augmentation de la température moyenne affecte principalement les températures minimales. Ces dernières sont, en partie, responsables des gelées. Dans ce travail, la tendance du nombre de jours de gel par an en Espagne péninsulaire a été étudiée. Les périodes de retour correspondantes ont également été analysées. Une tendance statistiquement significative dans le régime des gelées avec une diminution du nombre de jours de gel annuel a été observée. Cependant, les périodes de retour ne sont pas sujettes à des tendances aussi évidentes.*

Mots-clés : *Gelée ; Jours de gel par an ; Changement climatique ; Tendance.*

Abstract: *Climate change is one of the most relevant environmental issues in society today. One of the climatic variables involved in this change is temperature: temperatures have increased by approximately 0.6 °C in the past 100 years. The rise in mean temperatures affects mainly the minimum temperatures. These minimum temperatures are at least partly responsible of frost events. This paper is a study of the trend in the annual number of frost days in peninsular Spain. The corresponding return periods have also been analysed. A statistically significant trend has been found in frost patterns towards a decrease in the annual number of frost days. However, return periods do not present such obvious trends.*

Key words: *frost; frost days; climate change; trend.*

Introduction

Le changement climatique constitue un des phénomènes naturels qui préoccupe le plus la société actuelle, car ses conséquences peuvent affecter considérablement le mode de vie de l'Humanité. L'un de ses effets possibles est l'accroissement de l'intensité et de la fréquence des phénomènes météorologiques extrêmes, qui, chaque année, génèrent de grandes pertes pour les systèmes économiques du monde entier. Aussi n'est-il pas surprenant que le changement climatique soit l'objet de nombreuses études scientifiques (Diaz et al., 2002).

Les précipitations et la température sont les principaux paramètres qui définissent le climat. Ainsi, il est logique d'étudier l'évolution de ces deux variables lorsqu'on souhaite déterminer l'importance du changement climatique (Brunetti et al., 2000). En particulier, ce qui est principalement retenu par la société qui entend parler du changement climatique est l'existence d'une relation directe avec l'augmentation de la température, probablement en se basant sur les résultats des modèles climatiques globaux. Ces derniers estiment un réchauffement moyen entre 1,4 et 5,8 °C entre 1990 et 2100. Ces résultats ont été publiés dans le rapport de l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007).

L'apparition de gelées dans une région est très liée aux températures extrêmes. Les gelées sont des phénomènes météorologiques qui se produisent lorsque la température de l'air devient négative (WMO, 1992), et dont des modifications dans leur distribution temporelle ont été observés dans plusieurs régions de la planète, en liaison avec le changement climatique. En Europe centrale, par exemple, il a été observé un raccourcissement de la durée des gelées (Schecfingher et al., 2003). La même constatation vaut pour les États-Unis (Easterling, 2002) et le Canada (Bonsal et al., 2001).

Il semblerait que l'idée, selon laquelle le changement climatique se manifeste par une diminution de la fréquence des gelées, se généralise, du moins dans plusieurs régions d'Espagne. Cette appréciation subjective doit être étudiée avec des données objectives, ce qui constitue précisément l'objet de ce travail : étudier la fréquence des gelées en Espagne et analyser la tendance au cours des dernières décennies.

1. Zone d'étude

L'Espagne est formée de quatre unités géographiques nettement différentes : la Péninsule Ibérique, les Baléares, les Canaries et les enclaves africaines de Ceuta y Melilla. L'ensemble de ces territoires couvre une superficie totale d'environ 506 000 km². Notre étude se concentre exclusivement sur le territoire péninsulaire (fig. 1).

Avec la position qu'elle occupe, entre 36 ° et 46 °N de latitude et sur le long de la façade occidentale du continent, la Péninsule Ibérique possède un climat méditerranéen, qui est également affecté, du côté nord-occidental par le climat maritime de la côte ouest de l'Atlantique. On rencontre aussi un climat sec subtropical dans le Sud-Est de la Péninsule (Font, 1983).

A l'exception des zones les plus élevées en altitude, la surface péninsulaire où l'on observe le plus fréquemment des températures négatives sont : Castilla y León, avec plus de 50 jours de gelées par an, la vallée de Calatayud-Teruel, avec quelque 120 jours par an pour les endroits les plus froids, le secteur central de La Mancha avec 60 jours, les vallées pyrénéennes avec plus de 50 jours, et, enfin, la vallée de l'Ebre, où l'on n'enregistre pas plus de 40 jours par an avec des températures négatives (Olcina, 2001).

2. Données et méthodologie

Dans cette étude, la base de données des stations météorologiques appartenant au réseau des stations de l'Institut National de Météorologie (INM) a été utilisée. La variable considérée a été le nombre de jours de gelées par an, ou, de façon équivalente, le nombre de jours par an pour lesquels la température minimale a été inférieure ou égale à 0 °C. Les séries de données qui correspondent à la période 1950-2005 ont été analysées en établissant un barème qui rejette les séries qui n'atteignent pas au moins 70 % des 56 séries annuelles complètes.

Les bases de données comptaient des séries provenant de plusieurs milliers de stations qui, en appliquant le barème précédemment cité, restèrent au total 119. Comme on peut le

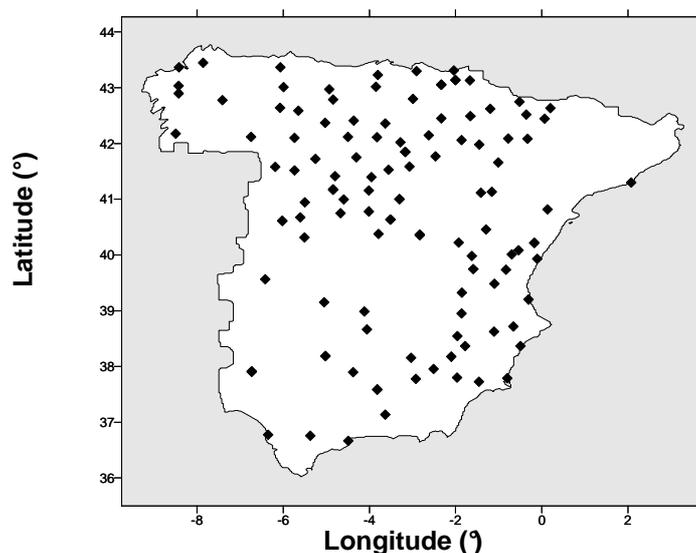


Figure 1. Carte des stations météorologiques avec au moins 70% des séries annuelles complètes depuis 1950.

remarquer sur la figure 1, la densité des stations qui satisfont le barème imposé est relativement hétérogène sur la Péninsule Ibérique. Bien que le réseau de stations météorologiques de l'INM soit homogène, toutes les stations ne possèdent pas des séries avec un nombre suffisant de données, d'où l'hétérogénéité spatiale des stations étudiées. De surcroît, les bases de données utilisées devaient être complètes car, travaillant avec une variable de caractère extrême, comme le sont les jours de gel, il n'aurait pas été possible de remplir des trous de données dans les séries au moyen d'une interpolation ou d'autres procédures habituelles (Tang et al., 1996) sans courir le risque de biaiser les résultats sur les tendances, lesquels sont très sensibles aux bases de données.

A partir du nombre de jours de gel par an pour chacune des stations météorologiques de la figure 1, une autre série représentant, elle aussi, l'évolution du phénomène météorologique en question a été construite: la série des périodes de retour. Pour chacune des deux séries, des tests statistiques ont été utilisés dans le but de vérifier la signification des tendances.

La série des périodes de retour a été construite de la manière suivante. Comme l'étude se réfère à quelques événements (gelées) de températures minimales et, par conséquent, peu fréquents, nous avons supposé que leur fréquence d'apparition suivait une distribution de valeurs extrêmes, telle que la distribution de Gumbel (Reiss and Thomas, 2007). Les paramètres de la distribution ont été déterminés par la méthode des moments (Fraile et al., 2003). Avec ces paramètres, les périodes de retour (durée mise par un événement pour se répéter) ont été calculées.

Lors du choix d'un événement concret afin de déterminer les périodes de retour, nous avons observé que le nombre de jours de gel était très différent d'une station à l'autre. Aussi, avons-nous individualisé l'événement pour chaque station, en introduisant le critère suivant général : l'événement dont la tendance a été calculé est celui qui, dans la série initiale, possède une période de retour de 20 ans. Les 119 séries de périodes de retour de 1969 à 2005 ont été construites tout en assignant à chaque année la période de retour des 20 années antérieures.

Pour mettre en évidence les tendances du nombre de jours de gelée et des périodes de retour, le test de Mann-Kendall (Sneyers, 1990) a été utilisé. Ce dernier donne deux paramètres, appelés $U(t)$ et $U'(t)$, dont la représentation graphique permet d'indiquer l'année approximative de début de la tendance.

Dans le but de visualiser la distribution spatiale des tendances, les régions de la Péninsule Ibérique pour lesquelles une tendance significative a été obtenue ont été représentées sur une carte. Pour la présentation des résultats, la méthode *Kriging* a été utilisée ; il s'agit d'une méthode géostatistique d'interpolation qui s'est avérée utile et populaire dans de nombreux domaines (Burgess y Webster, 1980).

3. Résultats et conclusions

La figure 2 montre les endroits d'Espagne péninsulaire où se trouvent les observatoires dont les séries de jours de gel par an exhibent, après l'application du test de Mann-Kendall, des tendances statistiquement significatives à hauteur du seuil de signification $\alpha = 0,05$. On observe l'existence de tendances positives (nombre croissant de jours de gel) et négatives (nombre décroissant de jours).

Cette figure montre qu'environ 70 % de la Péninsule accuse une tendance négative dans la fréquence des nombres de jours de gelée ; on constate aussi une zone dans le Sud-Est péninsulaire avec une tendance positive. Il semble que la tendance générale pour la Péninsule

Ibérique est qu'il gèle avec une faible fréquence, ce qui pourrait être attribué en partie à l'augmentation des températures minimales due au changement climatique, bien que sur la figure il apparaisse aussi une petite zone intérieure du Sud-Est avec une tendance à l'augmentation du nombre de jours de gelée.

Ce résultat général d'une tendance significative à une diminution du nombre de gelée s'accorde avec les travaux de Del Río et al. (2007) qui indiquent que les températures minimales sur le plateau nord, entre 1961 et 1997, possèdent des tendances croissantes pendant les mois de novembre et de décembre. En outre, l'accroissement des températures minimales (de 1° C tous les 30 ans) coïncide avec celui mesuré pour l'évolution des températures moyennes en hiver (Del Río et al., 2005).

Des accroissements des températures minimales en hiver en d'autres points de la Péninsule Ibérique ont également été enregistrés (Serra et al., 2001) ; il en est de même en d'autres lieux en Europe (Brazdil et al., 1995; Tomozieu et al., 2002; Kostopoulou and Jones, 2005).

Plusieurs explications ont été proposées pour justifier cet accroissement des températures minimales en Espagne péninsulaire, comme par exemple des changements dans la direction que prennent les systèmes dépressionnaires qui passent au-dessus de la Péninsule (Yonetani and McCabe, 1994 ; Labajo and Piorno, 1999). Néanmoins, la tendance positive des températures en hiver paraît être reliée à l'influence de la phase positive de la NAO, laquelle produit des altérations sur la durée des saisons (Shabbar et al., 2001; Marshall et al., 2001). Cela occasionne alors des conséquences sur les écosystèmes et sur la production des richesses, avec un fort impact économique. Un argument semblable (l'indice d'oscillation du sud SOI) a été utilisé pour justifier les tendances de gelées en Australie (Stone et al., 1996).

La figure 3 montre les régions d'Espagne péninsulaire qui possèdent une tendance dans la série des périodes de retour des jours de gel. On observe deux zones : la première a une tendance positive, c'est-à-dire que les périodes de retour augmentent et, par conséquent, celle de la durée mise par un nombre déterminé de jours de gel à se répéter ; la seconde, très réduite (probablement une seule station), possède une tendance négative. Ce résultat est cohérent avec celui exprimé dans les paragraphes précédents du fait que les stations dont les périodes de retour possèdent une tendance positive se situent sur la zone avec une tendance négative sur la figure 2, et vice versa. Cela indique une fréquence plus faible des températures extrêmes.

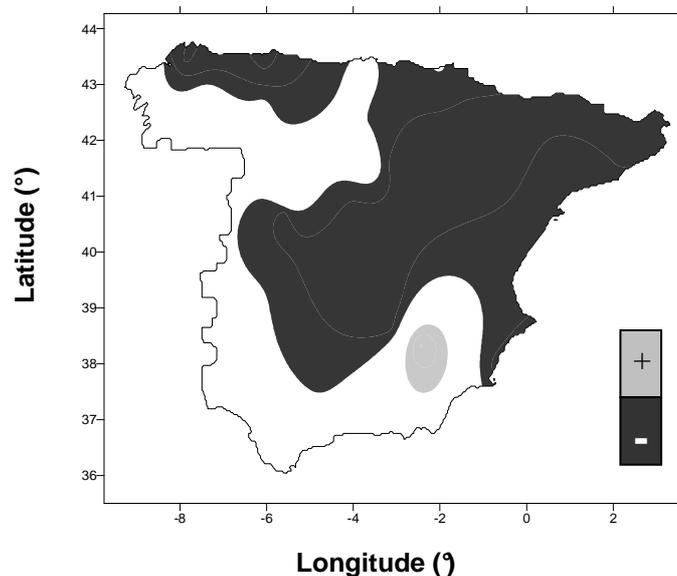


Figure 2. Tendances dans le nombre de jours de gelées annuel.

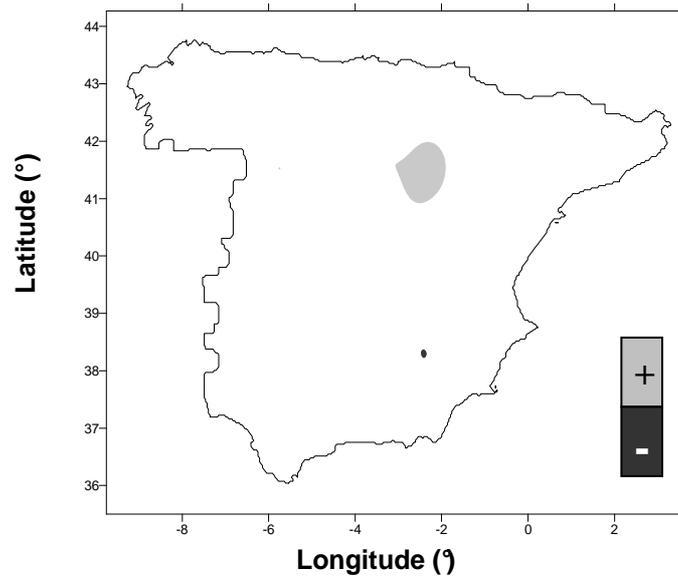


Figure 3. Tendances dans les périodes de retour des jours de gel.

Le fait le plus frappant de la figure 3 est la claire prédominance des zones sans tendance. Ce changement de domination des zones avec tendance (fig. 2) et des zones sans tendance (fig. 3) semble montrer que les tendances s'atténuent à long terme.

Les résultats obtenus ont permis d'aboutir aux quatre conclusions suivantes.

- Une étude de la tendance du nombre de jours de gel et des périodes de retour pour les gelées en Espagne péninsulaire a été réalisée. La variable nombre de jours de gel par an a été utilisée.
- Pour la tendance dans le nombre de jours de gelée, on observe deux zones avec tendance, malgré la claire domination de la tendance négative devant la positive (chaque fois, il gèle moins de jours).
- Pour la tendance dans les périodes de retour, nous avons seulement observé deux petites régions dont la tendance ne nous permet pas d'établir d'affirmation globale, puisqu'elles ne sont pas suffisamment représentatives par rapport à tout le territoire étudié.
- En résumé, on peut affirmer qu'il existe une certaine tendance à la diminution du nombre de jours de gel, malgré l'existence d'une zone dans le Sud-Est péninsulaire avec une tendance positive. Cependant, la tendance dans les périodes de retour ne permet pas de garantir plus que la propre absence de tendance : les fréquences d'apparition sont approximativement constantes.

Pour terminer, nous devons admettre la possibilité que, si nous utilisons d'autres séries de données (par exemple, un nombre plus grand d'observatoires, même avec des séries chronologiques plus courtes, ou bien des périodes de retour initiées sur 15 ou 10 ans), les résultats pourraient montrer une plus grande homogénéité spatiale ; ceci fera l'objet d'un travail ultérieur.

Références bibliographiques

Bonsal B.R., Zhang X., Vincent L.A., Hogg W.D., 2001. Characteristics of Daily and Extreme Temperatures over Canada. *J. Climate*, **14**, 1959-1976.

Brazdil R, Budikova M, Fasko P, Lapin M., 1995. Fluctuation of maximum and minimum air temperatures in the Czech and the Slovak republics. *Atmos Res*, **37**, 53-65.

- Brunetti, M., Maugeri M., Nanni T., 2000. Variations of temperature and precipitation in Italy from 1866 to 1995. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**, 165-174.
- Burgess, T.M, Webster R., 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I the semi-variogram and punctual kriging. *Journal of Soil Science*. **31**, 315-331.
- Del Río, S., Penas Á., Fraile R., 2005. Analysis of recent climatic variations in Castile and Leon (Spain) *Atmos. Res.*, **73**, 69–85.
- Del Río S., Fraile R., Herrero L. and Penas A., 2007. Analysis of recent trends in mean maximum and minimum temperatures in a region of the NW of Spain (Castilla y León). *Theor. Appl. Climatol.*, **90**, 1–12.
- Díaz, J., Jordán A., García R., Alverdi J.C., Hernández E., Otero A., 2002. Heat waves in Madrid 1986-1997: effects on the health of elderly. *Int. Arch. Occup. Environ. Health*, **75**, 163-170.
- Easterling D.R., 2002. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **83**, 1327-1332.
- Font I., 1983. *Climatología de España y Portugal*. INM, Madrid, 226 pp.
- Fraile R., Berthet C., Dessens J., Sánchez J.L., 2003. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmos. Res.*, **67-68**, 189-202.
- IPCC. 2007. *The physical Basis of Climate Change 2007: Contribution of Working Group I to the Four Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al.]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kostopoulou E., Jones P.D., 2005. Assessment of climate extremes in th Eastern Mediterranean. *Clim Res*, **89**: 69–85.
- Labajo J.L., Piorno A., 1999. *Comportamiento de variables climáticas en Castilla y León: temperatura mínima media anual*. In: *Raso Nadal JM, Martín-Vide J (eds) La Climatología en los albores del siglo XXI*. Barcelona: Asociación Española de Climatología (AEC), 259–266 pp.
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Hurrell J.W., Mc Cartney M., Saravanan M., Visbeck M., 2001. Review: North Atlantic climate variability. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1863–1898.
- Olcina J., 2001. *Riesgos climáticos en España. Climas y tiempos de España*. Alianza ed. Madrid, 257 pp.
- Reiss R.D. and Thomas M., 2007. *Statistical analysis of extreme values*. Third ed., Birkhäuser, Basel, 511 pp.
- Schecfing H., Menzel A., Koch E., Peter C.H., 2003. Trends of spring time frost events and phenological dates in Central Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, **74**, 41-51.
- Serra C., Burgueño A., Lana X., 2001. Analysis of maximum and minimum daily temperatures recorded at Fabra observatory (Barcelona, NE Spain) in the period 1917–1998. *Int J Climatol*, **21**, 617–636.
- Shabbar A., Jianping H., Higuchi K., 2001. The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic. *Int. J. Climatol*, **21**, 355–369.
- Sneyers R., 1990. *On the statistical analysis of series of observations*. WMO, Tech. Note 143, Geneva, 192 pp.
- Stone R., Nicholls N., Hammer G., 1996. Frost in Northeast Australia: Trends and influence of phases of Southern Oscillation. *J. Climate*, **9**, 1896-1908.
- Tang WY, Kassim AHM, Abubakar SH., 1996. Comparative studies of various missing data treatment methods- Malaysian experience. *Atmos Res*, **42**, 247-262.
- Tomozieu R., Busuioc A., Stefan S., 2002. Changes in seasonal mean air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation. *Int J Climatol*, **22**, 1181–1196.
- WMO, 1992. *International meteorological vocabulary*. Second edition; Geneva, xv + 784 pp.
- Yonetani T., McCabe G.J., (1994). Abrupt changes in regional temperature in the contiguous United States, 1895–1989. *Clim Res*, **4**, 13–23.

Remerciements

Nous sommes très reconnaissants à la Junta de Castilla y León qui a permis la réalisation de cette étude (Projet LE014A07).

PRECIPITATIONS ET RISQUES NATURELS DURANT LA DERNIERE DECENNIE DANS LE DEPARTEMENT DE PRAHOVA (ROUMANIE)

GRECU Florina (1), IOANA-TOROIMAC Gabriela (1, 2), DOBRE Robert (1)

⁽¹⁾ Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Boulevard Nicolae Balcescu N°1, sector 1, Bucarest, code 010042, Roumanie, +40(0)213143508/int.236, grecu@geo.unibuc.ro

⁽²⁾ USTL, Cité Scientifique, UFR de Géographie, Villeneuve d'Ascq 59655 France, +33(0)320336068, g.ioana-toroimac@ed.univ-lille1.fr

Résumé : Dans le contexte de la variété géologique, géomorphologique et de la variabilité hydrologique, le département de la Prahova est soumis aux processus de versant, qui affectent surtout les communes du secteur subcarpatique du département. Cet article propose de mettre en évidence la relation entre les précipitations et les glissements de terrain. Il analyse le potentiel pluviométrique de la station météorologique de Câmpina, située dans les Subcarpatés. Les glissements de terrain qui ont affecté le département en août 1997 et en septembre 2005 ont été précédés par quelques mois plus humides par rapport à la moyenne.

Mots-clés : précipitations, glissement de terrain, département de Prahova.

Abstract: Given the geologic and geomorphologic variety as well as the hydrologic variability, the Prahova County is affected by landslides - especially the communes from the Subcarpathians. This article intends to underline the interrelation precipitations-landslides. The pluviometric potential of the Campina weather station, located in the Subcarpathians will be analyzed. The landslides that affected this county in August 1997 and in September 2005 followed after a few months more humid than the average.

Key words: precipitation, landslide, Prahova department.

Introduction

Dans le contexte marqué par l'émergence d'une « société de risque », cet article analyse les processus de versant, en insistant sur leur relation avec les précipitations. Il s'agit dans ce travail de donner le point de vue d'un géographe sur le déclenchement climatique des processus de versant. Le cadre de la réflexion de cet article est le département de Prahova (4716 km²), qui se situe dans la partie centrale de la Roumanie. Plusieurs facteurs ont motivé le choix du secteur d'étude :

- la variété géologique : cette région se caractérise par une inhomogénéité lithologique (grès, marnes, graviers, sables) et structurelle (synclinal de Slanic-Frăsinet, anticlinal Băicoi), et par une néotectonique active (sismicité) ;
- la variété géomorphologique, représentée surtout par des processus de versants ; trois unités de relief aux caractéristiques différentes traversent ce département (Carpatés, Subcarpatés, Plaine Roumaine) ;
- la densité de population la plus élevée des départements de Roumanie ;
- les plus importants axes de transports de Roumanie, qui longent la vallée de la Prahova et qui facilitent les échanges entre la capitale et le centre du pays ;

1. Démarche méthodologique

Ce travail propose et élabore une méthodologie géographique, en s'appuyant sur des données provenant de trois sources : le terrain, l'origine administrative, et la presse roumaine. Dans une première étape, des observations de terrain ont été effectuées ; elles montrent que la région est soumise aux processus de versant. Ces conclusions sont confirmées par l'Agence de Protection de l'Environnement de Prahova (2008), dont les rapports annuels sont utilisés comme source d'informations dans ce travail. Finalement, une relation entre le déclenchement des glissements de terrain et les précipitations tombées est mise en évidence. Les données pluviométriques (précipitations quotidiennes ; période 1961-2005 ; station météorologique de

Câmpina) proviennent de l'Administration Nationale de Météorologie (Roumanie). La presse présente ces aléas, qui, dans le contexte de la vulnérabilité locale, se transforment en risques pour la société.

2. Glissements de terrain dans le département de la Prahova

Les études effectuées par l'Agence de Protection de l'Environnement de Prahova, ces dix dernières années, montrent que les communes du département les plus affectées par les glissements de terrain sont, dans l'ordre alphabétique : Albesti, Azuga, Baltesti, Berceni, Breaza, Bușteri, Câmpina, Cerașu, Comarnic, Cornu, Gornet, Lapoș, Maneciu, Sangeru, Sirna, Slanic, Targusoru, Teisani, Urlati, Valcanesti, Valenii de Munte (fig. 1).

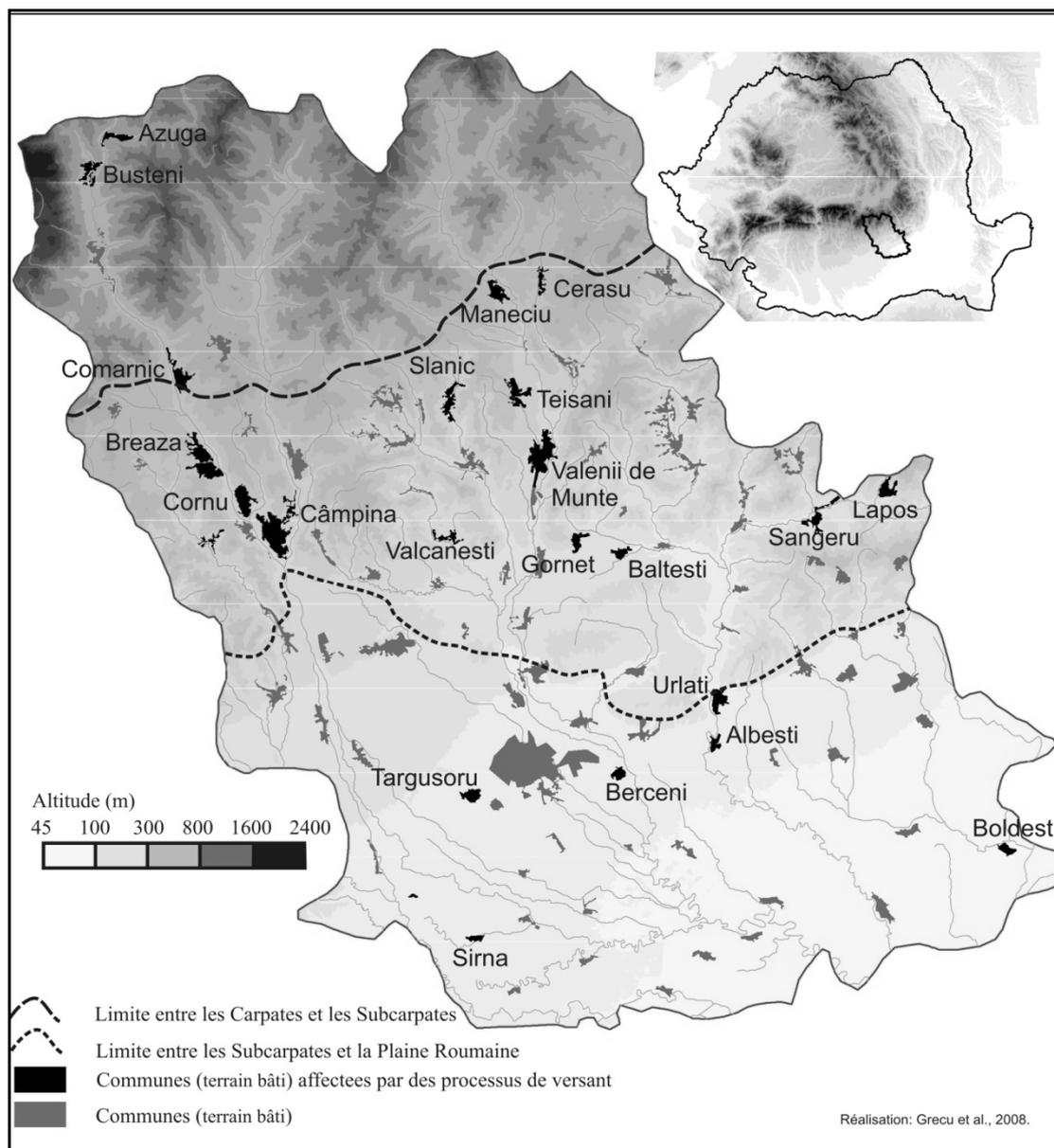


Figure 1. Communes affectées par des glissements de terrain dans le département de Prahova. Le cadre à gauche, en haut, représente la position géographique du département de Prahova en Roumanie. Les limites entre les unités de relief sont simplement indicatives.

La même source indique que la superficie des terrains dégradés est de 12% de la superficie du département de Prahova ; la superficie affectée par des glissements de terrain représente 1,4% de la superficie du département. Les observations de terrain indiquent que cette

superficie est plus étendue, mais elle n'est pas prise en compte actuellement par les aménageurs locaux.

La caractéristique commune de ces localités est leur position géographique dans les Subcarpates, qui se caractérisent par des conditions morpho-géologiques favorables aux glissements de terrain.

3. Particularités pluviométriques favorables aux processus de versant

Ce travail s'appuie sur la station météorologique de Câmpina, qui se trouve dans les Subcarpates, dans le couloir de la vallée de la Prahova, à 461 m d'altitude. Le choix de cette station pour notre analyse dérive du fait qu'elle est la seule station météorologique des Subcarpates dans le département de Prahova, qui représente l'unité de relief la plus affectée par des glissements de terrains.

A la station météorologique de Câmpina, la quantité annuelle moyenne de précipitations est de 720 mm (période 1961-2005). Le régime pluviométrique mensuel se caractérise par des variations entre 37,9 mm en mars et 111,6 mm en juin (figure 2a ; Dragotă, 2006). Les hauteurs mensuelles les plus élevées tombent en juin et en juillet. La fréquence mensuelle des jours recevant plus de 10 mm de précipitations est élevée en juin et en juillet (fig. 2b).

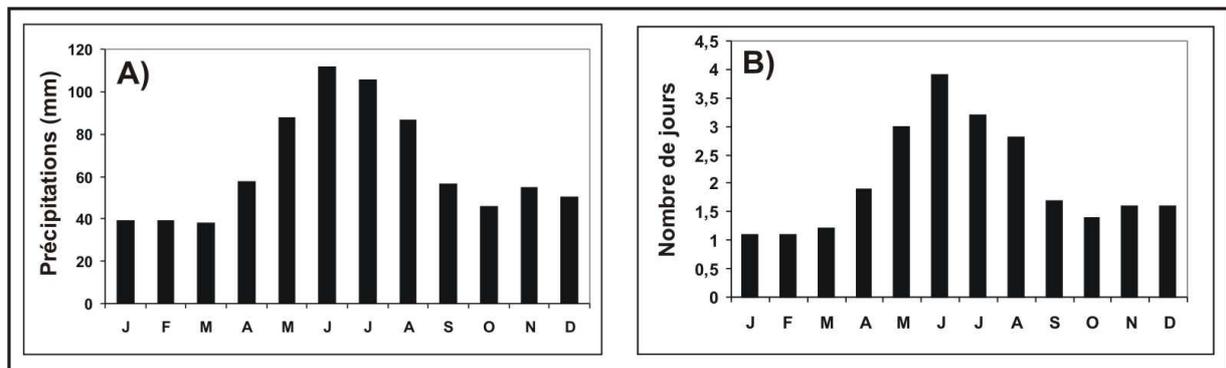


Figure 2. a) Régime pluviométrique mensuel à la station météorologique de Câmpina (1961-2005). b) Nombre de jours recevant plus de 10 mm à la même station (source des données : A.N.M.).

Les plus fortes quantités de précipitations tombées en 24 h sont enregistrées entre juin et septembre (tab. 1). En fait, les pluies d'été sont habituelles en Europe centrale et orientale selon Planchon (2005) qui explique leur origine et leur mécanisme. Les statistiques de la station météorologique de Câmpina montrent que les plus abondantes quantités de précipitations sont tombées le 25 août 1954 (135,6 mm) et le 20 septembre 2005 (118,4 mm).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Précipitation (mm)	67,3	68,1	42,2	45,1	73,6	112,0	112,1	135,6	118,4	62,2	61,7	60,1
Date (jour/an)	02/1995	10/1984	8/1952	15/1913	24/1993	22/1979	02/1975	25/1954	20/2005	09/1915	22/1987	25/1938

Tableau 1. Quantités maximales de précipitations tombées en 24 heures pour chaque mois de l'année à la station météorologique de Câmpina (1901-2005) ; la date exacte de l'événement pluvieux est indiquée (source des données : A.N.M.).

Il est possible de conclure qu'entre juin et septembre, les terrains sont plus exposés à la dégradation hydromorphologique. Dans cette logique, nous mentionnons les conclusions de Grecu et Comănescu (1998) ou Grecu *et al.* (2007) qui expliquent le rôle de l'action à long terme des précipitations sur l'instabilité des versants.

4. Etude de cas : les années 1997 et 2005

La période 1997-2005 s'est caractérisée par des précipitations abondantes, surtout au début et à la fin (tab. 2).

Année	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	Moyenne 1961-2005
Précipitations annuelles (mm)	998,5	860,2	791,9	370,8	571,4	729,0	613,0	693,0	1238,0	720

Tableau 2. Précipitations annuelles à la station météorologique de Câmpina (1997-2005). Source des données : A.N.M.

D'avril à août 1997, des précipitations dépassant 100 mm par mois (sauf le mois de mai) sont tombées à Câmpina (fig. 3). Après quelques mois humides, les premiers glissements de terrain se sont produits à Breaza en août 1997. Ils ont affecté 20 maisons.

Les années suivantes, les précipitations moins abondantes ont déterminé une stabilisation quasi-naturelle des glissements de terrains. Les glissements de terrain de Breaza ont été réactivés en septembre 2005 (fig. 4). Des records pluviométriques sont enregistrés en 2005, l'année la plus humide (1238 mm de totaux annuels), avec le mois de septembre qui est le plus pluvieux (112,1 mm). De plus, des pluies abondantes, dépassant 100 mm par mois, sont tombées de mai jusqu'en septembre (fig. 3).

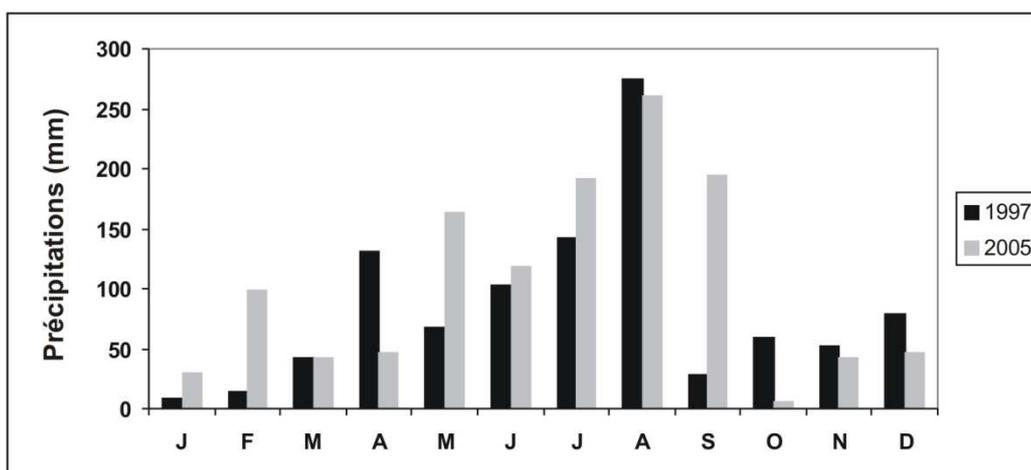


Figure 3. Variations des précipitations mensuelles en 1997 et en 2005 à la station météorologique de Câmpina.

En décembre 2005, plus de 90% des 103 communes du département sont exposés aux risques naturels : 63 communes sont exposées aux glissements de terrain, 19 aux inondations, 14 aux tremblements de terre (journal *Curentul*, 2005).

Conclusion

Cet article montre que le secteur subcarpatique du département de Prahova, représenté ici par la station météorologique de Câmpina, a un potentiel pluviométrique favorable à la dégradation des terrains. Les glissements de terrains se déclenchent ou se réactivent après des périodes humides. Par leurs effets, ils représentent des risques naturels pour la société. Cet article ouvre un nouvel axe de recherche qui envisage la détermination d'un seuil pluviométrique au-delà duquel les glissements de terrain se déclenchent ou se réactivent.



Figure 4. Evolution du glissement de terrain de Breaza entre 2005 et 2006 (photos : © Grecu).

Références bibliographiques

Agence de Protection de l'Environnement de Prahova, 2008. www.apmph.ro.

Dragotă C., 2006. *Precipitațiile excedentare în România*. Ed. Academiei, București, 176 p.

Grecu F. et Comănescu L., 1998. Dynamics of slide-affected slopes in the Prahova valley subcarpathian sector. *Analele Universității din Oradea, Seria Geografie-Geomorfologie*, Tom VIII-A.

Grecu F., Comănescu L., Toroimac G., Dobre R., Săcrieru R. et Mărculeț C., 2007. *Slope dynamics-climate relationship in the Curvature Subcarpathians (Romania)*, Programme and Abstracts, 12th Belgium-France-Italy-Romania Geomorphological Meeting: Climatic change and related landscapes, Savona, Italy, 22 -26 September 2007, p.77-78.

Journal *Curentul*, 2005. www.curentul.ro.

Planchon O., 2005. A propos des excès pluviométriques d'été dans le centre-ouest de l'Europe. In Lamarre D. GDR RICLIM (et al.). *Les risques climatiques*, Belin, 129-145.

DES TOURBIÈRES EN CONTEXTE CEVENOL : QUELLE GESTION POUR QUELLES CONTRAINTES CLIMATIQUES ?

GREGOIRE Fabrice, PARMENTIER Hervé

Université de Lyon Ens-Lsh Umr 5600 EVS CNRS
15 Parvis René Descartes
F-69342 cedex 07 Lyon
Fabrice.Gregoire@ens-lsh.fr

Résumé : *Les tourbières du plateau de Montselgues au sud de l'Ardèche, site d'intérêt majeur en Rhône-Alpes au point de vue de la biodiversité, sont soumises à différents types de contrainte. Les unes correspondent à ses caractéristiques hydrogéomorphologiques, les autres aux caractères climatiques qui ne sont ni l'un ni l'autre favorables a priori à la présence de tourbières. Le trait dominant du climat de ce site, situé au contact entre le massif granitique du Tanargue et des Cévennes schisteuses est l'irrégularité saisonnière et interannuelle du climat méditerranéen et à sa variante cévenole des précipitations, avec des abats d'eau très importants à l'automne.*

Pour se prémunir de l'irrégularité des précipitations, les sociétés rurales, extrêmement nombreuses sur ce plateau jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle, ont de tous temps procédé à des aménagements hydrauliques dont les tourbières ont profité pour se développer et s'étendre. La gestion conservatoire actuelle des tourbières s'appuie sur l'identification de ces aménagements et leur remise en état lorsque c'est nécessaire.

Mots-clés : *Tourbières, aménagements hydrauliques, épisodes cévenols.*

Abstract: *Montselgues plateau mires, south Ardèche, well considered in Rhône-Alpes region for biodiversity, are under a lot of constraints. Some are linked to their hydrogeomorphologic characteristics, some to climatic features, none of them favourable to mires. Main feature of the local climate, in a place at the edge of Tanargue granite massif and schists Cévennes is the seasonal and interannual irregularity of precipitations, due to mediterranean influences with cevenol events, large amounts of rain in autumn.*

To equilibrate precipitation irregularity, rural societies, very numerous on this plateau until XIX century, have always make hydraulic installations very favorable to mires extension. Real conservatory management needs to identify these installations and repair them if necessary.

Key words: *Mires, hydraulic installations, cevenol events.*

Introduction

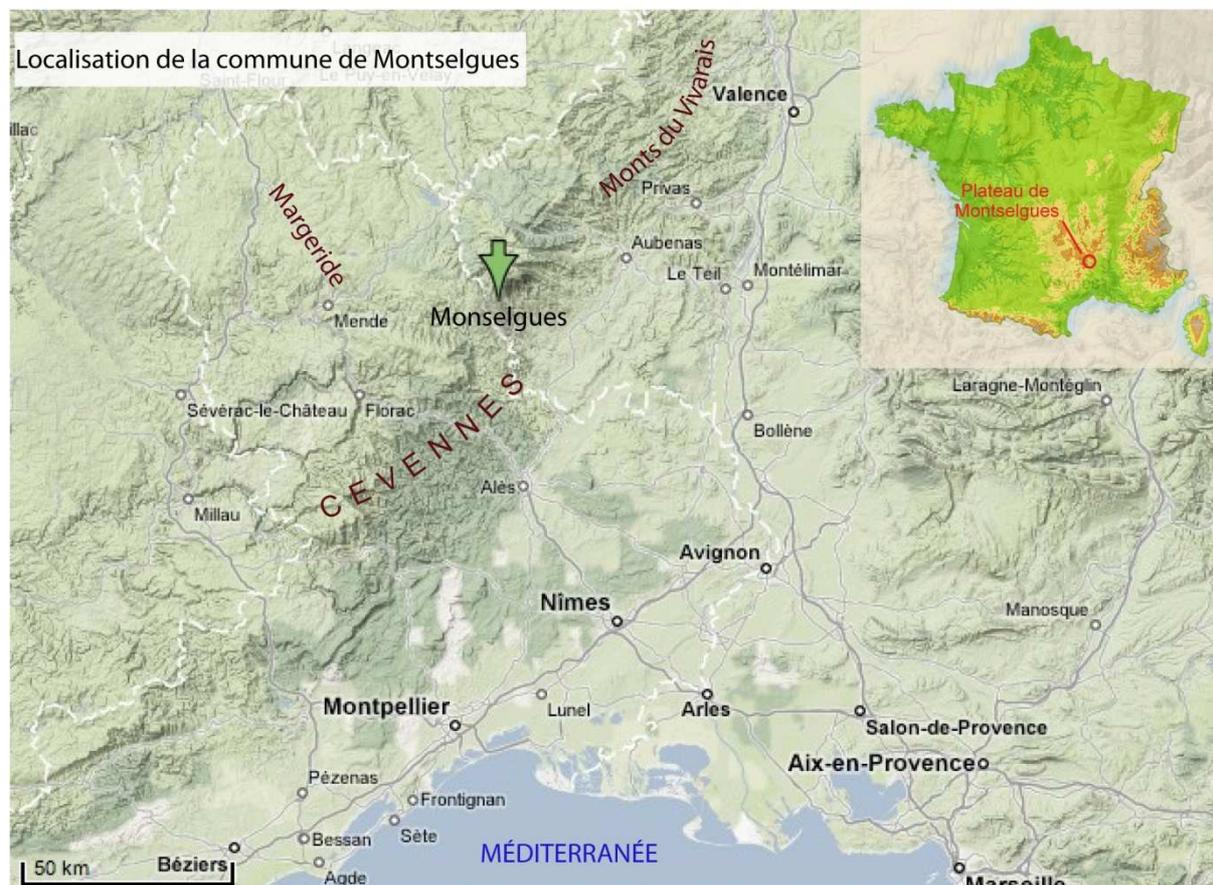
Des recherches sur les tourbières de la bordure orientale du Massif Central ont été entreprises dans le cadre du programme PETRA soutenu par la région Rhône-Alpes (Cubizolle, 2007), la plupart du temps en collaboration avec des gestionnaires d'espaces naturels. Les tourbières du Plateau de Montselgues sont situées au contact entre le Massif granitique du Tanargue et les Cévennes schisteuses et matérialisent le rebord méridional du Plateau Ardéchois. Elles sont l'objet de toute l'attention du monde naturaliste rhône-alpin, d'une part par leur richesse biologique, d'autre part en raison d'une collaboration jugée exemplaire entre les acteurs locaux et les protecteurs de l'environnement.

Le fonctionnement de ces tourbières pose néanmoins un certain nombre de questions en raison de caractères physiques, hydrogéomorphologie et climatologie, *a priori* défavorables à l'installation et à la pérennité de tourbières conséquentes. Les recherches actuelles se focalisent sur les aménagements hydrauliques réalisés par les sociétés rurales et leur rôle actuel et futur dans la gestion des tourbières.

1. Les tourbières du plateau de Montselgues

Le réseau de tourbières s'étend sur près de 200 hectares (CREN, 2003), mais il se compose en réalité d'unités de petite taille, les plus grandes dépassant à peine un hectare de superficie.

Leur intérêt est lié à leur position géographique (fig.1) : nous sommes en domaine méditerranéen où ce type de milieu est rare. De plus, des affinités avec les flores pyrénéennes rendent ce site atypique par rapport au reste du plateau ardéchois auquel il se rattache géographiquement.



Source : ©Téléatlas ; Crédit : Fabrice Grégoire, Université de Lyon, Ens-Ish, UMR 5600 EVS, CNRS ; Réalisation : Hervé Parmentier, UMR 5600 EVS, Ens-Ish, 2008

Figure 1. Localisation du plateau de Montselgues.

Ces tourbières sont également peu épaisses, le plus souvent moins de 40 centimètres, chiffre généralement retenu pour réellement parler de tourbières. De plus, les histosols sont très peu évolués, traduisant la jeunesse de la formation de ces milieux.

L'intérêt pour ces sites se double d'un contexte local très favorable à la conduite d'opérations de gestion conservatoire. Le village de Montselgues, voué il y a vingt ans à la disparition qui menace une commune sur deux du Plateau Ardéchois, se retrouve en croissance démographique. La commune s'appuie sur différentes politiques publiques et notamment celles menées en faveur de la biodiversité. Le site de Montselgues est ainsi devenu, au fil des années, le symbole de la bonne collaboration entre une collectivité rurale et le monde des naturalistes. Le montage d'un Life Nature et Territoires en cours en est le témoignage le plus parlant.

2. Les facteurs abiotiques

Les tourbières en Ardèche ne sont pas, par rapport au reste du Massif Central, ni très abondantes ni très étendues pour des raisons essentiellement géomorphologiques. Les formes en creux sont de faible développement, sauf en partie centrale dans le prolongement du

plateau de la Margeride ou dans le contexte particulier des maars volcanique. En revanche, les caractères climatiques du plateau ardéchois sont favorables : températures relativement basses, niveau de précipitations élevé, puisqu'on y rencontre des stations dont le total annuel approche les valeurs du Mont Aigoual (Paul, 1968).

Le site du plateau de Montselgues est caractéristique de ces topographies qui se prêtent mal à la genèse de tourbières. Il s'agit d'un éperon où, entre les gorges, le relief le plus marquant est une série de marches d'escalier correspondant à des couches gréseuses.

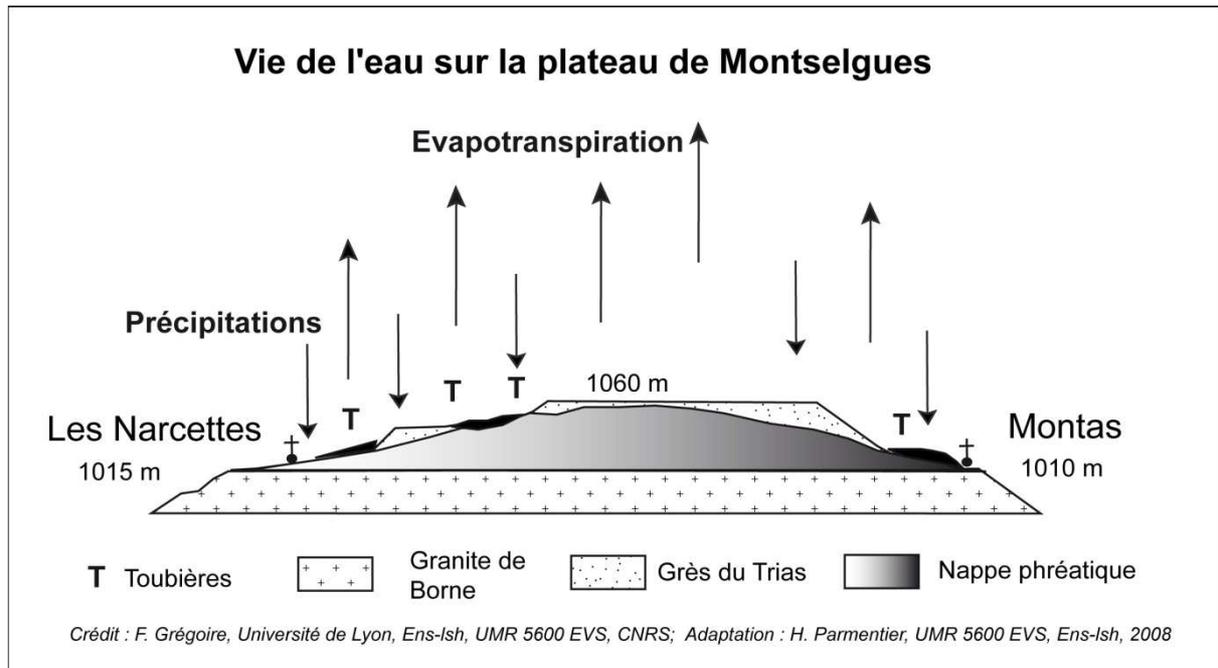


Figure 2. Topographie et position des tourbières sur le plateau de Montselgues.

Les études récemment entreprises ont montré que le total annuel des précipitations à Montselgues était de l'ordre de 75% des précipitations de la station de référence de Loubaresse (fig. 3) située à 8 kilomètres de là, ce qui donne des totaux annuels de l'ordre de 1500 mm (Grégoire, 2006). Nous n'avons pour le moment pas de période de référence très longue mais le suivi du site permettra d'affiner ces premiers résultats. Le caractère méditerranéen de ce secteur se traduit par un net déficit estival du bilan hydrique qui varie de 100 à 500 mm.

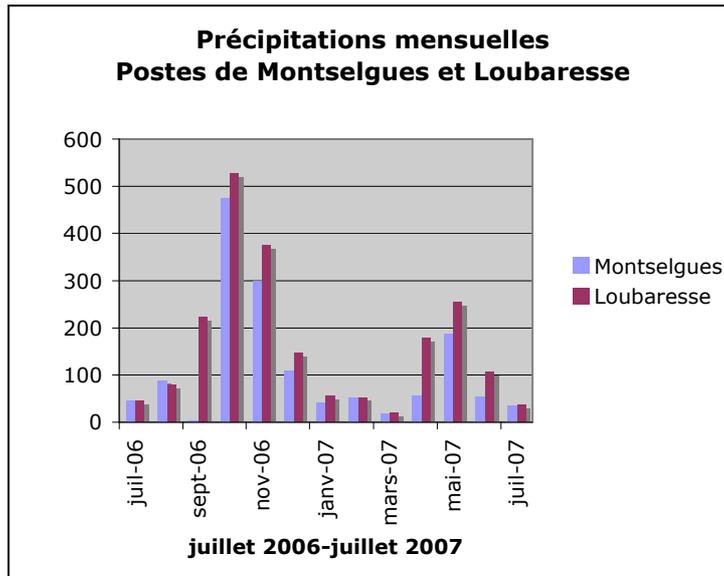


Figure 3. Pluviométrie mensuelle à Loubaresse Montselgues.

On voit mal, dans ces conditions, une grande extension des tourbières se réaliser. Pourtant, la dynamique, sinon de turbification, au moins d'accumulation de sphaignes, semble active.

3. Les facteurs favorables

L'année 2007 n'a pas été une année extrêmement arrosée : il n'a été recueilli à Montselgues que 850 mm alors que la moyenne est, nous l'avons vu, de l'ordre de 1500 mm. Pourtant, à notre grand étonnement, nous avons constaté un accroissement continu des niveaux piézométriques.

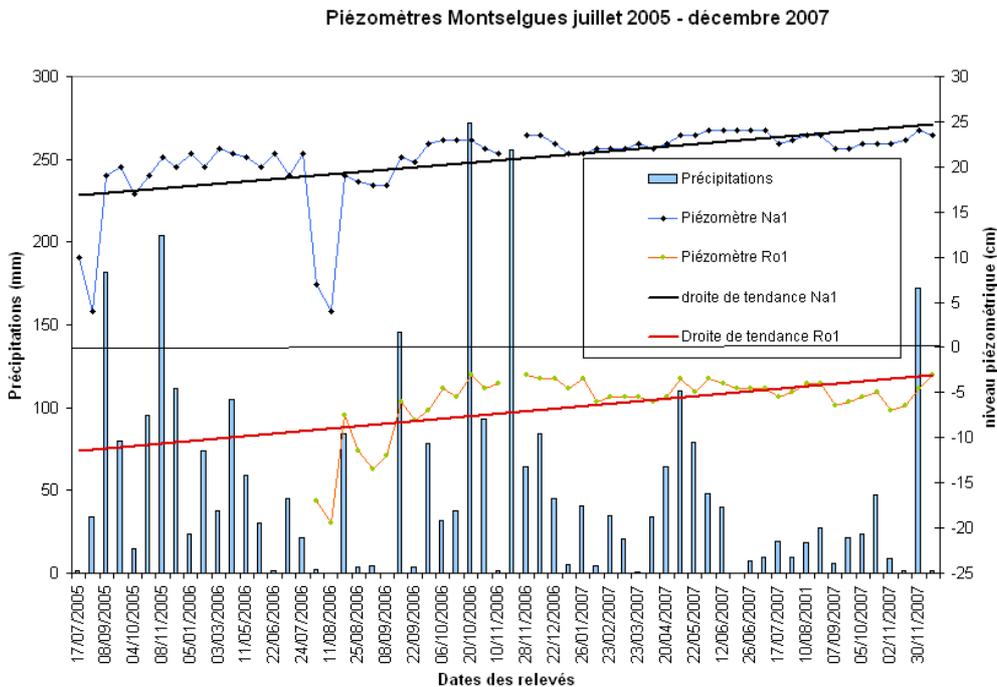


Figure 4. Variations piézométriques sur le Plateau de Montselgues.

Plusieurs explications semblent pouvoir rendre compte de ce fait : en premier lieu, si la pluviométrie a été faible, elle a été bien répartie au cours de l'année avec des précipitations de printemps assez abondantes qui ont permis une bonne recharge de l'aquifère gréseux.

En second lieu, les aménagements hydrauliques ont joué leur rôle. Le plateau est en effet largement parsemé d'aménagements hydrauliques rendus nécessaires par l'irrégularité du climat.

Plusieurs types d'aménagements ont été ainsi réalisés : il s'agit la plupart du temps de seuils qui ont généré des mares, il peut s'agir également de carrières qui ont été ensuite transformées en plans d'eau. Il y a également des bassins qui sont visiblement des anciens viviers. Certains équipements sont encore fonctionnels de nos jours, d'autres ont été détruits. Les tourbières les plus caractéristiques sont systématiquement associées à ces ouvrages. Ces tourbières existaient de tous temps, le compoix de 1760 (Scneltzer, 1962) cite « les sagnes » dans son inventaire, mais elles n'avaient sans doute pas la même extension qu'aujourd'hui.

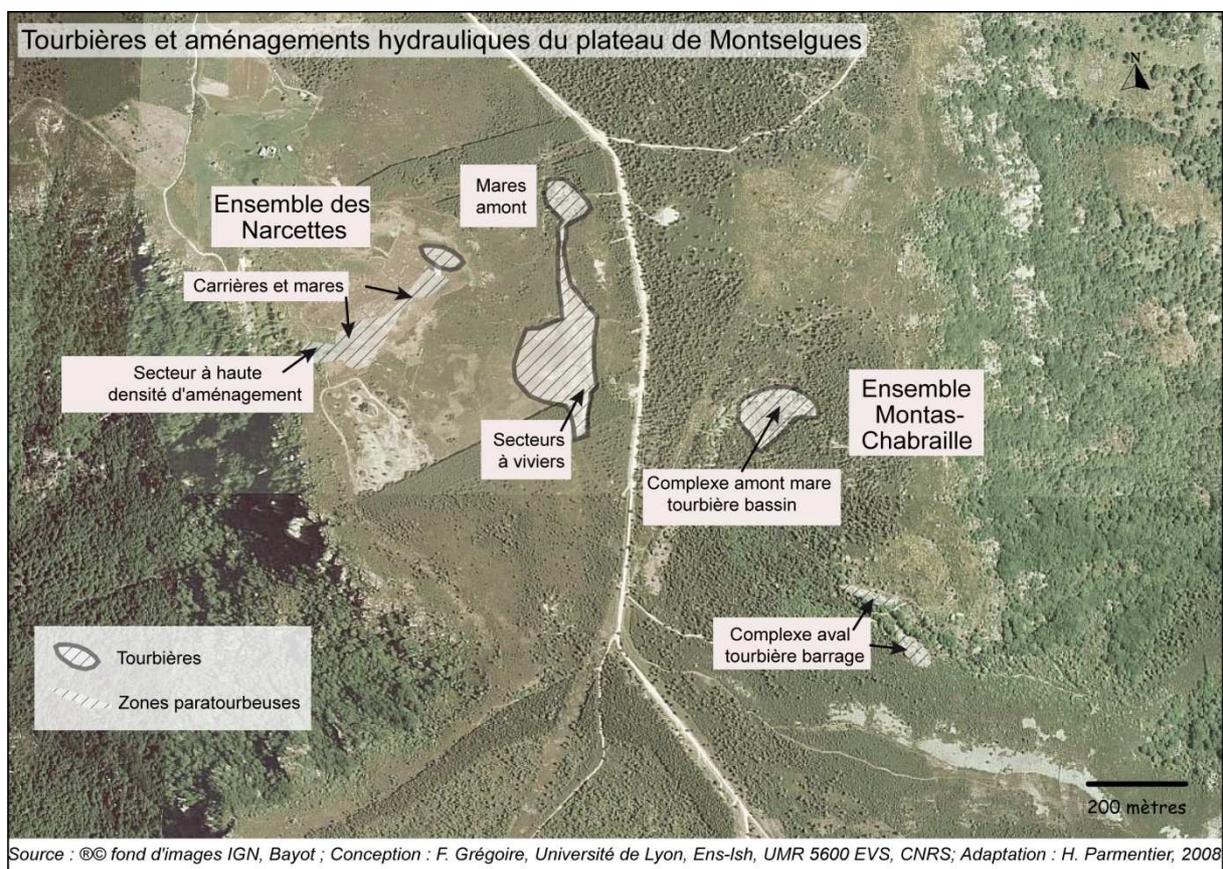


Figure 5. Exemple de répartition d'ouvrages hydrauliques coïncidant avec la répartition des tourbières.

Il n'est actuellement pas possible de dater avec précision ces aménagements. Il semble qu'ils aient connu leur plein développement lors du pic démographique de la fin du XIX^{ème} siècle, à l'époque où le village de Montselgues comptait dix fois plus d'habitants qu'aujourd'hui. La pression était telle que la consommation en eau, aussi bien des humains que des troupeaux très abondants sur le plateau, demandait une gestion de la ressource très précautionneuse.

Aujourd'hui, les gestionnaires des tourbières se trouvent face aux mêmes problèmes, avec une pluviométrie inconstante. Il convient donc de tirer les leçons de ce qui a été fait autrefois en l'adaptant aux objectifs des plans de gestion.

Conclusion

La gestion de l'eau dans une perspective conservatoire sur des sites en milieu sous influence climatique méditerranéenne et particulièrement dans ce contexte cévenol reproduit à bien des égards les schémas d'aménagement des anciens agriculteurs, éleveurs, pisciculteurs. Le cas de Montselgues n'est pas isolé ; toutes les tourbières sur lesquelles nous menons des recherches en collaboration avec des gestionnaires d'espaces naturels ont été à un moment de leur histoire l'objet d'aménagements extrêmement déterminants pour l'évolution de ces milieux.

Références bibliographiques

- Cubizolle H. (sous la direction de), 2007. *Fonctions hydriques et économiques des tourbières rhône-alpines, Rapport final*, Université de Saint-Etienne. 68 p.
- Pierron V., 2003. *Réseau de tourbières du plateau de Montselgues. Communes de Motselgues et Malarce-sur-la-Thines (07). Diagnostic écologique*. 16p. + 6 cartes Conservatoire Rhône-Alpes des Espaces Naturels ; Bron, Natura 2000.
- Paul P., 1968. Le Climat du Vivarais, *Monographie de la Météorologie Nationale n°65*.
- Grégoire F., Canivé J., 2007. Pédagogie et Tourisme dans les tourbières, les aspects climatiques, *Actes du 20^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Tunis 2007* pp. 283-288.
- Scneltzer A., 1962. Evocation d'un paysage rural au milieu du XVII^e siècle : Montselgues, *Revue du Vivarais*, N°2 pp54-66.

MODELISATION STOCHASTIQUE DE L'ECART DES PRECIPITATIONS MENSUELLES AUX EXTREMES

Haidu Ionel¹, Mercier Jean-Luc²

¹Faculté de Géographe, Université Babeş-Bolyai, 5-7 rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie, ionel_haidu@geografie.ubbcluj.ro

²UFR de Géographie, Université Louis Pasteur, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg Cedex, France, jlm@equinoxe.u-strasbg.fr

Résumé : *Nous avons entrepris une relecture des précipitations (Languedoc) par une approche à deux échelles : à partir du fonctionnement des extrêmes, nous en avons déduit une saisonnalité pseudo cyclique, qui lorsqu'elle s'installe de manière permanente génère un régime climatique pluri décadaire. Puis par une méthode non paramétrique, appliquée au dernier siècle, nous avons identifié des séries alternativement sèches et humides. Les périodes estivales sont toujours sèches, à l'opposé, les périodes hivernales peuvent parfois avoir un comportement estival. Les mécanismes physiques sous-jacents sont inconnus, qu'il s'agisse de la persistance d'un état du système pluviométrique ou des causes de son alternance.*

Mots-clés : *précipitations, écart aux extrêmes, stochastique, Languedoc méditerranéen.*

Abstract: *We try to describe the variability of monthly precipitation in a Mediterranean area (Languedoc, France). A series constructed by the difference between the precipitation and their monthly maximum shows a threshold in the empirical distribution curve. This discontinuity reveals two populations which illustrate a yearly alternative functioning of the Mediterranean climate. This feature is not recorded in maritime and continental climate. View from the maximum, the summer months have always the same behavior. On the opposite, the winter months play sometimes like dry months. In time, the persistence of a situation in which the distance are important, gives a multi-annual dry condition; on the opposite, the persistence of years with less marked distance gives a wet multi-annual conditions. The physical mechanism which leads to the genesis of the temporal series having these properties is yet unknown.*

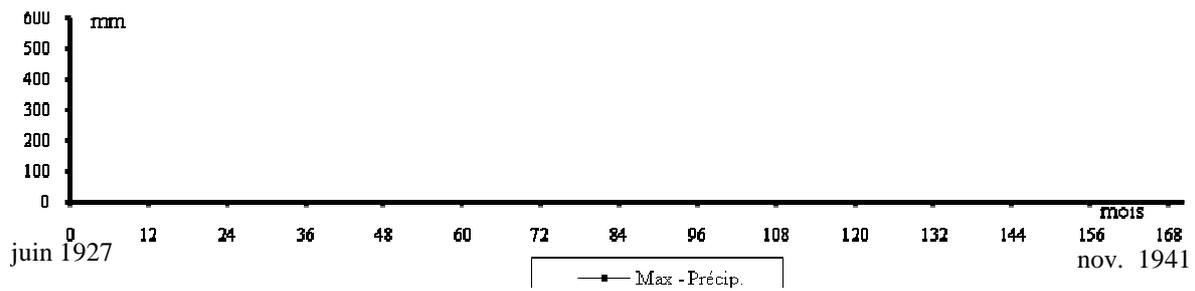
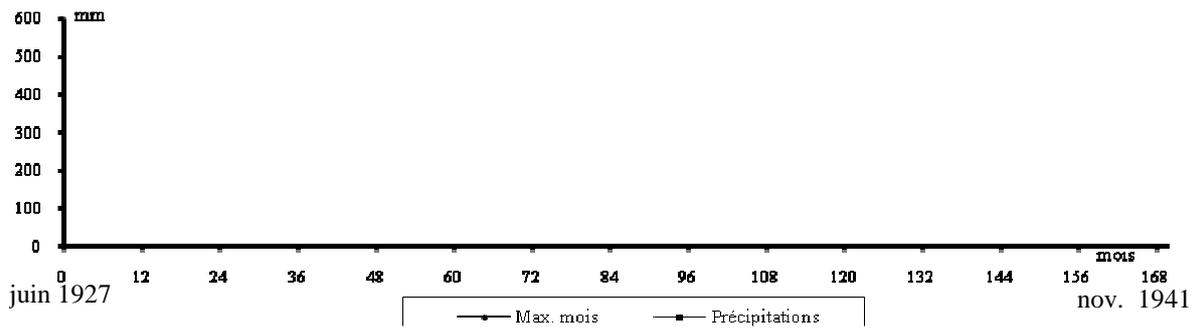
Key words: *precipitations, deviation to extremities, stochastic, Languedoc.*

1. Introduction

Les précipitations des régions méditerranéennes ont souvent frappé les observateurs par leur abondance, leur irrégularité et leur discontinuité. Où est l'ordre dans le climat méditerranéen s'il existe ? En effet, une valeur mensuelle lisse les événements singuliers, mais la somme des précipitations reste proportionnelle à la grandeur et à la fréquence de ces événements. Peut-on le trouver dans des données mensuelles qui composent les régimes saisonniers ? Dans ces conditions, considérant qu'il y a encore de l'information à tirer des séries chronologiques, nous avons entrepris une relecture des précipitations par une approche stochastique.

Un nouvel objet d'étude

La dé-saisonalisation est une démarche usuelle dans le domaine de l'analyse des séries temporelles et de nombreux auteurs ont décrit le risque d'incorporer de fausses composantes dans les séries résiduelles. La procédure consiste à enlever la composante saisonnière d'une série aléatoire ce qui influence l'autocorrélation, la variance, l'asymétrie (Slutzky, 1927; Yule, 1927). Notre démarche est inverse, elle a consisté à enlever une série aléatoire d'une série périodique (fig. 1), le résidu restant quasi périodique (test par les fonctions d'autocorrélation ACF et d'autocorrélation partielle PACF). La série des écarts devient un nouvel objet d'étude (fig. 2). Le contrôle visuel permet de poser quelques questions : quels sont les mois responsables de l'écart visible durant plusieurs années ? S'agit-il des mois d'hiver, d'été ou des deux saisons ? Du point de vue statistique s'agit-il d'une ou de plusieurs populations ? Quelle est l'origine de la persistance des périodes sèches ou humides ? La suite de l'article apportera quelques éléments de réponse.



Sur de nombreux sites languedociens (Mercier, Haidu 2003) tels Lodève, le Caylar, Béziers, Sète, Aigoual, l'histogramme des écarts entre les extrêmes et les précipitations mensuelles montre une double distribution statistique (fig. 3) alors que des stations tempérées océaniques et tempérées continentales ont souvent une distribution gaussienne.

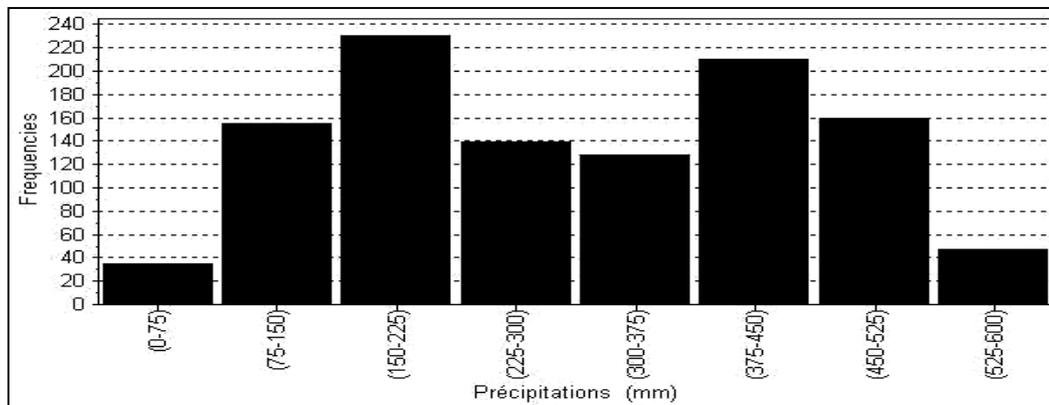


Figure 3. Histogramme des écarts aux maxima mensuels pour une station méditerranéenne - Lodève.

De la même manière, les courbes de probabilités empiriques construites sur la courbe des écarts montrent une discontinuité, indice probable de deux populations qui sont réalisées dans les séries temporelles. Une inflexion de la courbe (320 mm pour Lodève, 205 mm pour Béziers etc.) est un seuil entre deux populations (fig. 4). Il n'existe pas de lois de distribution théoriques uniques permettant l'ajustement des courbes empiriques "méditerranéennes" étudiées. Ce seuil n'existe pas pour les stations océaniques et tempérées continentales. Cette démarche nous aide à visualiser les comportements des mois humides et secs par rapport aux extrêmes mensuels. Deux analyses à des échelles temporelles différentes ont montré l'existence de deux populations qui ont des identités probabilistes et que l'on propose d'assimiler à deux comportements climatiques annuels : une saison hivernale humide et une saison estivale sèche.

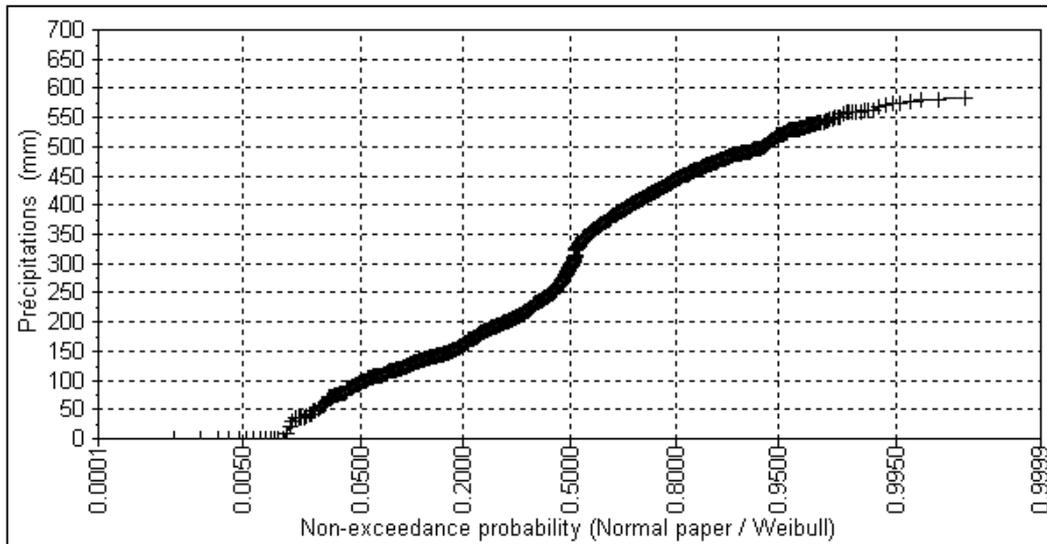


Figure 4. Lodève, courbe de probabilité empirique pour les écarts.

2. L'alternance saisonnière et la persistance d'états pluri-annuels

Une relation algébrique simple ($\text{Max}_i - (P_i + \text{seuil})$) entre les écarts et le seuil de la courbe de probabilité empirique permet de séparer les mois étudiés en deux ensembles (fig. 5).

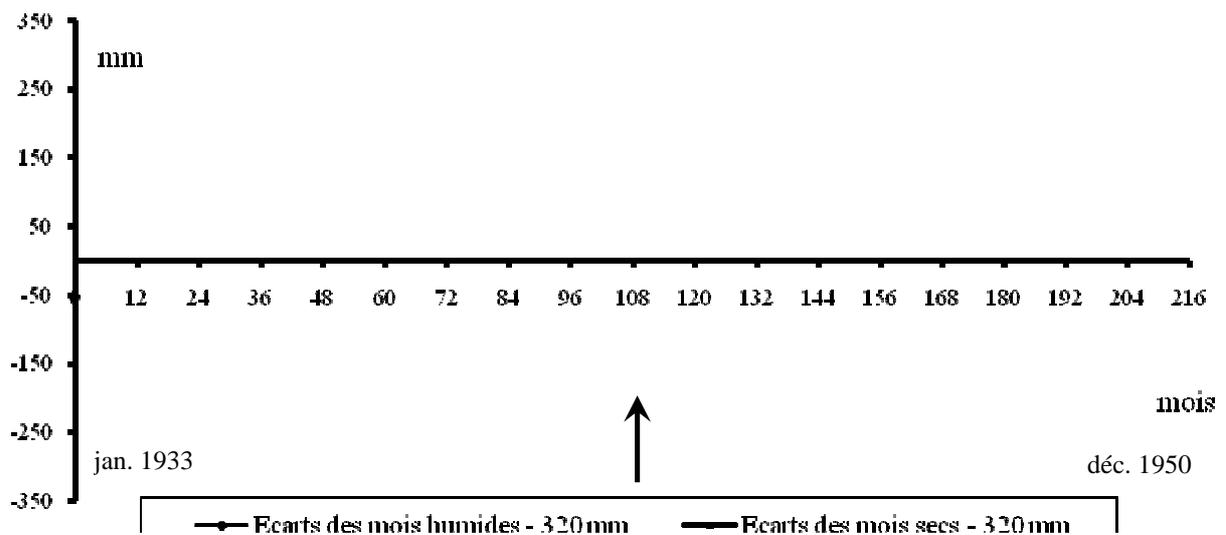


Figure 5. Lodève : alternance des comportements annuels. Les valeurs positives correspondent aux 7 mois d'hiver, les valeurs négatives aux mois d'été. La flèche verticale sépare deux séries humides et sèches; dans la première on peut noter dans les mois secs la présence des plus fortes valeurs pluviométriques.

L'un regroupe les mois "hivernaux-humides", l'autre la totalité des mois "estivaux-secs". Ces deux ensembles se succèdent régulièrement, mais, si les mois estivaux ont toujours le même comportement, les mois "hivernaux" au contraire peuvent parfois se comporter comme des mois secs (fig. 6). On peut observer que la persistance au cours du temps d'une situation dans laquelle les écarts sont importants, donne une série d'années sèches; au contraire, la persistance d'années dont les écarts sont peu marqués donne une série humide. Ce type de description tendrait à faire penser que a) **un seuil**, b) **une mémoire** sont nécessaires pour décrire correctement ces précipitations.

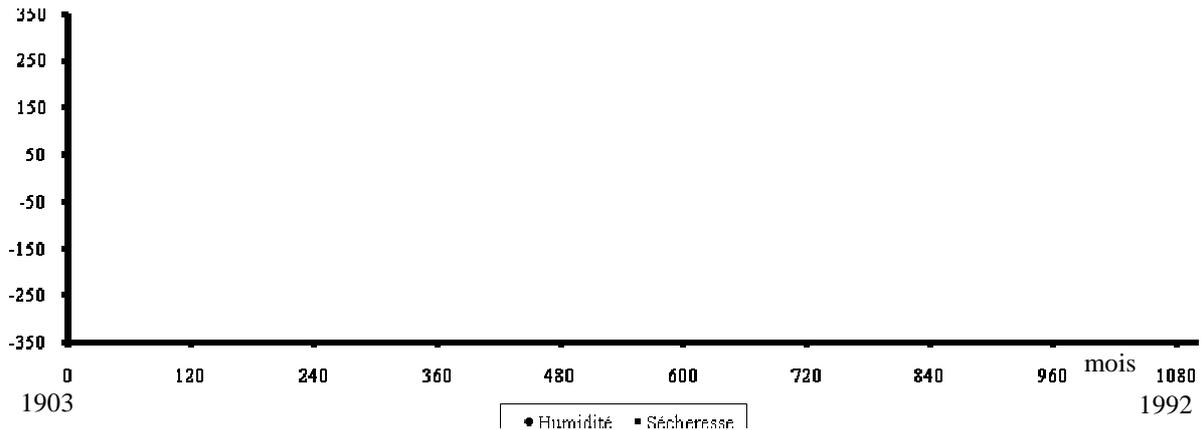


Figure 6. Le comportement "secs" de quelques mois "hivernaux-humides".

3. Modélisation de la mémoire stochastique

Certains tests statistiques (Scheffé, Wald-Wolfowitz, Spearman, Kendall, "run test") montrent que les séries entières sont stationnaires dans la moyenne et dans la variance, ce qui nous a permis l'approche probabiliste, mais des sous séries peuvent être significativement non stationnaires. Pour segmenter la série initiale nous avons utilisé le test $u(t)$ de Mann-Kendall-Sneyers. Les années de ruptures de la stationnarité sont pour le Languedoc : 1909, 1918, 1927, 1941, 1958, 1978 et 1992. En recherchant une explication statistique concernant les observations énumérées ci-dessus, on a procédé à la modélisation de la saisonnalité des écarts. Un tel modèle pour des applications hydrologiques à l'échelle de temps mensuelle a été proposé par Thomas et Fiering en 1962. Ce modèle a été vérifié aussi pour d'autres types de données que celles hydrologiques et les résultats ont montré que le modèle est capable de rendre la variation saisonnière quelle que soit la nature des données. La structure du modèle est basée sur le fait qu'entre les observations des mois successifs, mais également entre les observations du même mois dans des années successives, il y a des relations autorégressives et de corrélation. Le modèle numérique prend en considération la corrélation entre une valeur quelconque x_t de la série au cours d'un mois (sur la verticale), mais également un rapport avec le mois précédent (sur l'horizontale), donc avec la valeur x_{t-1} , et influence aussi la valeur du mois suivant (x_{t+1}). Ainsi, la corrélation entre la colonne du mois de février et celle du mois de mars, par exemple, est évidente et ainsi de suite. De manière similaire, l'autocorrélation existant entre les valeurs des années successives d'un certain mois est évidente.

En notant une valeur mensuelle par $x_t = x_{12(y-1)+m} = x_{my}$ le modèle aura la forme suivante :

$$x_{m,y} = \bar{x}_m + r_m \frac{s_m}{s_{m-1}} (x_{t-1} - \bar{x}_{m-1}) + s_m \sqrt{1-r^2} \cdot e_{m,y}$$

\downarrow ↓
 effet moyen choc aléatoire réduit
 saisonnier choc aléatoire
} partie fitée

où:

$$\bar{x}_m = \frac{1}{n_m} \sum_y x_{m,y}, \text{ et } n_m \text{ est le nombre total des valeurs } y; s_m = \sqrt{\frac{1}{n_m} \sum_y (x_{m,y} - \bar{x}_m)^2};$$

$$r_m = \frac{\frac{1}{n_m} \sum_y (x_{m,y} - \bar{x}_m)(x_{t-1} - \bar{x}_{m-1})}{s_m \cdot s_{m-1}}, \quad x_{t-1} \text{ est l'observation qui précède } x_{m,y}.$$

Le modèle a été appliqué à toutes les données disponibles, à titre d'exemple pour les périodes 1928-1941 et 1942-1954. La limite entre les deux échantillons a été établie à partir des résultats des paragraphes précédents; à partir de 1942, se produit la "rupture de stationnarité". Le degré de ressemblance de la série brute à la série fitée (fig. 7) est un indice de la qualité de la modélisation.

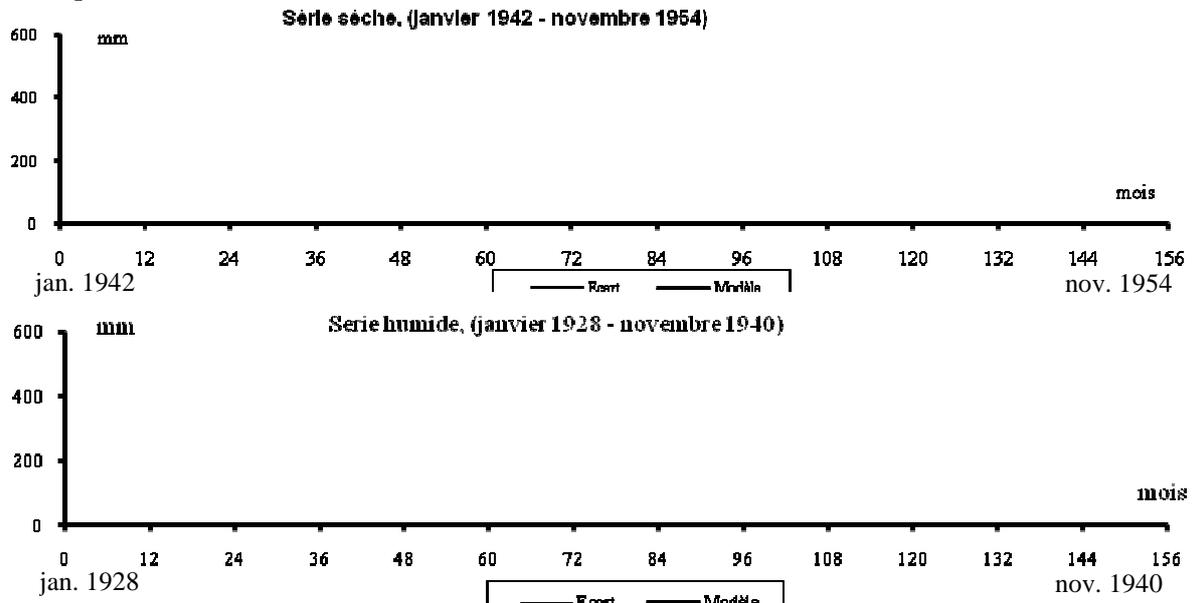


Figure 7. Lodève 1927-1954, séries sèches et humides. La reconstitution des années entières par le modèle Thomas-Fiering est correcte.

D'autres indices de la qualité ont été également satisfaits. Sur les données de Lodève deux types de séries de précipitations ont été modélisées, le test du modèle (fig. 6) montre un excellent comportement qualitatif et quantitatif. Pour la série humide, l'écart quadratique moyen = 83.89 et le coefficient de corrélation est de $r = 0.80$; pour la série sèche, l'accord est meilleur, l'écart quadratique moyen = 54.39 et $r = 0.92$. Le résidu du modèle ayant la moyenne zéro et l'écart type égal à 1 satisfait la condition d'indépendance, la structure d'autocorrélation étant absente (bruit blanc). La crédibilité du modèle nous permet d'analyser les paramètres de celui-ci. Le but du modelage a été de comparer les paramètres du modèle sur les deux échantillons distincts. La simulation des séries par le modèle de Thomas-Fiering met en évidence des différences appréciables entre les paramètres du modèle élaboré pour l'échantillon de série temporelle jusqu'en 1941 et après cette année (fig. 8). L'observation des paramètres du modèle T-F indique que durant la saison sèche les écarts sont les mêmes pour les périodes humides et sèches; au contraire, le décalage des courbes est plus grand pendant la saison humide (fig. 8a). Les flux d'humidité ont une plus grande variabilité (fig. 8b) durant les périodes humides que durant les périodes sèches. Physiquement cela signifie que la persistance de pluies d'hiver abondantes et variées amène une série humide de plusieurs années. Inversement la persistance de précipitations hivernales faibles et peu dispersées mène à l'installation d'une période sèche. La corrélation entre mois successifs (fig. 8c) a plusieurs causes, d'une part les valeurs numériques elles mêmes, d'autre part la saisonnalité (hiver-été) déjà mise en évidence (série humide). Pour la série sèche, la faiblesse des corrélations successives domine durant l'année.

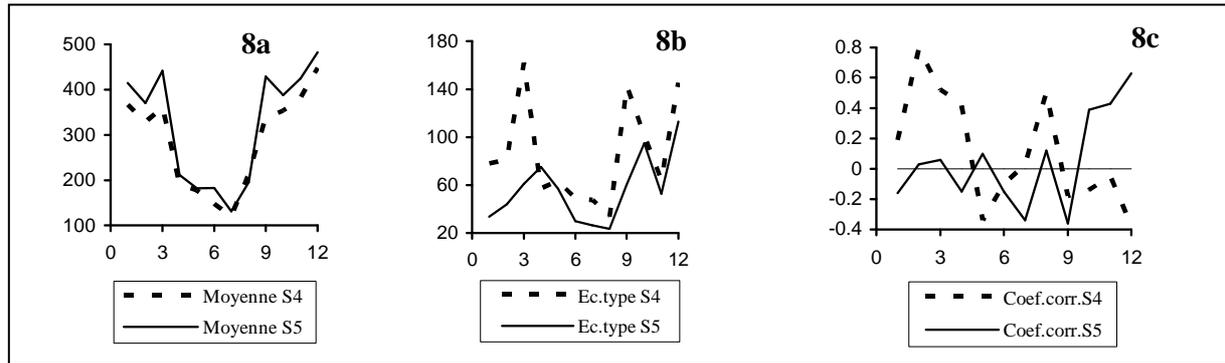


Figure 8. Paramètres du modèle de Thomas-Fiering. a) moyennes mensuelles des écarts des deux séries humides puis sèches; b) écart types ; c) corrélation entre mois successifs des deux séries.

La dégradation de l'ajustement durant les périodes humides est à mettre sur le compte de la variabilité de l'humidité. Les tests du résidu par l'autocorrélation (ACF) et l'autocorrélation partielle (PACF) indiquent deux ajustements possibles : un ARMA (24, 24), ce qui peut signifier l'existence d'une oscillation quasi-biannuelle (mais qui n'est pas exprimée par le modèle Thomas-Fiering). Un ajustement ARIMA (0, 1, 1) est aussi possible, et son résidu est aussi un ARMA (24, 24). Dans ces conditions, le modèle Thomas-Fiering est accepté, la qualité de la simulation est bonne et les pics significatifs de l'ACF et PACF sont très éloignés ($\text{lag} > 24$) pour que l'on reconsidère le modèle.

Conclusion

Une série quasi-périodique a été constituée par les écarts aux précipitations mensuelles maximales, les histogrammes et courbes de probabilité empiriques de ces données présentent des seuils, ce sont des caractéristiques spécifiquement méditerranéennes qui les opposent à celles des stations océaniques, ou continentales. Les histogrammes des écarts y sont aussi plus complexes. Dans la majorité des situations, si l'on enlève la périodicité de la série des écarts le résidu testé par ACF et PACF a les caractéristiques d'un bruit blanc. Au cours d'une année, les saisons hivernale (septembre-mars) puis estivale (avril-août) se succèdent ; les périodes estivales ont toujours un comportement de mois secs ; à l'inverse, un comportement estival est parfois noté en hiver. Des précipitations des mois d'hiver vont découler l'affectation de l'année entière dans une série pluri-annuelle sèche ou humide. La fréquence des phénomènes pluviométriques exceptionnels est plus grande durant les séries humides. Une série pluri-annuelle sèche a en moyenne tous ses mois secs. Les mécanismes physiques sous jacents à la persistance (effet mémoire) des états pluri annuels sont inconnus, il en est de même des processus qui provoquent l'alternance entre les séries humides et sèches; et en particulier ceux qui produisent des hivers secs (non "méditerranéens") générateurs des séries pluri-annuelles sèches. L'effet stochastique de "mémoire" est bien reflété par le modèle de Thomas et Fiering.

Références bibliographiques

Mercier J.-L., Haidu I. 2003. *Reconsidering the mediterranean rainfall : the case of the ecarts between the monthly extremes and monthly totals. Hydrology of the mediterranean and semi-arid regions. Montpellier april 1-4 2003, CD.*

Slutzky E., 1927. *The summation of random causes as the sources of cyclic processes, (in russian). English trans. in Econometrica, 5 (1937), pp. 105-146.*

Thomas, H.A., Fiering, M.B., 1962. *Mathematical Synthesis of Streamflow Sequences for the Analysis of River Basins by Simulation. Design of Water Resources Systems, Harvard University Press, Cambridge.*

Yule G.U., 1927. *On a method of investigating periodicities in disturbed series, with special reference to Wolfer's sunspot numbers. Phil. Trans. A. 226, pp. 267-298.*

TENDANCE ET REGIONALISATION DES PRECIPITATIONS EN ALGERIE : ENTRE SECHERESSE ET PLUIES DILUVIENNES

HASSINI Nouredine¹, DOBBI Abdelmajid², BOUCHAMA Mohamed³ et ABDERRAHMANI Belaid⁴

¹Département de Biologie, Université d'Es-Sénia, BP 1524 Oran, Algérie.

²Département de Physique, Université de Ouargla, Algérie.

³Département de Génie Maritime, USTO Oran, Algérie.

⁴Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche IHFR, Oran, Algérie.

Email : noureddine.hassini@gmail.com

Résumé : La pluviométrie est un élément fondamental du climat. En Algérie, les ressources hydriques, tributaires pour une large part d'une pluviométrie très irrégulière et inégalement répartie dans l'espace, demeurent modestes. Les changements climatiques et en particulier la sécheresse qui sévit ces dernières années, exacerbe davantage le problème. L'étude des précipitations relevées dans une centaine de stations météorologiques du nord de l'Algérie (périodes 1951-1980 et 1961-1990), montre une succession d'épisodes pluviométriques excédentaires et déficitaires par rapport à la normale. La régionalisation, obtenue par le tracé des isohyètes, montre l'existence de trois régions distinctes. Une comparaison avec les données de la dernière décennie permet de déceler certaines modifications qui peuvent être le résultat des changements climatiques dans cette zone de la Méditerranée.

Mots-clés : Pluviométrie, sécheresse, régionalisation, littoral algérien.

Abstract: Rainfall is a fundamental element of the climate. In Algeria, the hydrological resources are modest and mainly depend on very irregular rainfall, unequally distributed in the space. Climate change and in particular dryness which prevails these last years, exacerbates the problem. The study of the precipitation in hundreds of meteorological stations of the North of Algeria (Periods 1951-1980 and 1961-1990) shows a succession of surplus and overdrawn rainfall episodes compared to the normal shows. The regionalization, obtained by the plan of isohyets, shows the existence of three distinct areas a comparison with the data of the last decade allows revealing certain modifications which can be the result of climate change in this Mediterranean area.

Keys words : rainfall, dryness, regionalization, Algerian littoral.

Introduction

Le prolongement des périodes sèches dans le pourtour méditerranéen est devenu une réalité climatique durant cette dernière décennie (Abderrahmani et al., 2006 ; Acot, 2003 ; Brunetti et al., 2001 ; Moisselin et al., 2003). Les applications des données de précipitation en climatologie et agroclimatologie sont nombreuses. Elles dépendent notamment de l'échelle de temps utilisée dans la collecte des données. Si les données annuelles peuvent être utilisées pour apprécier la tendance climatique, leur analyse, à l'échelle de temps inférieure, (décadaire et quotidienne), révèle un nombre insoupçonné d'informations climatologiques directement exploitables en agriculture : suivi régulier du bilan hydrique ; caractérisation d'un certain nombre d'événements climatiques tels que le début de la saison des pluies, l'occurrence d'épisodes secs, la prévision des rendements, etc. A partir des données de précipitations annuelles, on peut établir une statistique permettant de caractériser leur variabilité spatiale et temporelle et par suite les caractères généraux du climat (Leroy, 2002, Djerboua et al., 2004). Dans cette étude nous avons abordé deux aspects principaux, à savoir :

- La variabilité inter annuelle en tant que variabilité temporelle, susceptible de déceler la tendance dans le temps.
- La variabilité spatiale dans le but d'établir une régionalisation (zonage climatique) et ainsi réaliser des tracés de cartes pluviométriques.

Nous avons considéré les stations dont le fonctionnement couvre deux périodes différentes, à savoir la période 1951-1980 et la période 1961-1990.

1. Collecte et mise en forme des données

1.1. Réseau pluviométrique

Le choix des stations est basé sur trois critères essentiels :

- ✓ Données d'observations complètes ou quasi complètes
- ✓ Stations professionnelles
- ✓ Répartition spatiale uniforme

Les séries d'observations des postes auxiliaires étant soit lacunaires soit douteuses, nous avons utilisé autant que possible les données recueillies par les stations professionnelles. Cependant, le déséquilibre dans la distribution spatiale des stations impose parfois de prendre en compte les données des postes auxiliaires. Dans l'ensemble, les séries chronologiques considérées présentent des lacunes au cours de la période 1961-1969. Cette discontinuité dans le temps a pour effet de réduire la période commune aux différentes séries à une durée moyenne de 25 ans.

1.2. Données Pluviométriques

Parmi toutes les stations disponibles nous avons retenus 42 stations pour la période 1951-1980. Afin d'étudier les variations temporelles des précipitations et de généraliser les divers résultats d'analyse, nous avons constitué trois séries régionales représentatives de la partie Nord du pays : région Ouest, région Centre et région Est. Nous avons choisi au préalable un certain nombre de stations susceptibles de former une région climatique homogène. Les différentes stations retenues, ainsi que les paramètres statistiques sont résumés dans le tableau 1 pour la région Ouest, le tableau 2 pour la région Centre et le tableau 3 pour la région Est :

<i>REGION OUEST</i>	Oran Baudens	Oran Port	Oran Sénia	Boutlelis	El Braya
Période d'observation	1877-1915	1904-1951	1925-1984	1941-1984	1925-1962
Nbre d'années effectif d'obs.	39	47	54	30	30
Moyenne (mm)	384.9	392.0	395.5	390.7	394.0
Ecart-type	114.7	140.4	115.9	147.2	127.3
Coefficient de variation (%)	29.8	35.8	29.3	37.6	30.4

Tableau 1. Paramètres statistiques des stations représentatives de la région Ouest.

<i>REGION CENTRE</i>	Alger Port	Dar El Beida	INA El Harrach	Alger Université	Bouzaréah
Période d'observation	1844-1942	1936-1982	1908-1968	1913-1968	1940-1980
Nbre d'années effectif d'obs.	99	45	58	56	65
Moyenne (mm)	650.4	692.4	658.2	735.8	761.4
Ecart type	153.0	167.3	148.2	162.5	163.0
Coefficient de variation (%)	23.5	24.2	22.5	22.0	21.4

Tableau 2. Paramètres statistiques des stations représentatives de la région Centre.

<i>REGION EST</i>	Annaba Port	Cap de garde	Ben M'hidi
Période d'observation	1907-1955	1931-1961	1926-1980
Nbre d'années effectif d'obs.	44	27	48
Moyenne (mm)	763.0	728.3	686.6
Ecart type	159.2	147.8	151.7
Coefficient de variation (%)	20.8	20.2	22.0

Tableau 3. Paramètres statistiques des stations représentatives de la région Est.

La moyenne régionale est obtenue par la moyenne pondérée des stations considérées (tab. 4).

	REGION OUEST	REGION CENTRE	REGION EST
Moyenne régionale (mm)	392.8	695.3	724.3
Ecart type régional (mm)	127.8	158.0	153.0

Tableau 4. Moyennes pondérées des stations considérées.

1.3. Résultats et commentaires :

L'utilisation de ces séries régionales normalisées (pour chaque année le total annuel est remplacé par la moyenne des variables centrées réduites des stations en fonctionnement) présente un certain nombre d'avantages. Elles permettent de minimiser les effets locaux sur la distribution des précipitations, de pallier aux lacunes existantes dans les séries prises individuellement et d'augmenter ainsi la longueur de la série résultante.

On constate que les coefficients de variation calculés sont du même ordre de grandeur pour les différentes stations d'une même région. Ceci confère à chaque groupe de stations ainsi constitué le caractère de " *région climatique homogène* ". De plus, le coefficient de variation étant un paramètre caractérisant la dispersion, on peut conclure à une grande variabilité des précipitations dans la région Ouest. On note aussi une certaine similitude dans l'évolution dans le temps des précipitations des régions Centre et Est. La chronologie des valeurs annuelles montre que l'année la plus arrosée en région Ouest a été 1935 avec un total de 719 mm. Le maximum observé au Centre a été de 1132 mm en 1854 contre un total de 1019 mm à l'est en 1915. Cependant, il est nécessaire d'approfondir l'analyse des séries pour en dégager les caractéristiques essentielles (Abderrahmani et al., 2006).

On admet en général qu'une année donnée i est anormalement sèche si le rapport de son total pluviométrique x_i à la moyenne est tel que :

$$r_i = \frac{x_i}{\bar{x}_j} \leq 1 - \alpha C_{v_j} \quad (1)$$

\bar{x}_j et C_{v_j} sont respectivement la moyenne et le coefficient de variation de la série régionale j considérée. Le paramètre α dépend des spécificités de l'étude, sa valeur est majorée par l'unité. On peut, de la même façon définir une année pluvieuse et une année normale. Compte tenu de la relation ci-dessus, on détermine pour chaque région et pour deux valeurs différentes de α des limites inférieures et supérieures qui identifient un caractère donné.

	REGION OUEST		REGION CENTRE		REGION EST	
	$\alpha = 1$	$\alpha = 0.5$	$\alpha = 1$	$\alpha = 0.5$	$\alpha = 1$	$\alpha = 0.5$
Limite inférieure	277	341	537	616	571	648
Limite supérieure	532	468	853	774	878	801
Coefficient de variation C_{v_j}	0.315		0.227		0.21	

Tableau 5. Valeurs estimées du coefficient de variation.

La distribution des fréquences exprimées en % des 03 caractères en question est donnée dans le tableau 6 :

Pour $\alpha = 0.5$, nous remarquons qu'un caractère donné se retrouve en proportion sensiblement égale dans les trois régions considérées

Pour $\alpha = 1$, nous constatons une différence notable entre les fréquences d'années normales et d'années sèches en passant de la région Ouest à la région Est. Ceci étant dû à l'effet de période, la comparaison sur la période commune 1910-1980 a donné, pour $\alpha = 1$ les fréquences suivantes :

	Région OUEST		Région CENTRE		Région EST	
	$\alpha = 1$	$\alpha = 0.5$	$\alpha = 1$	$\alpha = 0.5$	$\alpha = 1$	$\alpha = 0.5$
Années sèches	11%	33%	14%	30%	25%	39%
Années normales	76%	40%	69%	40%	59%	34%
Années pluvieuses	13%	27%	17%	30%	16%	27%

Tableau 6. Estimation de la distribution des fréquences des trois caractères.

La période demeurant sans effet sur les résultats, on peut conclure à une différence du régime pluviométrique entre l'Ouest et l'Est du pays et à quelques similitudes entre l'Est et le Centre. Le pourcentage d'années sèches à l'Est (25%) où l'on totalise en moyenne 700 mm par an est supérieur à celui de la région Ouest. Ceci peut paraître contradictoire, aussi faut-il remarquer que les valeurs seuils ayant permis le dénombrement des années sèches sont spécifiques à chaque région. De ce fait une année pouvant compter sèche à l'Est (total annuel < 571 mm) n'est pas nécessairement considérée comme telle à l'Ouest où la valeur limite inférieure est de 277 mm.

	Région OUEST	Région CENTRE	Région EST
Années sèches	14	14	25
Années normales	75	68	59
Années pluvieuses	11	18	16

Tableau 7. Calculs de la distribution des fréquences des trois caractères pour la période 1910-1980.

Enfin la variabilité des précipitations peut se résumer par la distribution des fréquences de périodes sèches, normales et pluvieuses.

1. On observe pour les 3 régions une succession de périodes déficitaires et excédentaires.
2. Les phases ascendantes en dents de scie confirment la grande variabilité inter annuelle des précipitations à l'ouest du pays.
3. Pour les régions Centre et Est les phases ascendantes ou descendantes ne présentent pas cet aspect.

L'analyse de ces données montre un début de phase décroissante vers l'année 1940, date commune à toute la partie Nord du pays. Quant à ces dernières années, cette diminution se fait sentir à partir de 1975. Particulièrement à l'Ouest du pays. Plus récemment encore, les différentes observations confirment la tendance à la baisse des précipitations notamment en région Ouest, d'où l'intérêt particulier que nous accordons à l'étude de la pluviométrie durant la décennie 1990-1999 pour les trois régions considérées.

2. Tendances pluviométrique la décennie 1990-1999

Afin de caractériser la pluviométrie de la dernière décennie, nous avons opté pour la méthode du bilan consistant en une comparaison des moyennes annuelles de pluie des différentes stations à leurs normales respectives. Ainsi la quasi-totalité des stations de la région Ouest présentent un déficit pluviométrique important par rapport à la normale. Ce déficit se résorbe en région Centre pour se transformer en excédent pluviométrique en région Est, notamment pour les stations côtières (station d'Annaba en particulier)

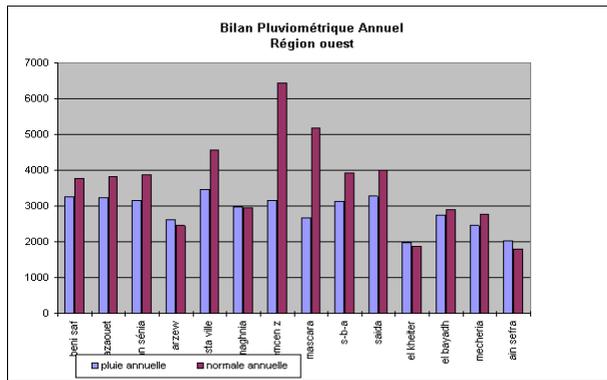


Figure 1. Bilan pluviométrique à l'Ouest.

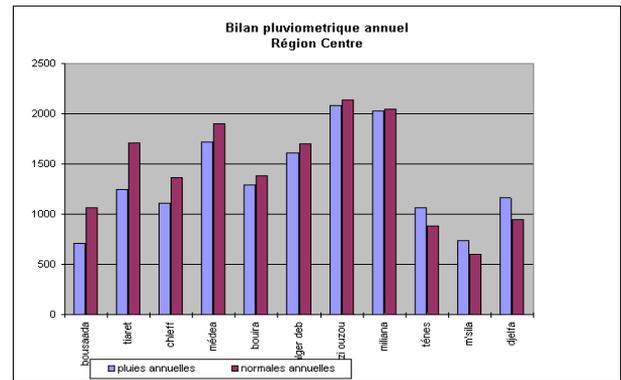


Figure 2. Bilan pluviométrique au Centre.

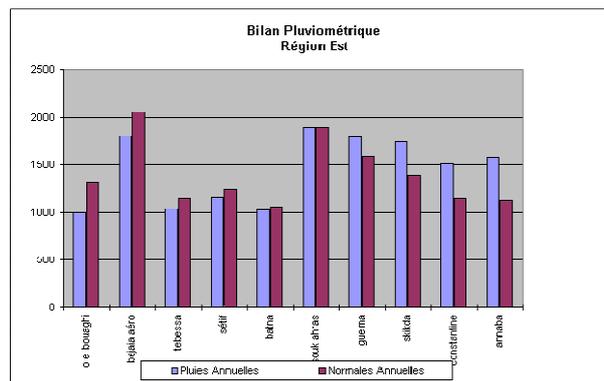


Figure 3. Bilan pluviométrique à l'Est.

3. Tracé de la carte pluviométrique

Le but du tracé est de représenter la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie relative à deux périodes différentes, à savoir 1951-1980 et 1961-1990, afin de mettre en relief la tendance de ce paramètre. La méthode d'interpolation utilisée est le « krigeage » qui présente cependant l'inconvénient de ne pas faire intervenir le gradient pluviométrique d'altitude qui tient compte de façon objective de l'influence du relief. En effet, les pluies qui tombent en Algérie étant pour la plupart d'origine orographique, la quantité annuelle de précipitations que recueille une station donnée dépend de l'altitude ou plus généralement de la topographie de cette station. On fait alors intervenir la notion de gradient pluviométrique d'altitude. C'est pourquoi la recherche d'une loi suivant laquelle la hauteur de pluie varie avec l'altitude a abouti à 3 représentations possibles correspondant à 4 régions naturelles : le littoral, l'Atlas tellien, l'atlas saharien et le Sahara.

Analyse des cartes

Les figures 4 et 5 représentent les distributions moyennes annuelles des précipitations respectives des deux périodes considérées. Les isohyètes présentent dans les deux cas une configuration similaire et dénotent une tendance générale à la baisse des précipitations. La pluviométrie moyenne annuelle augmente selon deux principales directions à savoir de l'Ouest vers l'Est et du Sud vers le Nord. Le réseau plus lâche des isohyètes sur la partie Ouest témoigne de la plus grande variabilité des précipitations. La comparaison avec la carte pluviométrique de l'Algérie dressée par P. Seltzer (1913-1938) fait ressortir les points suivants :

- Les configurations des isohyètes sont assez semblables.
- On note cependant une baisse sensible de la pluviométrie moyenne annuelle à l'Est du pays.



Figure 4. Distribution annuelle moyenne des précipitations (Période 1951-1980).



Figure 5. Distribution annuelle moyenne des précipitations (période 1961-1990).

Conclusion

L'étude des précipitations sur le Nord de l'Algérie montre une succession d'épisodes pluviométriques excédentaires et déficitaires par rapport à la normale et qui témoignent de leur grande variabilité. La variabilité intra annuelle des précipitations est plus importante pour les stations côtières que pour les stations de l'intérieur, ceci est dû à une plus nette distinction entre les saisons sèche et pluvieuse pour les stations côtières, alors que l'amplitude pluviométrique est plus réduite pour les stations continentales par l'apport de pluies d'orages durant l'été. La régionalisation montre l'existence de trois régions distinctes caractérisées par des régimes pluviométriques différents, avec toutefois une similitude entre les régions Centre et Est. La pluviométrie moyenne annuelle augmente selon deux principales directions, à savoir de l'Ouest vers l'Est et du Sud vers le Nord. Le réseau plus lâche des isohyètes sur la partie Ouest témoigne de la plus grande variabilité des précipitations. Comparée à la carte pluviométrique sur la période 1951-1980, la deuxième carte présente une tendance générale des précipitations à la baisse. La grande variabilité inter annuelle et intra annuelle des précipitations justifie une meilleure connaissance de nos potentialités hydriques ainsi que leur utilisation rationnelle.

Références bibliographiques

- Abderrahmani B., Abbou M., Dobbi A. et Hassini N., 2006. Evénements climatiques : Caractérisation de la sécheresse dans la région d'Oran, *Actes du XIX Colloque de l'AIC, Epernay*, pp 37-42.
- Acot P., 2003. *Histoire du climat*, Perrin, 309 p.
- Brunetti M., Maugeri M. et Nanni T., 2001. Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in Northern Italy, *Int. J. Climatol.*, 21, pp. 861-871.
- Djeboua A., Duband D. et Bois P., 2004. Estimation des lois des précipitations extrêmes à partir de données journalières complètes, *La Houille Blanche*, N° 3 pp 65-74.
- Leroy M., 2002. La mesure au sol de la température et des précipitations, *La Météorologie*, n° 39, pp 52-56.
- Moisselin J.M., Canelas M., Schneider M., Dubuisson B., 2003. Les longues séries de référence pour l'étude des changements climatiques, *Actes des journées AMA Météo France, Toulouse*, pp. 95-98.

LES PLUIES ANNUELLES AU MAGHREB : VARIABILITE ET TENDANCE

HLAOUI Zouhaier¹, HENIA Latifa¹, MEDJERAB Abderrahmene²

1 : Université de Tunis, zouhaierhlaoui@yahoo.fr / Lhenia@yahoo.fr

2 : USTHB d'Alger, a_medjrab@hotmail.com

Résumé : Cette étude s'intéresse à la variabilité de la pluviométrie annuelle au Maghreb (Tunisie, Algérie et Maroc), en mettant l'accent sur les co-variations et les oppositions de phase de cette pluviométrie entre l'est et l'ouest de la région. Elle concerne la période 1920-2000 et retient une cinquantaine de stations pluviométriques appartenant aux trois pays.

Mots-clés : Climat, pluie, Maghreb, variabilité, tendance.

Abstract: This study focuses on the variability of the annual rainfall in the Maghreb (Tunisia, Algeria and Morocco), by stressing the co-variations and the oppositions of this rainfall -phase between the East and the West of the region. It relates spans for 1920-2000 and relies on a fifty rainfall stations belonging to the three countries.

Key Words : Climate, rain, Maghreb, variability, trend.

Introduction

La pluie constitue l'élément fort du climat du Maghreb. Avec ses quantités modestes, très irrégulières et très inégalement réparties dans l'espace, elle fait peser des contraintes sur l'économie de chacun des trois pays de la région (Tunisie, Algérie et Maroc). Ceci justifie le grand nombre d'études consacrées à la pluie, dans chacun de ces pays. Il est à signaler cependant que rares sont celles qui portent sur l'ensemble du Maghreb. Une lecture des études pluviométriques réalisées au niveau national laisse apparaître qu'au delà de son unité pluviométrique apparente, cette région cache une diversité notamment au niveau de la variabilité inter annuelle de la pluie. Les années humides ou sèches dans la partie ouest du Maghreb ne le sont pas forcément dans sa partie orientale. La tendance dans l'évolution de la pluie au cours du dernier siècle n'est pas, non plus, partout la même. Ce sont surtout ces aspects de la variabilité pluviométrique inter annuelle que nous essayons d'analyser dans cette étude. Pour ce faire, nous avons analysé les totaux pluviométriques annuels pour la période 1920-2000. Ces données concernent 50 stations dont 15 au Maroc, 25 en Algérie et 10 en Tunisie et elles sont fournies par les services nationaux de la météorologie et par le Centre Universitaire Américain pour la Recherche Atmosphérique (UCAR) qui dispose d'une grande base de données mise à la disposition des utilisateurs via le réseau Internet. Pour l'étude dynamique, nous nous sommes référés aux cartes synoptiques des services météorologiques nationaux et au site web <http://www.wetterzentrale.de> qui contient des cartes synoptiques couvrant notre domaine d'étude et remontant à 1948 et le site <http://www.cru.uea.ac.uk> pour les indices de l'Oscillation Nord Atlantique.

1. Des totaux annuels modestes, très inégalement répartis dans l'espace

Les trois pays du Maghreb couvrent une superficie de 3,3 millions de km² dont presque les 3/4 appartiennent au Sahara. Sur la figure 1, nous pouvons remarquer que:

- La pluviométrie annuelle est modeste. Les totaux moyens ne dépassent 400 mm que dans le quart septentrional de la région. Environ les 3/4 de l'Algérie (Medjerab, 2005), la moitié du Maroc (Bahou, 2001) et le 1/3 de la Tunisie reçoivent moins de 100 mm de pluie par an (Hénia, 2001). Le domaine recevant entre 100 et 400 mm est plus étendu que celui avec plus de 400 mm.

- Le domaine recevant plus de 200 mm se caractérise par une répartition spatiale de la pluie très contrastée parfois sur de faibles distances. Cette variation traduit l'effet de la latitude, du relief, de la distance par rapport à la mer et de l'exposition par rapport aux flux pluvieux dominants. Les totaux supérieurs à 400 mm caractérisent globalement le domaine tellien et sont localisés sur les reliefs importants et dans des secteurs situés à proximité de la mer et bien exposés aux flux humides. Dans ce domaine, quelques stations d'altitude au nord-est de l'Algérie et au nord-ouest de la Tunisie totalisent en moyenne plus de 1200 mm par/an (Aïn Drahem 1533 mm). Certains secteurs abrités reçoivent par contre moins de 400 mm. Au delà de l'isohyète 400 mm, vers le sud, le domaine recevant entre 400 et 200 mm s'étend davantage sur la côte sud-ouest (région d'Agadir au Maroc) et sud-est (région de Gabès, en Tunisie) qu'à l'intérieur du continent.

De la figure 1, nous pouvons aussi déduire que c'est l'ouverture sur le bassin occidental de la Méditerranée et l'exposition aux flux humides traversant ce bassin qui restent partout le facteur le plus déterminant pour l'augmentation des totaux pluviométriques à l'échelle annuelle (Pérennes, 1993 ; Hénia, 1993 ; Hlaoui, 2002 ; Medjerab, 2005).

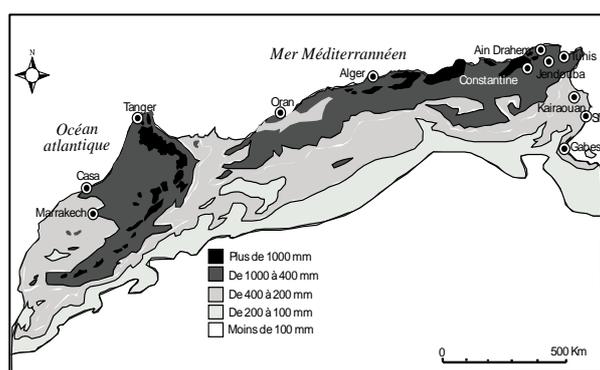


Figure 1. Les précipitations annuelles au Maghreb.

En Tunisie les flux de secteur nord sont à l'origine de 40 à 70 % (selon les stations) du total pluviométrique annuel (Hlaoui, 2002).

2. Une variabilité interannuelle très marquée

Les totaux annuels se caractérisent par une grande variabilité interannuelle (tab. 1).

Le rapport entre les extrêmes dépasse 10 pour certaines stations. Les coefficients de variations peuvent dépasser 0,45 en dehors du domaine tellien. Des années sèches alternent avec des années plus pluvieuses. Mais il y a plus d'années déficitaires (51% à 60%) par rapport à la moyenne que d'années excédentaires. Les séquences d'années déficitaires peuvent être d'une durée pluriannuelle et d'une grande extension spatiale. La séquence sèche la plus longue et la plus spatialement étendue était celle des années 1940 (6 à 9 années selon les stations) en Tunisie (Hénia, 2001), celle des années 1980 au Maroc (Bahou, 2001) et en Algérie (Medjerab, 2005).

	Moyenne en mm	Maximum en mm	Minimum en mm	Ecart Type	Coefficient de Variation
Tunis	452	913	219	126,2	0,28
Jendouba	466	841	245	127,5	0,27
Kairouan	304	735	69	112,3	0,37
Sfax	218	652	64	100,2	0,46
Gabès	197	489	43	95,0	0,48
Constantine	520	868	253	126,6	0,24
Alger	720	1169	226	182,7	0,25
Oran	379	818	168	118,7	0,31
Djelfa	327	513	144	89,2	0,27
Tanger	803	1463	412	224,2	0,28
CasaBlanca	414	992	149	140,1	0,34
Marrakech	248	430	81	80,6	0,33

Tableau 1. Variabilité des totaux pluviométriques annuels (1920-2000).

Il est à noter cependant qu'au cours du 20^{ème} siècle, le Maghreb n'a pas enregistré une sécheresse aussi longue et aussi étendue que celle du Sahel qui a duré de 1968 à 1986 (Rognon, 1996) et qui s'est généralisée sur un espace s'étendant sur près de 7000 km de l'ouest à l'est et de 500 km du nord au sud. Le relief accidenté et morcelé du Maghreb qui multiplie les positions d'abri et d'exposition aux flux pluvieux, le caractère cyclonique des pluies méditerranéennes, les contrastes pluviométriques imposés par la circulation méridienne sur la région, expliquent le fait que les sécheresses au Maghreb soient relativement plus courtes et moins étendues que celles du Sahel. Ces facteurs, entre autres, expliquent que l'avènement des années sèches et des années pluvieuses n'est pas toujours en phase dans les différentes régions du Maghreb.

3. Une variabilité inter annuelle avec des dispositions de phases différentes

La variabilité des totaux pluviométriques annuels au Maghreb se fait selon deux modes. Certaines années sont de même signe (des années excédentaires ou déficitaires) à peu près dans l'ensemble de la région (fig. 2 et 3). D'autres se présentent en opposition de phase entre l'est et l'ouest de la région (fig. 4 et 5).

3.1 Des années sèches et humides en phase

La figure 2 donne un exemple d'une année excédentaire dans les trois pays. La figure 3 présente le cas d'une année déficitaire partout.

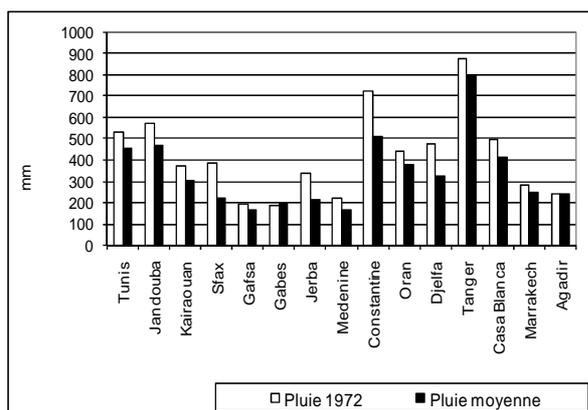


Figure 2. Année excédentaire 1972.

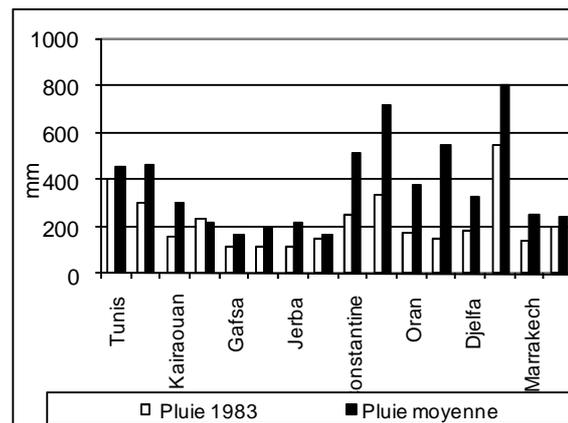


Figure 3. Année déficitaire 1983.

Ces situations pluviométriques comparables sur l'ensemble du Maghreb sont liées à une circulation zonale dominante. Mais deux sous-types de circulation zonale sont à distinguer au niveau de la région :

- Une circulation zonale d'ouest assez basse en latitude, les perturbations de l'Atlantique déferlent sur la Méditerranée occidentale et sur la frange septentrionale du Maghreb ; dans ce cas, aussi bien le Maroc, que l'Algérie et la Tunisie se trouvent balayés par ces perturbations. L'année est à tendance excédentaire.

- Une circulation d'ouest haute en latitude, les perturbations de l'Atlantique passent alors plus au nord que les latitudes méditerranéennes; les perturbations sont peu fréquentes sur le Maghreb et l'année est à tendance déficitaire au niveau des trois pays.

3.2 Des années sèches et humides en opposition de phase

Les figures 4 et 5 laissent apparaître que certaines années pluviométriques présentent un caractère opposé entre l'est et l'ouest du Maghreb, des années déficitaires au Maroc et à l'ouest de l'Algérie sont excédentaires en Tunisie et à l'est de l'Algérie et vice-versa. Le changement de signe se fait en Algérie entre l'ouest et l'est du pays. Pour la période 1920-2000, le différentiel pluviométrique entre le nord-ouest et le nord-est du Maghreb a intéressé autour de 20 % des années.

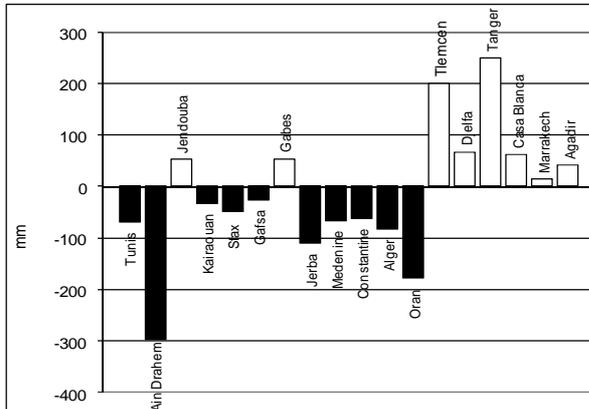


Figure 4. Ecart à la moyenne pour l'année 1941

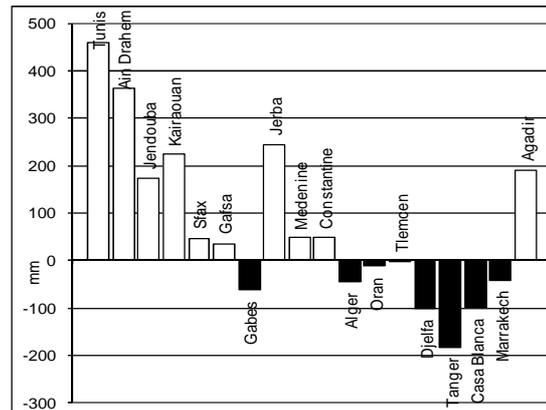


Figure 5. Ecart à la moyenne pour l'année 1953.

Ces années opposées sur le plan pluviométrique sont déterminées par un type de circulation méridienne avec, selon les cas, une dorsale anticyclonique sur le Maroc et l'ouest de l'Algérie et une vallée barométrique dirigée vers la Tunisie (fig. 6) ou l'inverse (fig. 7).

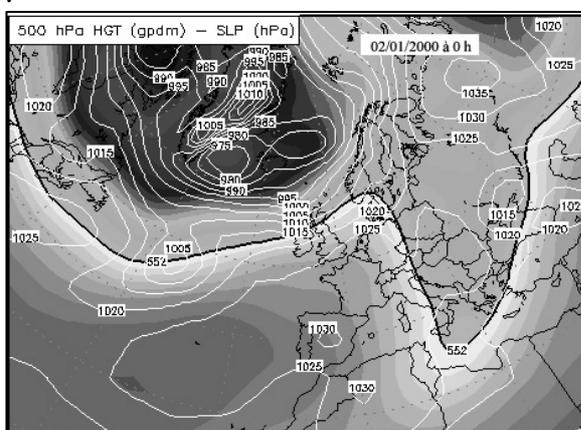


Figure 6. Situation atmosphérique du 2/1/2000.

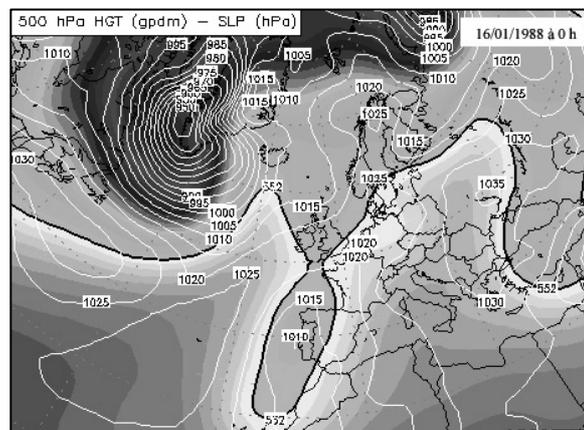


Figure 7. Situation atmosphérique du 16/1/1988.

Ces oppositions de phase semblent relever de connexions atmosphériques lointaines (Pagney, 1996 ; Delannoy, 1996 ; Ben Sakka, 2007) : l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) et même l'Oscillation Australe (OA). La confrontation des indices de l'ONA et de la pluviométrie au Maroc septentrional, montre des situations plus pluvieuses notamment au Nord Ouest, lors des phases négatives de l'ONA, c'est-à-dire avec l'affaiblissement de l'anticyclone des Açores. Par contre, à l'autre extrémité du Maghreb, au nord de la Tunisie, c'est avec les phases positives de l'ONA que les pluies sont plus importantes notamment dans le domaine tellien. A titre d'exemple, l'indice de l'ONA pour l'année 1941 (année déficitaire en Tunisie et excédentaire au Maroc et à l'ouest de l'Algérie) est négatif (-0,73). Pour l'année 1953 (déficitaire au Maroc et excédentaire en Tunisie), l'indice est positif (0,4). La relation n'est cependant pas linéaire entre la variabilité de l'indice de l'ONA et celle de la

pluie dans les deux extrémités du Maghreb. D'autres facteurs entrent en jeu (Ben Sakka, 2007).

4. Une évolution différente au cours du 20^{ème} siècle

La pluviométrie annuelle n'a pas connu partout, au Maghreb, la même évolution au cours du XX^e siècle (fig. 8 à 10). La tendance est à la baisse à Tanger, Casa Blanca, Oran et Alger (Bahou, 2001 ; Medjerab, 2005). Ces stations ont connu plusieurs années sèches au cours des deux dernières décennies du XX^e siècle. Pour le cas de la Tunisie, la recherche du terme tendanciel, effectué selon différentes approches (Sakiss, 1994) ne laisse pas apparaître cette évolution à la baisse.

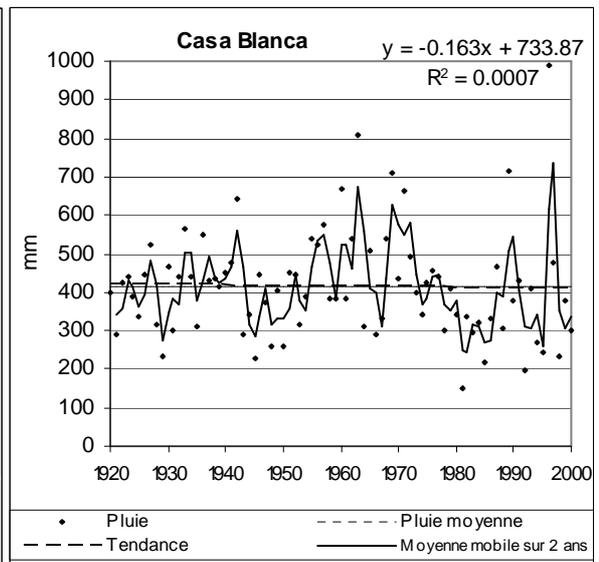
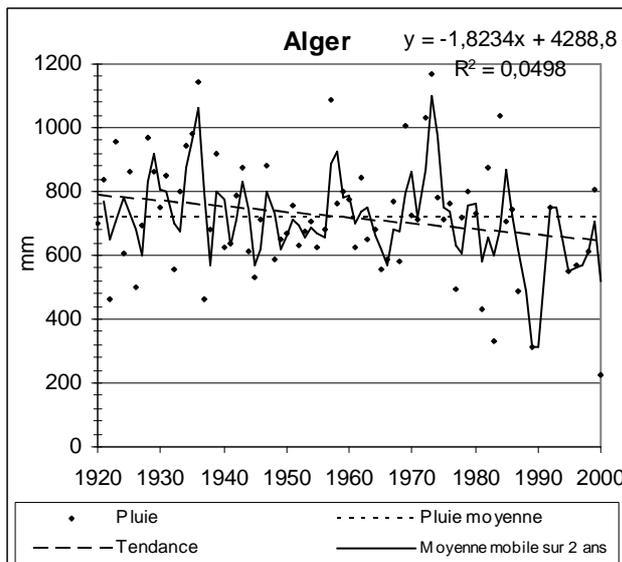


Figure 8. Tendence des pluies annuelles à Alger.

Figure 9. Tendence des pluies annuelles à Casablanca.

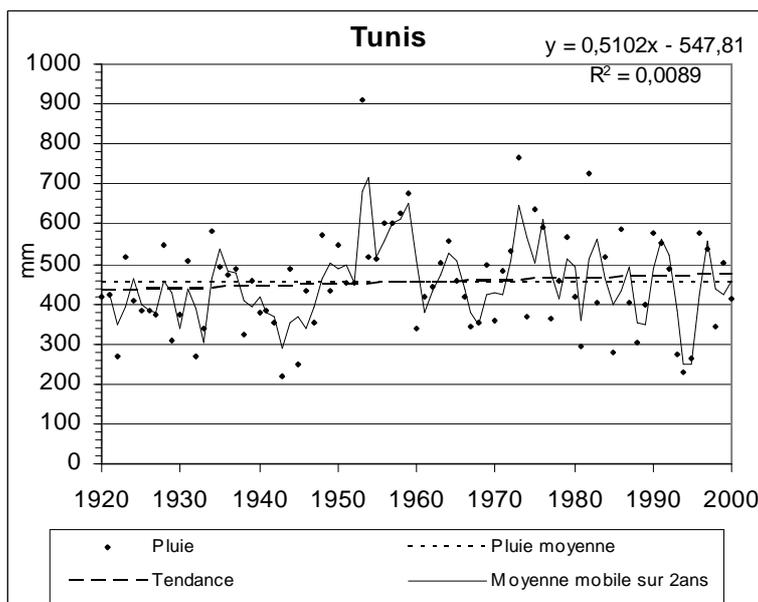


Figure 10 : Tendence des pluies annuelles à Tunis

Conclusion

En années successives, la variabilité de la pluie au Maghreb ne se fait pas toujours selon le même signe à l'est et à l'ouest de la région. Dans près de 20% des années, un différentiel pluviométrique très net apparaît entre le Maroc et l'ouest de l'Algérie d'un côté et la Tunisie et l'est de l'Algérie de l'autre. La tentative d'explication de ces oppositions de phase les place, à l'échelle synoptique, dans le cadre de la circulation méridienne dominante lors de ces années. Au niveau de la circulation atmosphérique générale, une simple comparaison de la situation pluviométrique des deux côtés du Maghreb en rapport avec la variation de l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique, laisse apparaître qu'avec un indice positif de l'ONA, la pluie a tendance à baisser à l'ouest et à augmenter à l'est du Maghreb et vice versa avec un indice négatif de l'ONA. Les résultats de cette étude préliminaire sur la variabilité interannuelle de la pluie au Maghreb restent, cependant, à étayer par une étude statistique plus poussée qui s'inscrit à des échelles temporelles plus fines (celles des saisons et des mois), qui introduit en plus de l'effet de la longitude, ceux d'autres facteurs géographiques tels que la latitude, l'effet du relief, l'ouverture sur l'Atlantique et la Méditerranée orientale et qui examine l'effet d'autres phénomènes de la circulation atmosphérique générale en l'occurrence celui de l'Oscillation Australe.

Références bibliographiques

Bahou A., 2001. *La sécheresse au Maroc : rapports avec la circulation atmosphérique et impacts sur la production agricole*. Thèse de doctorat d'Etat (en arabe), Université Hassan II, Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Mohammadia, Maroc, 3 volumes, 700 p.

Ben Sakka M., 2007. Modes de variabilité interannuelle de l'anomalie de la température de surface de la mer (SSTA) et pluviométrie en Tunisie. *Climat et Tourisme*, Actes du 20^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Carthage, Tunisie, p. 9-17.

Delannoy H., 1996. Remarques sur les conditions lointaines de la variabilité des précipitations saisonnières du Maroc cisatlantique. *Variabilité du climat et stratégies d'adaptation humaines en Tunisie*, édit. L. Hénia, Publication de l'université de Tunis I, p. 65-80.

Hénia L., 1993. *Climat et bilan de l'eau en Tunisie : Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*, publications de l'Université de Tunis, 391 p.

- Hénia L., 2001. Les grandes sécheresses en Tunisie au cours de la dernière période séculaire. *Eau et environnement Tunisie et milieux méditerranéens*, ENS Editions, Lyon p. 25-36.
- Hlaoui Z., 2008. *Les pluies quotidiennes en Tunisie*, (en arabe). Publication de l'Université de Tunis, Série 2 N°36, 410 p.
- Medjerab A., 2005. *Etude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale : Approche statistique et cartographie automatique*, Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB, Alger, 613 p. + annexes.
- Pagney P., 1996. Contribution à l'étude de la variabilité des pluies sur le Maghreb septentrional. In *Variabilité du climat et stratégies d'adaptation humaines en Tunisie*, édit. L. Hénia, Publication de l'Université de Tunis I, Serie colloque 7^{ème}, Volume IV, p. 41-64.
- Pérennès J.J., 1993. *L'eau et les hommes au Maghreb*. Éditions Karthala 647 p.
- Rognon P., 1996. Sécheresse et aridité : leur impact sur la désertification au Maghreb. *Sécheresse*, Vol.7, N°4, p. 287-297.
- Sakiss N., 1994. Contribution à l'étude des variations climatiques en Tunisie : cas de la pluviométrie et de la température. in *La variabilité du climat et l'homme en Tunisie*, textes réunis par L. HENIA, Publication de l'Université de Tunis, Série colloque 7^{ème}, volume III, p.39-62.

Sites Internet :

<http://www.cru.uea.ac.uk>

<http://www.wetterzentrale.de>

LA RÉANALYSE DE L'INTENSITÉ DES CYCLONES TROPICAUX DU PACIFIQUE SUD DURANT L'ÉPISODE EL NIÑO 1982-1983.

HOARAU Karl

Université de Cergy-Pontoise, Laboratoire M.R.T.E., 33 Boulevard du Port, 95011 Cergy Cedex

Email : KHoarau@aol.com

Résumé : Cette recherche montre que l'intensité des cyclones tropicaux du Pacifique Sud a été sous-estimée lors de l'été 1982-1983. La réanalyse des images satellitaires indique que 1982-1983 a été une saison exceptionnellement riche en cyclones de catégories 4 et 5 avec 9 cas alors que les archives officielles ne comportent qu'un seul cas. Cet été correspond au pic d'un fort épisode El Niño qui s'est accompagné d'un net réchauffement de la température de l'océan dans la partie centrale et orientale du Pacifique Sud. Comme le El Niño de 1997-1998 n'a produit que 2 cyclones de catégories 4 et 5, pour une température de l'océan comparable à celle de 1982-1983, cette étude suggère que la relation entre le réchauffement climatique et un nombre plus élevé de cyclones intenses est loin d'avoir été établie.

Mots-clés : cyclones tropicaux, intensité, Pacifique Sud, El Niño.

Abstract: This research shows that the tropical cyclones intensity of the South Pacific has been underestimated during the 1982-1983 season. The reanalysis of the satellite data indicates that 1982-1983 was a record in terms of categories 4 and 5 cyclones with 9 cases instead of 1 case existing in the official archives. The 1983 summer was a strong El Niño which matched with an increase of the ocean temperature in both the central and eastern part of the South Pacific. As the strong 1997-1998 El Niño produced only 2 categories 4 and 5 cyclones, with a similar sea temperature than in 1982-1983, this study suggests that the relation between the global warming and a greater number of intense cyclones is far to have been established.

Key words: tropical cyclones, intensity, South Pacific, El Niño.

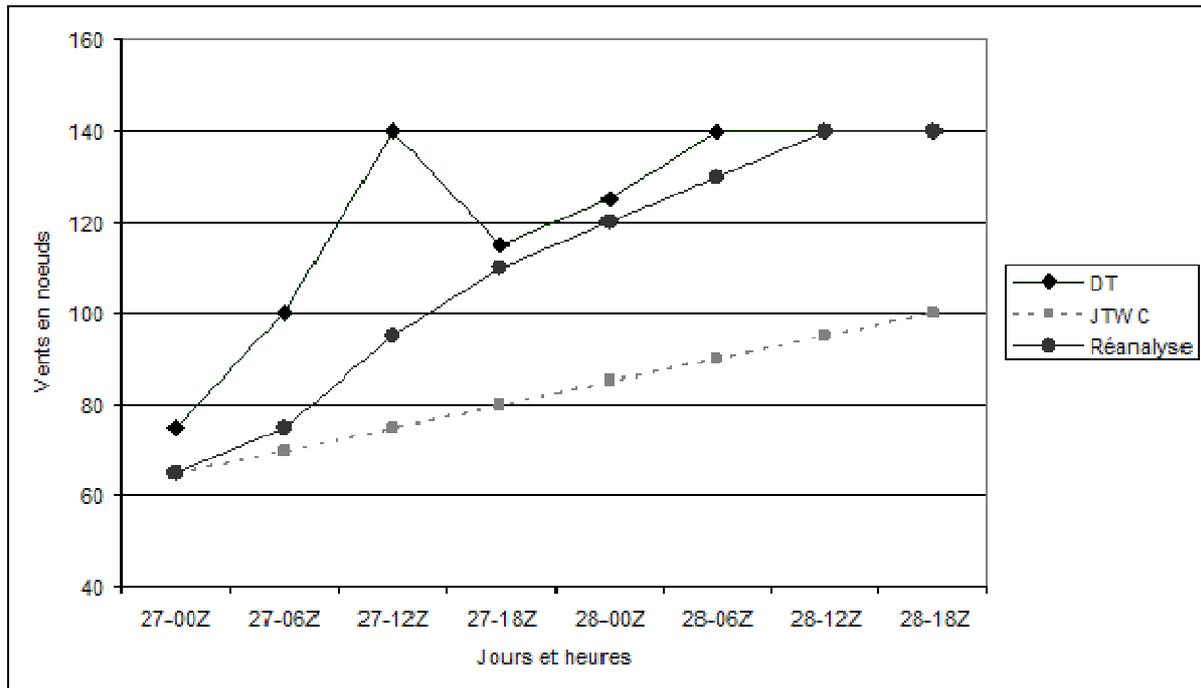
Introduction

Le Pacifique Sud correspond au bassin situé à l'est de 135 degrés Est. Sur cet espace océanique, 10 tempêtes tropicales et cyclones se forment chaque année dont 2 systèmes de catégories 4 et 5 (JTWC, 1980-2007). De manière surprenante, les archives de la saison 1982-1983, indiquent une activité cyclonique sensiblement supérieure à la normale avec 15 systèmes tropicaux et 1 seul cyclone de catégories 4 et 5. L'été 1982-1983 était le pic d'un fort El Niño qui a produit un réchauffement de 1°C de la température de l'océan (Auzeneau et Darchen, 1983). Webster et al. (2005) prétendent que l'augmentation de la température de l'océan de 0,6°C sur les 30 dernières années aurait produit un doublement du nombre de cyclones intenses sur le globe. Alors, pourquoi n'y a-t-il pas eu davantage de cyclones intenses dans le Pacifique Sud en 1982-1983 ? Après une analyse critique des données des archives, les résultats de la réanalyse des cyclones sont exposés. Enfin, la relation entre El Niño, le réchauffement climatique et la fréquence des cyclones intenses est discutée.

1. Des données officielles douteuses

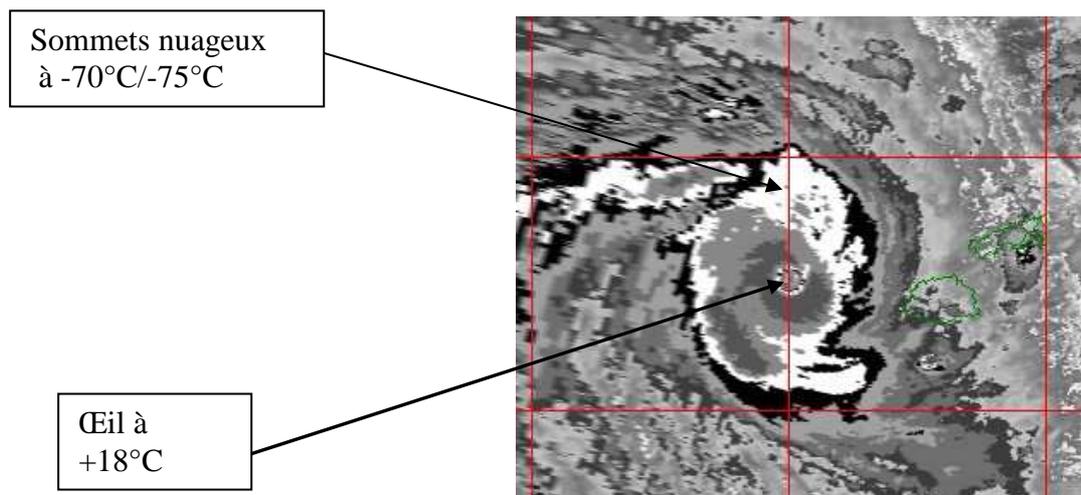
Dans le Pacifique Sud, trois agences météorologiques, le centre australien de Brisbane, le Joint Typhoon Warning Center (JTWC) situé à Guam, et Météo-France basé à Tahiti, ont émis des bulletins sur les cyclones tropicaux de l'été 1982-1983. Si Brisbane était en charge de l'ouest du bassin de 135°E à 170°E et Météo-France de la partie orientale de 170°W à 130°W, JTWC était le seul centre cyclonique à considérer le Pacifique Sud dans sa globalité. Par conséquent, la plupart des données sur les cyclones proviennent des archives de JTWC (1980-2007). Celles-ci montrent que le Pacifique sud a eu 14 systèmes tropicaux dont 10 avaient des vents soutenus égaux ou supérieurs à 65 noeuds, parmi lesquels 5 cyclones ont été

1983 (fig.1). Les données satellitaires (DT pour Satellite Data) correspondent à l'intensité convective.



Source : fait par l'auteur à partir des images du satellite géostationnaire japonais GMS-2 (140° Est)
 Figure 1. Estimation de l'intensité du cyclone tropical Oscar les 27 et 28 février 1983 (DT : Données Satellitaires ; JTWC : Joint Typhoon Warning Center ; Réanalyse par l'auteur).

Celle-ci dépend, pour les systèmes affichant un œil, de la température la plus chaude mesurée au centre et de la température des sommets des nuages dans un rayon de 55 km autour de l'œil. Plus celui-ci est chaud et les sommets des nuages sont froids, plus l'intensité d'un cyclone est forte. Un vent soutenu de 140 noeuds associé à des rafales de 170 noeuds (catégorie 5) correspond à un super cyclone avec une température de l'œil supérieure à + 9°C et des sommets de nuages compris entre -70°C et -75°C d'après la méthode de Dvorak (fig.2).



Source : à partir du fichier brut de NOAA 7
 Figure 2. Image d'Oscar en palette de Dvorak, le 28/02/1983 à 14h36 UTC.

Le cas d'Oscar montre aussi que l'intensification convective d'un cyclone (DT) précède le renforcement des vents soutenus (Réanalyse, fig. 1). Et l'intensité « réelle » finit par s'ajuster

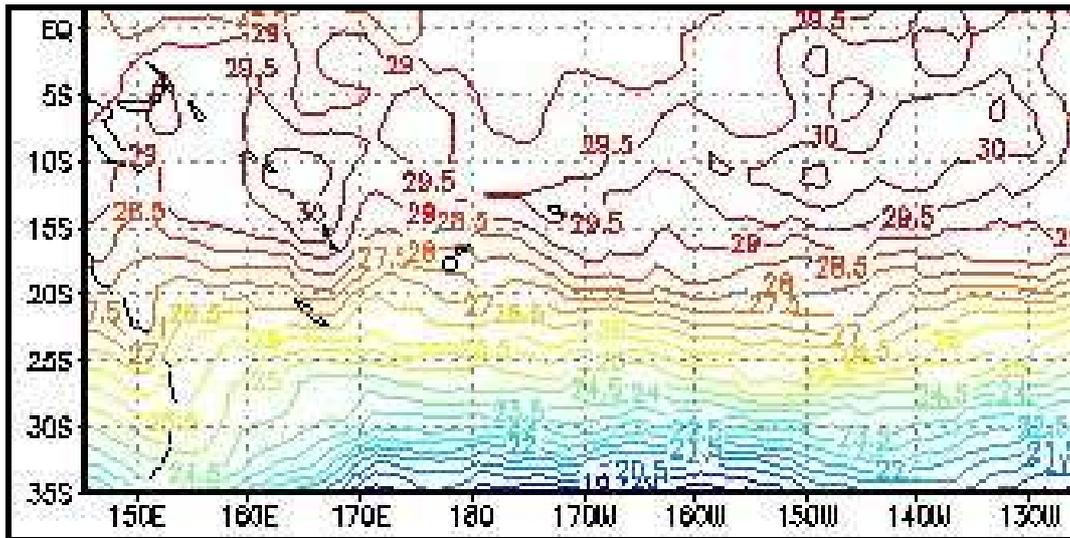
à l'intensité convective après un certain délai. En fait, Oscar a été sensiblement sous-estimé puisque le Joint Typhoon Warning Center (JTWC) donnait 100 nœuds (catégorie 3) le 28 février à partir de 18h00 UTC (ou 18Z) alors qu'une analyse objective avec la Technique de Dvorak (1984) aboutit à une estimation de 140 nœuds (catégorie 5) dès 12h00 UTC (fig. 1). Il s'agit d'une différence significative de 2 catégories (entre 3 et 5) sur l'échelle de Saffir-Simpson (1974). La nouvelle analyse a confirmé le cyclone Elinor à 115 nœuds (catégorie 4). De manière plus synthétique, ces recherches ont mis en évidence que l'intensité des cyclones accompagnés de vents soutenus supérieurs à 65 nœuds avait été largement sous estimée par les 3 agences météorologiques, Brisbane, JTWC et Météo-France-Tahiti. Si le nombre de 15 tempêtes et cyclones reste inchangé pour l'ensemble de la saison 1982-1983, 2 systèmes de Catégorie 5 (vents supérieurs à 135 nœuds) et 7 de catégorie 4 (115 à 135 nœuds) ont été recensés. Avec 9 cyclones des catégories 4 et 5 au lieu d'1 seul existant dans les archives « cumulées » de Brisbane (BOM, 1980-2007) et JTWC (1980-2007), la saison 1982-1983 du Pacifique Sud peut être considérée comme la plus active en cyclones violents sur la période 1980-2007, soit près de 30 ans.

3. L'épisode El Nino, à l'origine d'une saison 1982-1983 riche en cyclones intenses ?

9 cyclones de catégories 4 et 5 ont évolué dans tout le Pacifique Sud de janvier à avril 1983.

Fait sans précédent, 4 des 9 cyclones de catégories 4 et 5 ont été observés en Polynésie, entre 130°W et 150°W. Il s'agit d'Orama, Reva, Veena et William (carte 1). L'analyse des images satellitaires à partir de la méthode de Dvorak (1984) donne même des vents soutenus de 155 nœuds à Orama le 24 février (80 nœuds selon Météo-France-Tahiti, fig. 1), soit la partie supérieure de la catégorie 5 de la classification de Saffir-Simpson (1974). Orama rejoint ainsi le « club des 155 nœuds » du Pacifique sud (BOM, 1980-2007) avec Hina (mars 1985), Aivu (avril 1989), Zoe (décembre 2002) et Monica (avril 2006). A titre de comparaison, lors de la fameuse saison 2005 des ouragans de l'Atlantique Nord, 5 cyclones avaient été mesurés en catégorie 4 ou 5 (NHC, 2005). Seul l'ouest du Pacifique Nord, le « roi des bassins cycloniques », a fait mieux que le Pacifique Sud 1983 avec 11 typhons de catégorie 4 ou 5 en 1987, 1994, 1997 et 2004 (JTWC, 1979-2007).

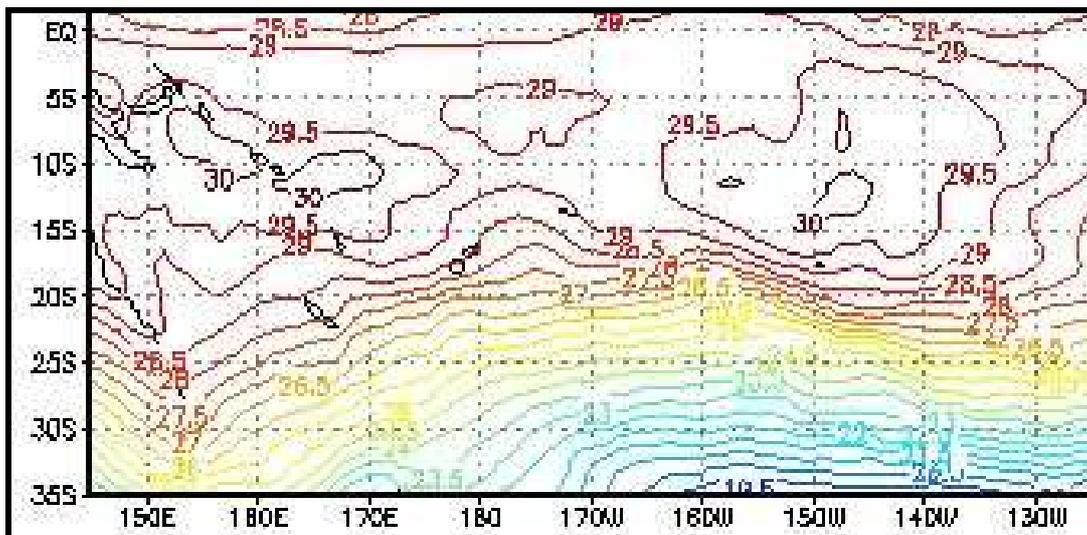
L'exceptionnelle saison des cyclones 1982-1983 correspond au pic d'un des plus forts épisodes El Niño du 20^{ème} siècle (Keqin, 1988). Le phénomène El Niño s'accompagne d'un très net réchauffement de la température superficielle de l'océan dans la partie centrale et orientale du Pacifique Sud où la cyclogenèse devient plus active (Rougerie et Wauthy, 1983). En 1983, les températures étaient comprises entre 28°C et 30°C (carte 2) dans le secteur d'évolution des cyclones intenses polynésiens (fig. 1).



Source : National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Carte 2. La température superficielle de l'océan en février 1983.

Ceux (Webster et al., 2005), qui prétendent que le réchauffement climatique produirait une augmentation sensible du nombre de cyclones intenses, pourraient utiliser l'exemple de cet épisode El Niño 1983 dans le Pacifique Sud pour étayer leur thèse. Cependant, un autre fort El Niño atteignit son pic durant l'été 1998 (Ricard, 1997). Si le Pacifique Sud a produit un nombre record de 18 tempêtes et cyclones, seulement 2 d'entre eux sont devenus des phénomènes intenses de catégorie 4 ou 5 (JTWC, 1980-2007). Susan (140 nœuds) et Ron (145 nœuds), qui se sont formés à l'ouest de 170°W, sont parvenus à leur intensité maximale tôt dans la saison, et le même jour, le 5 janvier 1998. La comparaison de la température de surface de l'océan montre une grande similitude entre février 1998 (carte 3) et février 1983 (carte 2) avec de vastes étendues à 28°C/30°C entre 10°S et 20°S, latitudes habituelles de formation des cyclones. En outre, il a été montré qu'une couche de mélange océanique, profonde de 60 mètres et d'une température de 27°C, pouvait permettre à un cyclone de s'intensifier à 115-125 nœuds lorsque les conditions dynamiques étaient très favorables dans la troposphère (Hoarau, 2001).



Source : National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Carte 3. La température superficielle de l'océan en février 1998.

Par conséquent, il est évident qu'en 1998, les conditions troposphériques n'étaient pas aussi favorables qu'en 1983 pour produire un nombre significatif de cyclones de catégories 4 et 5. Et la température de l'océan, seule, n'est pas déterminante pour expliquer le nombre de cyclones intenses.

Conclusion

Cette étude indique que l'intensité des cyclones du Pacifique Sud a été sous-estimée durant l'été 1982-1983. Alors que les données officielles montraient un seul cyclone de catégorie 4 ou 5, la réanalyse des images satellitaires, à partir de la Technique de Dvorak (1984), a permis de recenser 9 cas. Parmi ces cyclones intenses, 4 se sont formés dans la partie orientale, entre 130°W et 150°W. L'activité cyclonique est, en effet, décalée vers l'est lors des épisodes El Niño et un sensible réchauffement de la température de l'océan y est observé. Cette constatation aurait pu corroborer la thèse de Webster et al. (2005) qui ont affirmé que l'augmentation de la température de l'océan avait déjà provoqué un accroissement significatif du nombre de cyclones intenses sur le globe. En effet, la saison 1982-1983 du Pacifique Sud a été exceptionnelle aussi bien par le nombre record de cyclones de catégories 4 et 5 que par les intensités extrêmes observées : par exemple, Orama a été estimé à 155 nœuds en février 1983 à l'est de Tahiti, dans un secteur où un phénomène de cette intensité n'avait jamais été répertorié. Cependant, l'épisode El Niño de 1997-1998, s'il a permis la formation de 18 tempêtes et cyclones dans le Pacifique Sud, n'a produit que 2 systèmes de catégories 4 et 5, soit la moyenne annuelle. Les températures de l'océan de 1983 et 1998 étaient pratiquement similaires. Cette étude suggère donc que la température de l'océan n'est pas suffisante pour expliquer le nombre de cyclones intenses et qu'il faut continuer la réanalyse des archives des différents bassins cycloniques du globe.

Références bibliographiques

- Auzeneau S., Darchen J., 1983. Autour de la saison 1982-1983 des perturbations tropicales en Polynésie françaises. *Météorologie nationale. Met-Mar*, **120**, 14-30.
- Bureau Of Meteorology (BOM), 1980-2007. the tropical cyclones archives data. Australia.
- Dvorak V.F., 1984. Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA technical Report NESDIS 11*, 47p.
- Hoarau K., 2001. Le cyclone tropical Intense Daniela et la température de l'océan (décembre 1996). *Les Cahiers d'Outre-Mer*, **213**, 95-113.
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 1979-2007 : Annual Typhoon Report. USA.
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 1980-2007. the tropical cyclones best track data in the southern hemisphere. USA.
- Keqin D., 1988. El Niño and tropical cyclone frequency in the Australian region and the Northwest Pacific. *Australian Meteorological Magazine*, **36**, 219-225.
- Ricard J.L., 1997. El Niño 1997-1998, vers un évènement exceptionnel. *Met-Mar*, **177**, 28-33.
- Rougerie F., Wauthy B., 1983. Anomalies de l'Hydroclimat et cyclogenèse en Polynésie en 1982 et 1983.
- Office de la Recherche Scientifique et Technique de l'Outre-Mer. *Met-Mar*, **121**, 27-40.
- Saffir R.H., Simpson B., 1974. The Hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, **27**, 169-186.
- Webster P.J., Holland G.J., Curry J.A., Chang H.R., 2005. Changes in tropical cyclone number, duration and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844-1847.

LES NUAGES DANS LA PEINTURE OCCIDENTALE

HUFTY André

Professeur retraité, Université Laval
andre.hufty@ggr.ulaval.ca

Résumé : *Les nuages qui étaient représentés comme des objets symboliques religieux au début de la Renaissance sont devenus rapidement des composantes des tableaux de paysages d'abord comme simples fonds puis comme élément important tout en restant subordonnés au sujet du tableau. À la fin du 18^e siècle, le naturalisme alors dominant les considère à la fois comme phénomènes scientifiques et source d'inspiration poétique. Négligés par la peinture du 20^e siècle, ils reviennent nous hanter sous la forme d'une surveillance de la planète par les satellites. Tant en art qu'en science, ils ont un statut ambigu à cause de la mouvance infinie de leurs formes.*

Mots-clés : *Nuage, art, histoire, météorologie, nature, environnement.*

Abstract: *The first use of clouds in paintings, at the beginning of the Renaissance, was as a symbolic representation of celestial forms. From this beginning as essentially religious symbols, they quickly took their place in the history of landscape painting. At first, clouds were simply a part of the background; however, they soon became important elements in the painting while remaining subordinated to the subject itself. By the end of the 18th Century, under the dominating influence of naturalism, clouds are seen as both scientific phenomena and a source of poetic inspiration. Neglected by 20th Century painting, clouds are today making a comeback in the form of satellite imagery, keeping watch over our planet. In art as in science, the form of clouds is forever ambiguous, in keeping with the infinite changeability of their form.*

Key words: *Clouds, Art, History, Meteorology, Nature, Environment.*

Introduction

Les nuages sont un bon indicateur du temps qu'il fait et même qu'il fera ; depuis longtemps ils font partie des observations de la météorologie populaire ou savante mais ils sont également des objets de contemplation et parfois de craintes ; comment ont-ils été représentés, perçus, utilisés dans la peinture occidentale et quels sont les liens entre cette dernière et l'évolution de rapports que nous avons à la nature. Nous allons tenter d'en tracer une brève histoire.

Les nuages semblent avoir été exclus de la peinture antique et n'apparaissent qu'à la fin du Moyen-âge et au début de la Renaissance, vers 1300 où ils se rencontrent dans la peinture religieuse sous la forme de **nuées** qui isolent et désignent des figures comme célestes (1). Quand se font jour des nouvelles façons de louer Dieu et d'appréhender le monde, les peintres se tournent vers des procédés géométriques qui assurent l'unité stylistique du tableau et montrent la profondeur de l'espace en abandonnant peu à peu les images allégoriques dispersées devant un fond plat. Mais la perspective artificielle adoptée, avec des variantes, pour des édifices où s'emboîtent des figures, convient mal pour tout ce qui n'a pas d'arête solide, en particulier l'arrondi de la voûte céleste sans point de fuite et rempli de formes nuageuses fluctuantes. Cependant en les regardant comme des accessoires sur une scène de théâtre, au même titre que grottes, arbres, saints, animaux, démons ... fréquents dans les spectacles de rue à cette époque, il a été possible de les intégrer à la perspective et d'assurer l'unité de style (2) ; l'emploi de « fenêtres ouvertes sur les merveilles du monde » joue un rôle semblable d'intégration (4,6).

Progressivement l'usage des nuages va prendre deux voies : celle des nuées qui suggèrent l'élan, la transcendance et, avec l'ouverture de la veduta, celle des ciels et des nuages d'allure figurative intégrés aux paysages.

- La nuée est un procédé qui assure un dialogue entre les dieux et les hommes ; dans la peinture religieuse ; elle a été une source de spiritualité mais aussi une arme de propagande pour l'église catholique de la Réforme. Au moyen des nuées, on sépare dans le tableau les registres terrestres et imaginaires par une coupure entre les parties inférieures et supérieures (3,5) ou par une diagonale qui fortifie l'élévation de l'âme en face de l'apparition de l'au-delà (7,8) ; cet artifice pictural, qui est proche des draperies de l'art classique, va être occasionnellement utilisé plus tard pour montrer des apparitions angoissantes (9,10). Les nuées vont également apporter une certaine liberté à la perspective, en enrobant une figure divine qui s'élève (2) ou se pointe à une fenêtre (4) ou, dans les constructions en dômes (11,12), en se combinant aux figures emportées vers le haut : c'est un désir d'infini qui s'ouvre ainsi sur la profondeur d'un ciel sans horizon. Dans une démarche un peu semblable, la construction de Turrel (Land Art, 1982 (13) obligera les spectateurs à méditer le ciel en silence.

Avec l'ouverture de la **veduta** au XV^{ème} siècle, l'histoire des nuages est liée à celle des paysages et de leur ciel. Un « nouveau sentiment de l'espace apparaît en même temps dans l'art flamand et l'art italien...il est cependant dans les deux cas fort différent » (K.Clark).

Du nord vient une perspective atmosphérique : les valeurs des lumières nous conduisent en profondeur, par une gradation vers le lointain (14) ou par des coulisses, ruptures et passages (15) ; plus tard, Breughel va user des mêmes procédés avec des ambiances sombres.

Le sud, plus centré sur la géométrie, a des ciels clairs avec des formations nuageuses isolées qui ouvrent vers l'infini les perspectives des paysages ; Leonard de Vinci est un des rares à s'intéresser à la perception des mouvements de l'eau et des nuages. On rencontre quelques ciels admirables mais isolés dans la production de l'époque et le plus souvent réduits à une faible portion du tableau (16,17) ; cette rareté va s'accroître au cours du XVI^{ème} siècle, plus intéressé au sujet moral ou historique qu'à la représentation réaliste des phénomènes naturels.

Les grands **paysages composés** se rencontrent au XVII^{ème} siècle. Tous les éléments sont intégrés dans le tableau, qu'il s'agisse des nuages, de la végétation, des montagnes ou de personnages prétextes de l'œuvre. Les peintres observent, font des esquisses en plein air pour se constituer un répertoire de détails et sans leur accorder des soins attentifs ; cependant cette pratique loin des commandes officielles leur procure un sentiment de liberté qui va se manifester pendant le siècle suivant. Les observations du ciel sont subordonnées à l'atmosphère d'ensemble, au style individuel mais le nuage fait partie du spectacle : structures en spirales turbulentes chez Le Gréco (18) ou Rubens (19), équilibre par le rythme géométrique de Poussin (20) ou Philippe de Champaigne (25), invasion lumineuse quasi impressionniste de Claude (23) ; le réalisme hollandais maîtrise mieux les nuages (21,22) et leur jeu d'ombres et de lumières s'associe à la pulsion des marées (Claudel : la peinture hollandaise, Gallimard, 1967) pour éclairer toute la toile.

Au début du XVII^{ème} siècle, le peintre reste subordonné à l'esthétique de l'Idée et du Beau académique et choisit parmi tous les aspects changeants des nuages, des arbres ou des roches... ce qui lui convient pour obtenir un effet noble ou qui plaît à la bourgeoisie de la nature (de Piles, 1708) : « des nuages légers, aériens... choisissez-en d'après nature quand un beau moment nous en présente de beaux ».

Les changements d'attitude envers la nature vont favoriser l'invention de paysages pittoresques ou sublimes (Burke, 1757). En particulier, la destruction de Lisbonne en 1755 avait catalysé l'attention sur le **risque local** causé par des aléas naturels (Rousseau : lettre à M. de Voltaire) : « les hommes sont responsables des malheurs dont ils accusent la nature...convenez que la nature n'a pas rassemblé là vingt mille maisons de six à sept

étages...la nature n'est pas soumise à nos lois et il faut construire autrement... ». En peinture, le **sublime** exprime non seulement un malaise mais une crainte en face des forces de la nature ; c'est un **risque** qui est montré, indirectement par les couleurs, un déséquilibre dans les repères, de la laideur, ou directement par **l'orage, la tempête**, l'inondation. Cette représentation du risque permet de suggérer et d'apaiser la peur sans la nier ; elle est d'ailleurs fort ancienne : ainsi Lucrèce (de rerum natura 2,c-60) : « Il est doux, quand sur la mer immense les vents en rafale bouleversent la calme surface des flots, de contempler de la terre l'immense effort d'autrui dans l'épreuve... ».

Certes la contemplation d'un effet noble et plaisant très conventionnel persiste dans les derniers paysages classiques, les panoramas de pays étrangers, de ports (Vernet, vers 1740), de villes (Canaletto, 24, Bellotto), de ruines antiques (Panini)...mais l'attrait grandit pour la haute montagne, les éruptions volcaniques (27), les catastrophes marines (26,28).

L'esprit logico-mathématique des XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècles explose avec la fin du XVIII^{ème}, entraîné par l'idée de vérité en science ; le naturalisme devient une composante essentielle de la recherche en même temps que les expéditions scientifiques (de Linné à Buffon, de von Humboldt à Darwin...) ; les **classifications des nuages** de Lamarck et Howard font partie de ce renouveau. Au même moment, par réaction à un scientisme envahissant, apparaît un nouveau **sentiment de la nature** (Rousseau).

En peinture, ce renouveau correspond à une **expansion du paysage** au détriment des grandes compositions historiques moralisantes qui persistent cependant avec un « néo-classique », « l'orientalisme »... L'attrait de la société urbaine pour les images de la nature se conjugue avec une liberté nouvelle acquise par les peintres qui voyagent, font des tableaux en dehors des ateliers (de Valenciennes (30) et les esquisses des « topographes » britanniques et du « pleinairisme » en Italie) où la nature devient le sujet.

Qu'elle soit regardée comme un reflet du divin (Carus, Friedrich) ou comme une unité organique dont le peintre lui-même fait partie et peut donc l'exprimer, elle est étudiée attentivement pour elle-même (Constable considère ses esquisses comme autant d'expériences pour mieux connaître les nuages : 31), scrutée par un regard qui se veut un complément à l'analyse scientifique mécaniste (Goethe oppose les sensations données par les couleurs à la physique de la lumière de Newton et von Humboldt assigne un rôle aux peintres dans la présentation globale des végétations).

Parmi les peintres de paysage, on observe une tendance quasi impersonnelle, documentaire, avec des études directes des nuages (36 à 39) et des regards « **poétiques** » (32 à 35) qui dominent largement : les romantiques, s'ils continuent à se partager en plus mystiques, pittoresques, sublimes, sont généralement individualistes, en rupture avec le passé, ambigus dans l'utilisation de la perspective ; **les brumes ou les nuages** permettent le flou, le non-fini, qui rappelle aux spectateurs leur propre incomplétude (Wat).

Les ciels, les nuages, l'atmosphère caractéristique d'une région vont imprégner le réalisme issu de l'école de Fontainebleau (40) et le luminisme nordique (41) ou américain (42,43) ; au même moment, la couleur et la liberté de la touche diluent le rendu « photographique » (44 à 47) ; cette double tendance aboutit aux derniers paysages importants avec l'impressionnisme et le fauvisme.

Avec la fin du XIX^{ème} siècle, le nuage retourne à son rôle secondaire ; les symbolistes ne s'intéressent que rarement à une nature conquise et confiée à des experts (48 à 50) et à des paysages devenus de plus en plus banals. Dans l'art du XX^{ème} siècle, le paysage reste un genre secondaire fréquenté occasionnellement par la plupart des peintres qui reconnaissent encore la nécessité de trouver une inspiration dans les formes ou les couleurs offertes par la nature mais

pour **créer une œuvre individuelle et pas pour faire le portrait objectif d'une région** (55 à 57). Cette sensibilité aux forces de la nature se retrouve surtout dans l'expressionnisme nordique (51 à 54), au sens large, vaste mouvement qui va des romantiques allemands aux recherches plus abstraites de Klee, Mondrian aux Pollock ou Rotko (58 à 60) en passant par les expressionnistes germaniques, les paysagistes scandinaves et les canadiens du groupe des sept. Cependant la majorité des œuvres d'art, avec le surréalisme, le pop-art, les installations, les expériences sur le sens de l'art lui-même, nient la nature ou traitent nos relations avec elle par l'interrogation (par exemple le « Land Art »), le pessimisme ou l'ironie (61,62). Il ne reste que des photographes pour saisir un aspect instantané et partiel, et dresser un répertoire des types de nuages (63 à 65). Peut-être la vidéo peut-elle encore, en montrant des vagues et des nuages, suggérer la mouvance, l'insaisissable?

Dans l'ensemble le tragique du siècle marqué par deux guerres mondiales (66) puis, après une courte période de progrès sociaux, par une inquiétude grandissante pour l'avenir de la planète, n'inspire guère les paysagistes alors qu'autrefois, la peinture d'orages, de vent ou de tempête avait toujours rappelé l'existence du risque qui accompagnait la vie elle-même.

Le retour des peurs associées à la nature à la fin du XX^{ème} siècle se partageait entre un environnementalisme vaguement chrétien qui tempérerait à peine la maîtrise des ressources extérieures à nous-mêmes appelées « naturelles », et un écologisme panthéiste pour lequel l'humanité n'était qu'un accident. Mais, avec l'arrivée du siècle suivant, si on montre encore les nombreux aléas locaux dans les médias, le risque est désormais considéré comme **planétaire** ; les **nuages** qui avaient disparu dans l'art reviennent avec l'imagerie satellitale en fausses couleurs (67 à 69) : terminée la contemplation (70) de leurs formes et les rêves qui l'accompagnent ; désormais ils **servent à la surveillance de la planète**.

Conclusion

Le statut artistique du nuage a connu des périodes d'oubli et d'autres de reconnaissance. Il a joué un double rôle de convention picturale dans la science de la représentation : cerner le divin par une couronne ou l'opposer au terrestre par une nuée semblable à une draperie et offrir à la géométrie de la perspective une ouverture sur le lointain et le non-fini (Damish).

Mais c'est avec l'invention du paysage vers le XV^{ème} siècle que le nuage prend de l'importance ; d'abord simple élément dans une fenêtre, puis signe conventionnel ou guide d'ambiance, il va ouvrir vers l'infini en s'intégrant à tous les styles pendant une longue période. Au début du XIX^{ème} siècle, avec le retour de la foi et de la crainte envers la nature, **il devient lui-même le sujet** : pendant que les savants dressent les premiers catalogues des nuages pour aboutir bien plus tard à une prévision du temps, les artistes tentent de comprendre, d'une manière complémentaire à la science - par la communion, la contemplation et la représentation - nos relations avec la nature des nuages : Constable renoue avec Leonard en traduisant les sensations que procure la dynamique des mouvements de l'air.

Cette association entre l'art et la science sera de courte durée ; le divorce croît rapidement entre la science qui invente les techniques qui comblent nos désirs et les arts tournés vers l'interrogation du sens de l'art lui-même. La nature est une relique et les nuages sont confiés à des experts. Le merveilleux nuage de Beaudelaire s'est trouvé réduit à « une matérialisation temporaire de l'ascension instable d'air humide associée au déplacement d'une onde de pression invisible ».

Peut-être, à l'aube du XXI^{ème} siècle, le retour de la peur de changements naturels va-t-il trouver un écho dans le flou et le mouvement sans fin des nuages, la vidéo étant cette fois un support mieux adapté que la photographie à notre sensibilité.

Quelques références consultées

- Büttner N., 2007. L'art des paysages, Citadelles & Mazenod.
- Chambaz B., 2006. Des nuages, Seuil.
- Clay J., 1980. Le romantisme, Hachette.
- Clark K., 1988. L'art du paysage, Juillard-Monfort.
- Damish H., 1972. Théorie du nuage, Seuil.
- Francastel P., 1977. Peinture et société, Denoël-Gonthier.
- Friedrich C.D., Carus C.G., 1983. De la peinture de paysage ..., c.1800-1830, Klincksieck.
- Garraud C., 1994. L'idée de nature dans l'art contemporain, Flammarion.
- Lhot P., 2000. Peinture de paysage et esthétique de la dé-mesure, L'Harmattan.
- Milani R., 2005. Esthétique du paysage, Acte Sud.
- Panovsky E., 1988. La perspective comme forme symbolique, Éd. Minit.
- Recht R., 1989. La lettre de Humboldt, Christian Bourgeois.
- Rosenblum R., 1975. Modern. Painting and the Northern Romantic, Tradition, Thames.
- Thornes J.E., 1999. John Constable's Skies, Birmingham University Press.
- Trépanier E., 1998. Peinture et modernité au Québec, Nota Bene.
- Wat P., 1998. Naissance de l'art romantique, Flammarion.
- Catalogues d'expositions, notamment :
- Le paysage et la question du sublime, Valence, 1997 - American Sublime, London, 2002 - de la nature, Montpellier, 1996 - A Brush with Nature, London, 1999 - lumières du Nord, Ottawa, 2000-Ducros, Lausanne, 1998 - et monographies d'artistes.

Quelques œuvres et documents cités dans cet article



Figure 1. Giotto, 1300 : placées devant un drap comme au théâtre, les nuées s'intègrent à la perspective en élevant symboliquement le saint.

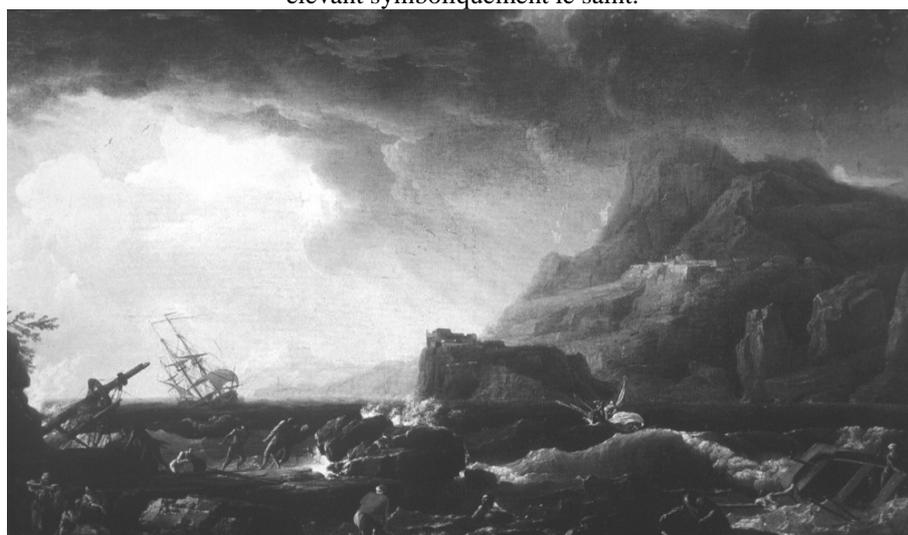


Figure 2. Vernet, 1765 : le sublime exorcise les horreurs du risque et aide à les surmonter.



Figure 3. Ruysdael, 1647 : le réalisme de la pulsion des marées et des nuages au service d'idées morales.



Figure 4. Nolde, 1910 : la Nature intérieure du peintre entre en résonance avec un nuage qui la représente.

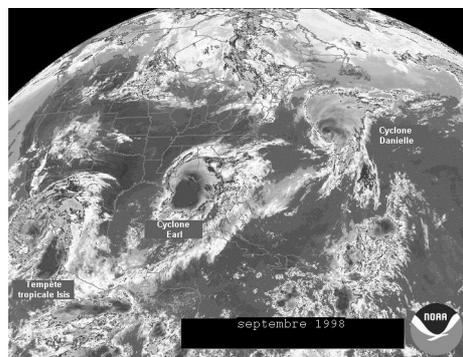


Figure 5. Satellite Goes, 1998 : les nouveaux risques sont annoncés par une surveillance planétaire des nuages.

N.B. : Il est impossible de présenter des reproductions originales des peintures à la fois par manque d'espace et à cause des politiques restrictives et prohibitives sur les droits de reproduction.

La liste des œuvres suit et permet de visualiser le contenu.

Choix d'œuvres

- 1-Mtre Fauvel 14es., Histoire du St. Graal:Nascien découvrant la nef miniature Bibl.Nat.Paris:Ms fr.
 - 2- Giotto 1300 L'extase de Saint François, fresque, basilique d'Assise
 - 3-Masolino 1420 Le papa Libère fonde la basilique de Ste Marie de Nives,Capodimonte,Naples
 - 4-Piero della Francesca 1455 Annonciation , Arezzo,église San Francesco
 - 5-Zurbaran 1631 Saint Thomas d'Aquin, Seville,mus.prov.de Bellas Artes
 - 6-Lotto 1535 Annonciation, Pinacoteca,Recanati
 - 7-Zurbaran 1639 apparition du X. à Fray Andres Salmeron,Guadalupe,monastère hiéronymite
 - 8-Tiepolo 1725 Annonciation,Ermitage,Saint-Petersbourg
 - 9-Goya 1828 El Perro, Musée du Prado, Madrid
 - 10-Bruce 1888 Le chasseur fantôme, Art Gallery,Hamilton
 - 11-Corrège 1530 Assomption, fresque, Cathédrale, Parme
 - 12-Pozzo 1694 Triomphe des jésuites, fresque Église Saint-Ignace-de Loyola,Rome
 - 13-Turell 1982 Skispace Israel Mus.,Jerusalem
 - 14-Campin 1423 détail de La Nativité, Mus.Beaux-Arts,Dijon
 - 15-Patenier 1520 Paysage avec Saint Jérôme, détail, Mus.du Prado, Madrid
 - 16-Bellini 1500 Madone au pré, détail National Gallery, Londres
 - 17-Girgione- Le Titien 1510 Venus-détail Dresde
 - 18-El Greco 1600 Vue de Tolède, Metr.Mus., N.W.
 - 19-Rubens 1636 Paysage à l'arc-en ciel, Wallace Collection, Londres
 - 20-Poussin 1664 L'hiver ou le Déluge Louvres, Paris
 - 21-Cuyp 1645 Tempête sur Dordrecht,Zurich,Fond.Bührle
 - 22-Koninck 1655 Paysage avec route et rivière,Nat.Gallery,Londres
 - 23- Le Lorrain 1666 Matin,Mus.Hermitage,Saint-Petersbourg
 - 24-de Champaigne 1655 Crucifixion, Mus.Grenoble
 - 25-Canaletto 1750 Perspective de Venise
 - 26-Vernet 1770 Un naufrage,Mus.Favre, Montpellier
 - 27-Volaire 1779 Éruption du Vésuve, Château de Maisons-Laffitte
 - 28-Ducros 1800 Orage nocturne à Cefalù, Mus.Lausanne
 - 29-Dürer 1497 Étang dans un bois, Londres
 - 30-de Valenciennes 1780 La Roca di Papa
 - 31-Constable 1822 Hamsted Heath:Stormy Sunset,31 July,V&A Picture Library
 - 32-David Cox 1845 Sun,Wind and Rain ,Birmingham, Museums and Art Gallery
 - 33-Constable 1824 Seascape with Rain Clouds,Roy.Academy of Arts,London
 - 34-Corot 1826 Tibre,C.
 - 35-Friedrich 1808 Brume matinale en montagne,Thüringer Landsmuseum,Heidecksburg
 - 36-Closson 1826 Paysage avec cumulus, coll.
 - 37-Wasmann 1831 Diadème de nuages au Tyrol,Kunsthalle,Hambourg
 - 38-Constable 1822 Study of Cirrus Clouds,V&A Picture Library
 - 39-Gensler 1830 Étude de nuages ,,Kunsthalle,Hambourg
 - 40-Courbet 1869 La vague, Mus.B.-A. Lyon
 - 41-Hertevig 1867 Vue de Borgøyd,Oslo,Nat.J.
 - 42-Heade c1870 Sudden Shower, Newbury Marshes,Yale University Art Gallery
 - 43-Church 1853 Mount Ktaadn,Yale University Art Gallery
 - 44-Michel c1830 L'orage dans la vallée de la Seine, Mus.B.-A. Lyon
 - 45-Turner 1812 Snow Storm:Hannibal crossing the Alps,Tate Gallery,London
 - 46-Dahl 1832 vallée de l'Elbe, Nas.Mus.Oslo
 - 47-Sysley 1877 La Seine à Suresne, Mus.Orsay, Paris
 - 48-Meunier c1890 Pays noir-Borinage,Mus.Royal,Bruxelles
 - 49-Prince Eugen 1895 Le Nuage, Goteborg, Kunst Mus.
 - 50-Nordström 1893 Tempête, Stockolm, Nat. Mus.
 - 51-Nolde 1910 mer d'automne11, Kunsthau, Zurich
 - 52-Munch 1900 fumée de train,Munch-Museet,Oslo
 - 53-Jackson 1928 Jour gris dans les Laurentides,coll.McMichael
 - 54-Hodler 1908 brumes au Wetterhorn, Musée de Soleure
 - 55-Johnston 1920 Le garde forestier,Gal.Nat.Canada
 - 56-Bruschetti 1932 volo di aeroplano sulle colline,coll.
 - 57-Scott 1931 Champs du Québec, Galerie d'art, Ottawa
 - 58-Bonnard 1941-44 La Méditerranée,Mus.Nat.Art Moderne,Paris
 - 59-Mondrian 1907 Le nuage rouge,Gemeentemuseum,La Haye
 - 60- Rotko 1957 Nuage blanc sur pourpre, coll.
 - 61-Magritte 1933 La condition humaine,Nat.Gall.Art,Washington
 - 62-Tancey 1984 Action Painting, Mus.Beaux Arts,Montreal
 - 63-Le Gray 1857 marine-étude de ciel, Mus.Orsay
 - 64-photo c2001 nuages empilés,coll.Vandiepenbeck
 - 65-photo, c2000 cumulonimbus, coll.Fallot
 - 66-photo 1945 Hiroshima, 6 août, champignon atomique, anonyme
 - 67-image 2005 Katrina,cyclone,nasa
 - 68-image 2007 dépression cyclonique vapeur d'eau.goes
 - 69-image 1995 cyclones Japon, satellite goes
 - 70-hufy 1990 descente dans les nuages,aquar. coll
- Dessin de Leonard 1504 Tempête, Château de Winsor,Royal Lib. et de Ruskin 1860: perspectives des nuages

MODELISATION DE LA DISTRIBUTION DE LA VAPEUR D'EAU TROPOSPHERIQUE ET DE SA RELATION AVEC LA TEMPERATURE

IASSAMEN Alia^{1,2*}, SAUVAGEOT Henri², AMEUR Soltane¹

ioalia@yahoo.fr, sauh@aero.obs-mip.fr, ameursoltane@yahoo.com

¹ Laboratoire d'Analyse et de Modélisation de Phénomènes Aléatoires, Université Mouloud Mammeri, BP 17 RP 15000, Tizi-Ouzou, Algérie.

² Laboratoire d'Aérodynamique, Observatoire Midi-Pyrénées, Université Paul Sabatier, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

Résumé : Ce travail porte sur l'étude de la distribution statistique de la vapeur d'eau dans la troposphère. Les données utilisées ont été collectées avec un radiomètre profileur microonde multifréquence aux latitudes moyennes. Les résultats obtenus montrent que la distribution verticale du contenu en vapeur d'eau troposphérique en atmosphère claire et en atmosphère nuageuse est décrite par une loi exponentielle construite sur le modèle de l'équation de Clausius-Clapeyron. La distribution statistique du contenu en vapeur d'eau par intervalles de température suit une distribution de type Weibull. Des relations donnant la variation des paramètres d'échelle et de forme de cette distribution en fonction de la température ont été établies. On montre que la distribution de la vapeur d'eau intégrée suivant la verticale suit, elle aussi, une loi de type Weibull.

Mots-clés : vapeur d'eau, radiométrie microonde multifréquence, distribution de Weibull, équation de Clausius-Clapeyron.

Abstract: Microwave radiometric data gathered in various midlatitude sites are used to analyse the statistical distribution of tropospheric water vapor in clear and cloudy conditions. The water vapor content distribution inside intervals of temperature is found to be well fitted by a Weibull distribution. Analytical relations describing the variation of the two Weibull parameters scale and shape as a function of temperature are established. The mean water vapor content vertical profiles for clear and cloudy conditions are found to be well described by a function of temperature of the same form as the Clausius-Clapeyron equation. The vertically integrated water vapor is also Weibull distributed.

Key words: Water vapor, multifrequency microwave radiometry, Weibull distribution, Clausius-Clapeyron equation.

Introduction

La vapeur d'eau atmosphérique est le principal gaz à effet de serre, donc sa distribution affecte le climat. En outre, les changements de phases de l'eau (condensation, évaporation) mettent en jeu des quantités d'énergie considérables qui ont un impact sur le bilan énergétique du système climatique global. Ces changements sont associés aux nuages et aux précipitations. Leur variabilité est forte notamment aux petites échelles temporelles et spatiales. La distribution de la vapeur d'eau est essentiellement contrôlée par la température et varie en fonction de la couverture nuageuse (Gaffen et Elliot, 1993). En conséquence, les modèles de calcul du bilan énergétique développés pour des besoins de prévision et d'évolution climatique, nécessitent la différenciation des cas air clair et air nuageux.

La distribution de probabilité de l'humidité relative et de l'humidité spécifique a été discutée par de nombreux auteurs (e.g. Soden et Bretherton, 1993 ; Yang et Pierrehumbert, 1994 ; Zhang et al., 2003 ; Foster et al., 2006 ; parmi d'autres). Cependant leurs résultats restent qualitatifs et ne nous renseignent ni sur la distribution de probabilité du contenu en vapeur d'eau troposphérique en fonction de la température, ni sur l'influence de la présence d'une couverture nuageuse. L'étude et la paramétrisation de la distribution de probabilité de la vapeur d'eau et de ses relations avec la température, nécessitent de longues séries de mesures précises des profils d'humidité et de température ainsi qu'une discrimination entre profils clair et nuageux. Les mesures doivent être continues et homogènes, et leur résolution temporelle et spatiale suffisamment fine.

La mesure de l'humidité atmosphérique peut être obtenue par divers systèmes terrestres, aéroportés ou spatiaux : radiosondages, instruments de télédétection active tels radars ou lidars ou Global Positioning System (GPS) ; par des instruments de télédétection passive tels que les radiomètres microondes. Parmi tous ces systèmes le radiomètre profileur microonde multifréquences est celui qui répond le mieux à notre problématique. En effet il restitue en mode continu, sur 10 km de hauteur à partir de la surface, les profils verticaux de vapeur d'eau et de température ainsi que la vapeur d'eau intégrée. Il fournit aussi la température de la base des nuages qui permet la classification des profils en clair et nuageux. Ses résolutions spatiale (250 m) et temporelle (1 min) sont convenables, contrairement aux données issues de radiosondages et aux données satellitaires.

L'objet du présent article est d'analyser la distribution de la vapeur d'eau troposphérique à partir d'un large échantillon d'observations collectées avec un radiomètre profileur microonde dans divers sites ouest-européens.

1. Les données

Les profils de vapeur d'eau et de température ont été obtenus avec par le radiomètre profileur microonde TP/WVP-3000 développé par Radiometrics Corporation. Cet instrument mesure la brillance radiométrique au zénith dans des canaux de 300 MHz de largeur centrés sur 12 fréquences microondes (Liljegren, 2004). 5 canaux sont situés sur le flanc du pic de résonance de la vapeur d'eau, entre 22 et 30 GHz et servent à calculer le profil de vapeur d'eau. 7 canaux sont situés sur le flanc de la résonance de l'oxygène moléculaire entre 51 et 59 GHz et servent à calculer le profil de température. Le calcul est conduit par une méthode d'inversion utilisant un réseau neuronal.

Les données ont été collectées dans quatre sites différents : Toulouse (43°56'N, 1°36'E), Lannemezan (43°13'N, 0°36'E), Aire-sur-l'Adour (43°70'N, 0°26'W) dans le sud ouest de la France, et Cabauw (51°58'N, 4°54'E) dans le sud-ouest des Pays-Bas. Situés dans la zone tempérée de l'hémisphère Nord à proximité de l'Océan Atlantique, ces sites bénéficient d'un climat tempéré océanique. Les coefficients de régression du réseau neuronal proviennent de dix années de radiosondages de la station météorologique Bordeaux-Mérignac (44°50'N, 0°42'W) située dans la même région climatique. L'échantillon de données comporte au total 222882 profils recueillis sur 264 jours répartis sur les 12 mois de l'année. 10.09% des profils ont été rejetés pour présence d'eau sur le radôme du radiomètre. 61825 profils (soit 27.73%) ont une température de base des nuages égale à -49.8°C sont classés comme étant clairs. 161057 profils (soit 72.25%) ont une température de base des nuages > -49.8°C sont classés comme étant nuageux. -49.8°C est la température infrarouge minimale mesurée par le radiomètre.

2. Résultats

Pour étudier la relation entre le contenu en vapeur d'eau et la température, nous considérons les cas air clair, air nuageux et total (totalité de l'échantillon) pour des températures entre -45°C et 20°C. Nous calculons, par intervalle de température de 10°C, la valeur moyenne du contenu en vapeur d'eau (WVC_{moy}). Sur la figure 1, nous représentons $WVC_{moy}(T)$, où T est la température, ainsi que les densités de vapeur d'eau saturante par rapport à l'eau (ρ_{sw}) et à la glace (ρ_{si}). Ces dernières sont calculées en utilisant l'équation d'état et l'équation de Clausius-Clapeyron. Dans les trois cas, nous représentons aussi les ajustements de $WVC_{moy}(T)$ à des lois exponentielles. Celles-ci sont construites sur le modèle de l'équation de Clausius-Clapeyron.

Nous avons obtenu :

$$WVC_{moy}(T) = \frac{a}{T} \exp\left[\frac{b(T - 273.15)}{T - c}\right] \quad (1)$$

où T est exprimée en Kelvin et a , b , c sont les paramètres d'ajustement de la loi exponentielle. Les valeurs de ces paramètres et les coefficients de corrélation relatifs aux ajustements pour les trois cas considérés sont indiqués dans le tableau 1.

Enfin nous montrons que le rapport de WVC_{moy} dans le cas nuageux et le cas clair peut s'écrire :

$$RCN = \frac{WVC_{moy(nuageux)}(T)}{WVC_{moy(clair)}(T)} = 0.0066T + 1.33 \quad (2)$$

Avec T exprimée en °Celsius.

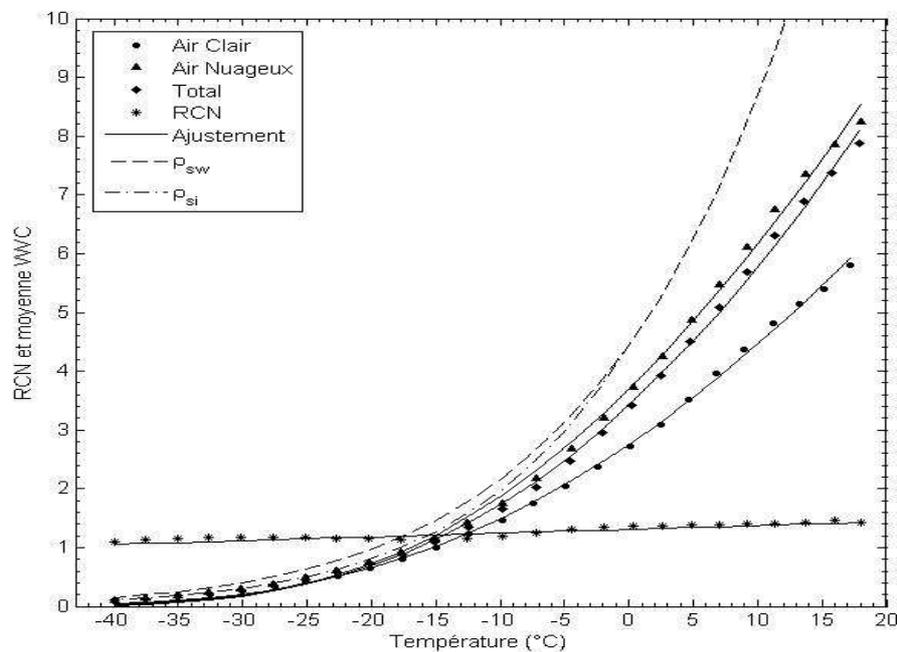


Figure 1. Relation entre la température et la moyenne du contenu en vapeur d'eau WVC, de la densité de vapeur saturante par rapport à la glace ρ_{si} et par rapport à l'eau ρ_{sw} des cas clair, nuage et total.

	a	b	c	R
Air clair	760.8	4.818	189.1	0.99
Air nuageux	1018	4.57	199.4	0.99
Echantillon total	942.4	5.109	191.6	0.99

Tableau 1. Paramètres d'ajustement des moyennes WVC pour les courbes de la figure 1 (Eq. 1).

De même les distributions de probabilité de *WVC* ont été calculées par intervalle de température et ajustées aux lois de probabilité fréquemment utilisées pour décrire les variables atmosphériques en l'occurrence les lois lognormale et Weibull. Celle qui s'ajuste le mieux à la distribution de *WVC* est la loi de Weibull. Basée sur la théorie des valeurs extrêmes, la loi de Weibull s'applique à des variables bornées à droite (présence d'un maximum). Dans notre cas ce maximum correspond à la quantité de vapeur d'eau saturante relative à la borne supérieure de l'intervalle de température considéré. Pour une variable aléatoire x , la fonction densité de probabilité de Weibull s'écrit :

$$f(x; k, \lambda) = \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^k\right] \quad (3)$$

où k est le paramètre de forme et λ le paramètre d'échelle.

La figure 2 montre les densités de probabilité de *WVC* ainsi que leur ajustement à des lois de Weibull pour cinq intervalles de température. Les coefficients de corrélation de ces ajustements avoisinent 0.99. Les paramètres forme (k) et échelle (λ) de ces distributions pour 12 intervalles de température répartis entre -45°C et 20°C sont représentés sur la figure 3. Nous avons recherché l'expression analytique des courbes ajustées $k(T)$ et $\lambda(T)$.

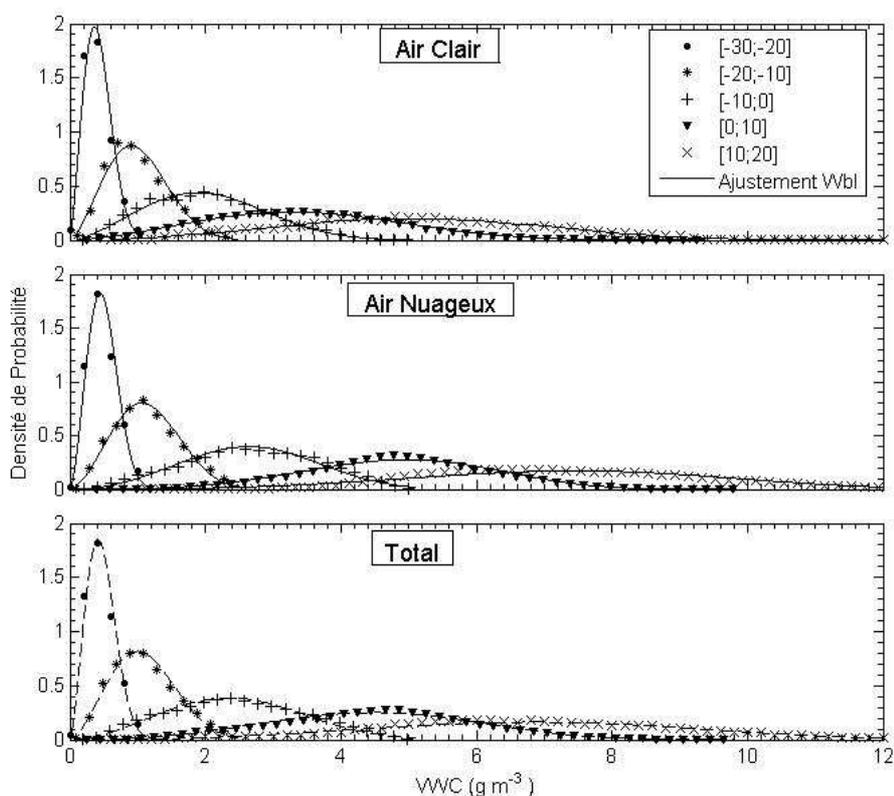


Figure 2. Distributions de probabilité de WVC pour 5 intervalles de température dans les trois cas considérés.

Les courbes $k(T)$ s'ajustent convenablement avec une équation de type Gauss2 qui s'écrit :

$$k(t) = a_1 \exp \left[- \left(\frac{T - b_1}{c_1} \right)^2 \right] + a_2 \exp \left[- \left(\frac{T - b_2}{c_2} \right)^2 \right] \quad (4)$$

avec les coefficients donnés dans le tableau 2.

Les courbes $\lambda(T)$ s'ajustent convenablement avec une équation de type Clausius-Clapeyron qui s'écrit :

$$\lambda(T) = \frac{a_3}{T} \exp \left[\frac{b_3(T - 273.15)}{T - c_3} \right] \quad (5)$$

Les courbes d'ajustement de k et λ sont aussi représentées sur la figure 3.

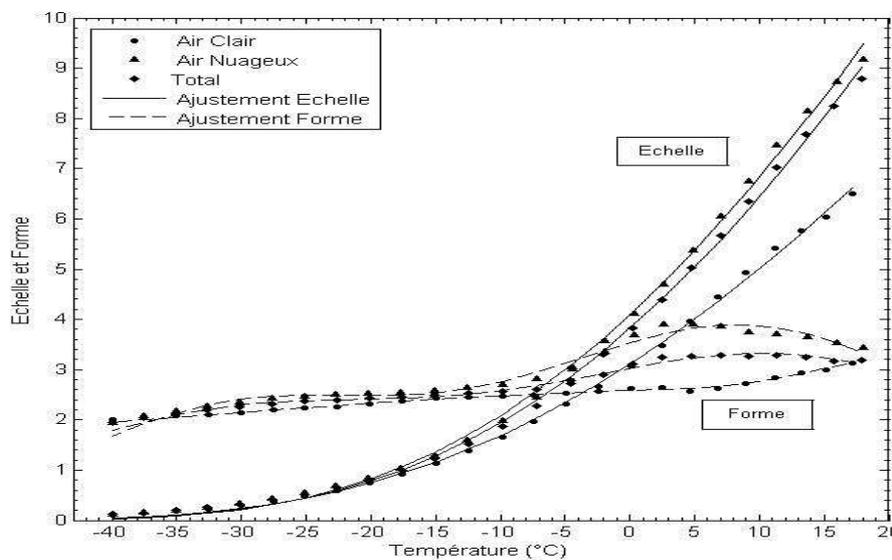


Figure 3. Variation des paramètres échelle et forme de la distribution Weibull de WVC et leurs courbes d'ajustement.

	a_1	b_1	c_1	a_2	b_2	c_2	R
Air clair	0.504	292.3	7.728	2.652	289.8	102	0.99
Air nuageux	2.109	242.6	18.44	3.861	281.7	24.26	0.99
Echantillon Total	3.269	284.5	28.08	1.935	241.5	22.29	0.99

Tableau 2. Paramètres d'ajustement de la courbe Forme de la figure 3 (Eq. 4).

	a_3	b_3	c_3	R
Air clair	857.7	4.734	190.1	0.99
Air nuageux	1129	4.721	196.5	0.99
Echantillon total	1053	5.179	190.1	0.99

Tableau 3. Paramètres d'ajustement de la courbe Echelle de la figure 3 (Eq. 5).

La distribution de probabilité de la vapeur d'eau intégrée verticalement (IWV) a été ajustée aux lois lognormale et Weibull dans les trois cas considérés (fig. 4). L'ajustement Weibull s'avère le plus convenable avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 0.97 pour les cas

nuageux et total. Pour le cas air clair l'ajustement lognormal est meilleur parce que l'effet de saturation n'intervient pas.

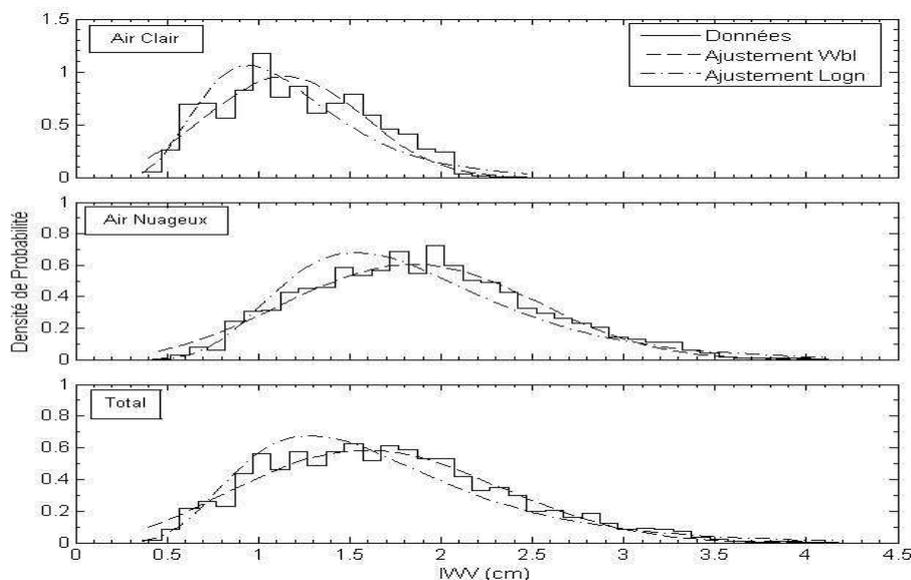


Figure 4. Distributions de probabilité de IWV et leurs ajustements Weibull et lognormal.

Conclusion

La distribution statistique de la vapeur d'eau WVC dans la troposphère a été étudiée en utilisant des données collectées dans trois régions différentes situées aux latitudes moyennes sur une période de 264 jours avec un radiomètre profileur microonde multifréquences. Que ce soit en atmosphère claire ou en atmosphère nuageuse, le profil vertical moyen de WVC en fonction de la température est décrit par une loi exponentielle construite sur le modèle de l'équation de Clausius-Clapeyron. La distribution statistique de WVC par intervalles de température est bornée à droite en raison de la saturation. Elle suit une distribution de type Weibull dont les paramètres d'échelle et de forme varient en fonction de la température. Les relations régissant ces variations ont été établies. L'introduction de ces relations dans l'équation (3) permet d'exprimer la distribution spatiale de WVC comme une fonction de la température seule. La distribution de la vapeur d'eau intégrée suit, elle aussi, une loi de type Weibull. Le rapport entre le contenu moyen en vapeur d'eau pour une atmosphère claire et une atmosphère nuageuse est une fonction linéaire de la température.

Références bibliographiques

- Foster J., Bevis M. and Raymond W., 2006. Precipitable water and the lognormal distribution. *J. Geophys. Res.*, **111**, D15102, doi: 10.1029/2005JD006731.
- Gaffen D.J., and Elliott W.P., 1993. Column water vapor content in clear and cloudy skies. *J. Climate*, **6**, 2278-2287.
- Liljegren J.C., 2004. Improved retrievals of temperature and water vapor profiles with a twelve-channel radiometer. *Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface (IOAS-AOLS)*, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc.
- Soden B.J., and Bretherton F.P., 1993. Upper tropospheric relative humidity from the GOES 6.7 μm channel: method and climatology for July 1987. *J. Geophys. Res.*, **98**, D9, 16,669-16,688.
- Yang H., and Pierrehumbert R.T., 1994. Production of dry air by isentropic mixing. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3437-3454.
- Zhang C., Mapes B. and Soden B.J., 2003. Bimodality in tropical water vapour. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **129**, 2847-2866.

AMBIANCES FROIDES ET CONSULTATIONS RESPIRATOIRES DANS LE SECTEUR PUBLIC DE LA SANTE A SFAX (TUNISIE)

JARRAYA M., BELTRANDO G.

Université Denis Diderot (Paris VII), CNRS-UMR 8586 PRODIG, UFR GHSS (c.c. 7001) 75205 Paris Cedex 13. E-mail : jarrayam2001@yahoo.fr beltrando@univ-paris-diderot.fr

Résumé : Ce travail porte sur la relation entre les ambiances froides et la consultation pour broncho-pneumopathies dans le secteur de santé publique à Sfax sur la période 1995-2004. Exprimés par des indices bioclimatiques d'inconfort de Thom et de refroidissement éolien utilisé au pas de temps saisonnier, mensuel et quotidien, les ambiances froides (hiver) contribuent à l'augmentation de la consultation pour broncho-pneumopathies. Les types de temps correspondants jouent un rôle essentiel dans la caractérisation de l'ambiance biométéorologique instaurée et par conséquent influencent la consultation journalière pour broncho-pneumopathies enregistrée.

Mots-clés : Ambiances froides, broncho-pneumopathies, météosensibilité, Sfax.

Abstract: This work focuses on the relationship between the cold environments and the pulmonary consultation in Sfax over the period 1995-2004. The winter cold environments are expressed by the index of Thom bioclimatic discomfort and the wind chill used in seasonal monthly and daily scale. The increase of pulmonary consultation is due to winter cold environments. The winter types meteorological situations have an important impact on the biometeorological environment and so, the registered daily pulmonary **consultation**.

Key words: Cold environments, pulmonary consultation, meteosensibility, Sfax.

Introduction

L'augmentation hivernale du nombre de consultations pour maladies respiratoires dans le secteur de la Santé de Base à Sfax (Tunisie) est manifestement en liaison avec des ambiances froides générées par certains types de temps. Huynen *et al.* (2001) ont montré que le niveau de confort variable associé à ces ambiances, qui agissent sur le bien-être de l'organisme humain, joue un rôle primordial dans l'apparition et la diffusion des signes morbides respiratoires. En s'appuyant sur l'intensité variable des ambiances froides, l'objectif de cette étude est de déterminer leur impact sur la consultation pour broncho-pneumopathies. La mise en cause des composantes thermo-hygométrique et thermo-anémométrique dans les ambiances froides permet de déterminer la météosensibilité des affections bronchiques. L'analyse des aspects météopathologiques journaliers se base sur les types de temps les plus fréquents en hiver, en tant qu'éléments des ambiances biométéorologiques.

1. Données et méthodes

L'analyse de la relation entre les ambiances hivernales et la morbidité respiratoire, exprimée ici par la consultation pour broncho-pneumopathies, repose sur deux types de données couvrant la période 1995-2004 : d'une part, les données météorologiques journalières moyennes de la température et de l'humidité relative de l'air ainsi que de la vitesse du vent mesurées à la station synoptique *Sfax El-Maou* ; d'autre part, les données épidémiologiques sur le nombre quotidien de consultations pour broncho-pneumopathies, qui regroupent une large variété de pathologies respiratoires (bronchite, bronchiolite, broncho-pneumopathie chronique obstructive, asthme...), enregistrées par les Centres de Santé de Base de l'agglomération de Sfax.

Les données météorologiques constituent la base d'une part de l'indice d'inconfort de Thom (THI) qui associe la température et l'humidité relative, d'autre part de l'indice de refroidissement éolien (K) qui combine la température et la vitesse du vent. L'indice de refroidissement éolien (K) de Siple et Passel et l'indice d'inconfort de Thom (THI) sont

calculés sur un intervalle de temps de 1 à 6 jours suivant les cas, de la manière suivante [Siple et Passel, 1945 ; Lamarre et Pagney, 1999, Besancenot, 2001] :

$$K = (12,12 + 11,6 \sqrt{v} - 1,16v)(33 - t^\circ) \text{ exprimé en } w/m^2$$

$$THI = t^\circ - (0,55 - 0,0055 U\%)(t^\circ - 14,5) \text{ exprimé en } ^\circ C$$

avec :

- v, pour la vitesse moyenne tri-horaire (en m/s) du vent ;
- t°, la température moyenne (°C) tri-horaire ;
- U%, l'humidité relative moyenne tri-horaire.

Une ambiance bioclimatique froide est définie à partir de la méthode de quantum, c'est-à-dire des quartiles (Q) et des déciles (D). L'analyse porte sur les valeurs inférieures au premier quartile (Q1) et au premier décile (D1) pour le THI et les valeurs supérieures au troisième quartile (Q3) et le neuvième décile (D9) pour le K (*tableau 1*). Les moyennes journalières des indices situés dans les intervalles correspondant sont corrélées aux moyennes des consultations respiratoires journalières enregistrées. Compte tenu de la complexité de la corrélation biométéorologique-morbidité à l'échelle journalière et du fait que ce type d'analyse nécessite l'appui sur des situations météorologiques précises, nous nous sommes basés sur l'exemple de décembre 2002 pour illustrer cette relation. Nous avons tout d'abord sélectionné des jours où les moyennes journalières des indices bioclimatiques correspondent aux neuf déciles (D) de la série mensuelle de décembre 2002. Ensuite, nous avons corrélé l'indice bioclimatique avec la consultation correspondante pour broncho-pneumopathies en décalant de un (D-1) à trois (D-3) jours entre la valeur de l'indice et la morbidité. L'analyse des consultations journalières extrêmes (minimale et maximale) pour broncho-pneumopathies sous diverses situations atmosphériques permet de repérer les types de temps qui leur sont associés.

2. Ambiances froides et configurations bioclimatiques en hiver

L'analyse de la configuration bioclimatique des ambiances de la saison hivernale à Sfax consiste à caractériser leurs composantes thermo-hygrométriques et thermo-anémométriques. La caractérisation des ambiances hivernales s'établit par la comparaison entre d'une part les ambiances « froides » dont les deux indices moyens (THI et K) sont respectivement inférieurs à Q1 et supérieurs à Q3 et d'autre part les ambiances « plus froides » et par conséquent plus inconfortables dont les indices moyens sont respectivement inférieurs à D1 et supérieurs à D9 (tab. 1).

	Ambiance froide	Mode exprimé	Ambiance plus froide	Mode exprimé
Indice d'inconfort de Thom (THI)	THI moyen < Q1	Inconfortable « froid »	THI moyen < D1	Inconfortable « froid »
Indice de refroidissement éolien (K)	K moyen > Q3	Confortable « relaxant »	K moyen > D9	Inconfortable « tonique »

Tableau 1. Ambiances hivernales définies par les indices de THI et K et les modes associés.

2.1. Configuration thermo-hygrométrique

L'analyse de la configuration thermo-hygrométrique de l'ambiance hivernale est établie par l'indice d'inconfort de Thom moyen (THI moyen). La comparaison montre que THI moyen < à D1 (9,4°C) est inférieur à THI moyen < à Q1 (9,7°C) à l'échelle de la saison hivernale (*figure 1A*). Le niveau de confort, présenté par les indices THI moyens inférieurs à Q1 et D1, est inconfortable, en exprimant un mode froid (-1,7 < THI < 12,9°C). A l'échelle mensuelle, l'indice d'inconfort de Thom moyen se caractérise par la même tendance de

diminution observée entre les intervalles Q1 et D1 à l'échelle hivernale. L'indice de THI moyen entre les deux intervalles varie de 9°C à 9,3°C en janvier et de 10,1°C à 10,5°C en décembre (fig. 1A).

2.2. Configuration thermo-anémométrique

La composante thermo-anémométrique de l'ambiance hivernale est exprimée ici par l'indice de refroidissement éolien moyen (K moyen). Cet indice se caractérise par K moyen > à D9 (707 w/m²) supérieur à K moyen > à Q3 (689 w/m²) à l'échelle de la saison hivernale (figure 1B). Ces moyennes thermo-anémométriques présentent des niveaux de confort différents. Si les K moyens > à D9 sont inconfortables, en exprimant un mode tonique (697 < K < 1045 w/m²), les K moyens > à Q3 présentent à l'inverse un niveau confortable relaxant (348 < K < 696 w/m²). Ces indices moyens se caractérisent par une variabilité inter-mensuelle. Dans sa composante moyenne (K moyen), cet indice de refroidissement éolien augmente entre les deux intervalles, de 688 w/m² à 704 w/m² en janvier et de 689 w/m² à 713 w/m² en décembre (fig. 1B).

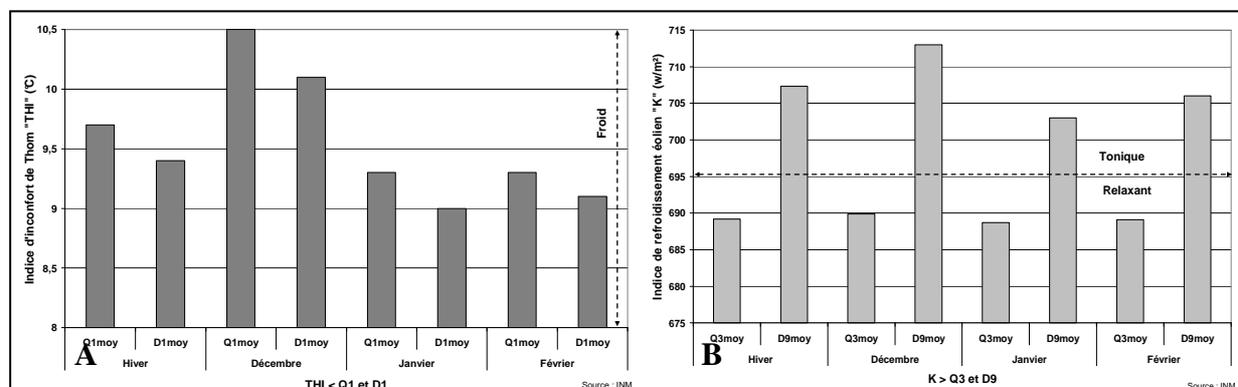


Figure 1. Différence entre l'indice d'inconfort de Thom (THI) < Q1 et D1 (A) et l'indice de refroidissement éolien (K) > Q3 et D9 sur la saison hivernale et par mois (1995-2004).

Les caractéristiques de la configuration thermo-hygrométrique et thermo-anémométrique de l'ambiance hivernale définies dans les intervalles indiqués ci-dessus, ainsi que sa variabilité inter-mensuelle peuvent avoir des influences sur la morbidité respiratoire correspondante, exprimée par la consultation pour broncho-pneumopathies.

3. Morbidité de broncho-pneumopathies associées

Entre les deux intervalles thermo-hygrométriques Q1 et D1, la consultation journalière moyenne pour broncho-pneumopathies passe de 100 à 117 cas/jour à l'échelle de la saison hivernale entre 1995 et 2004 (de 97 à 127 cas /jour en janvier et de 104 à 125 cas/jour en février, (fig. 2A)). L'augmentation de la consultation pour broncho-pneumopathies est inversement liée à la diminution thermo-hygrométrique exprimée par THI entre Q1 et D1.

La consultation journalière moyenne pour broncho-pneumopathies correspondant aux intervalles Q3 et D9 indique une augmentation de 104 à 129 cas/jour (fig. 2B), (99 à 131 cas/jour en février et 115 à 128 cas/jour en décembre, fig. 2B). Cette augmentation est associée à un accroissement de l'indice de refroidissement éolien entre les deux intervalles.

L'agent infectieux responsable de l'affection trouve dans une atmosphère marquée par une thermo-hygrométrie basse et par conséquent inconfortable, l'ambiance favorable à son activité de virulence. Dans une telle situation, un air respiré caractérisé par son froid et son humidité basse peut provoquer des gênes respiratoires qui touchent les voies aériennes inférieures.

C'est pour cela que l'effet combiné d'une chute thermique associée à une accélération de la vitesse du vent est favorable à l'augmentation de la consultation pour broncho-pneumopathies à prédominance virale.

D'un autre côté, le taux d'augmentation des consultations pour broncho-pneumopathie en relation avec l'indice de refroidissement éolien (24%) est supérieur à celui en relation avec l'indice d'inconfort de Thom (17%). La thermo-anémométrie de l'atmosphère influence plus la virulence des agents infectieux responsables des affections bronchiques que son état thermo-hygométrique.

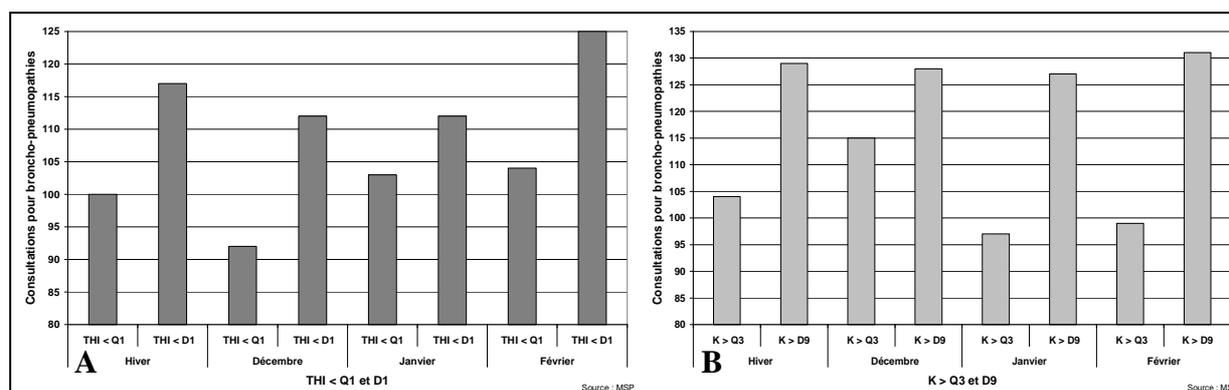


Figure 2. Morbidité respiratoire associée à l'indice d'inconfort de Thom (A) < Q1 et D1 et à l'indice de refroidissement éolien (K) > Q3 et D9 sur la saison hivernale et par mois (1995-2004).

Les broncho-pneumopathies sont sensibles à la composante thermo-anémométrique de l'ambiance bioclimatique hivernale. Cela nous amène à utiliser l'indice de refroidissement éolien pour déterminer l'impact des types de temps sur les consultations journalières extrêmes. Conscient que ce type d'analyse implique l'appui sur des situations bien définies, nous montrons ici le cas de décembre 2002, pour illustrer les aspects météopathologiques associés à la morbidité des broncho-pneumopathies.

4. Météopathologie hivernale des broncho-pneumopathies : le cas de décembre 2002

L'analyse de la morbidité respiratoire journalière en relation avec le contexte biométéorologique suppose un décalage temporel entre les deux phénomènes car la consultation d'un jour donné constitue le résultat d'une ambiance biométéorologique antérieure. En effet, les risques de contagiosité virale, la gravité des cas morbides et la gêne causée par des symptômes parfois épineux associés aux broncho-pneumopathies (toux, détresse respiratoire) peuvent expliquer le recours rapide de la population à la consultation médicale, et par conséquent ce décalage temporel de un à quelques jours. La relation entre l'ambiance hivernale et la morbidité respiratoire a été établie par décalage de un (D-1), deux (D-2) et trois (D-3) jours, afin de repérer le décalage optimal. L'analyse de la relation entre la consultation pour broncho-pneumopathies et l'indice de refroidissement éolien (K moyen) indique principalement un décalage temporel de un jour en décembre 2002, c'est dans ce cas là que la corrélation est maximale ($r = 0,87$). Cette caractéristique a aussi été remarquée pour les mois de janvier et février (non montré ici). Ce décalage d'un jour (D-1) montre que la réaction des broncho-pneumopathies envers la variation de l'ambiance biométéorologique est rapide.

En décembre 2002, la consultation correspondante pour broncho-pneumopathies à D1 (85 cas) qui est la consultation minimale (enregistrée le 19 décembre) est associée à un K moyen de 516 w/m² enregistré 1 jour avant (fig. 3A). En revanche, la consultation correspondante à D8 (152 cas) qui est la consultation maximale (enregistrée le 07 décembre) est associée à un

K moyen de 680 w/m² enregistré 1 jour avant (le 06 décembre) (fig. 3A). Ces consultations extrêmes pour broncho-pneumopathies enregistrées en décembre 2002 sont survenues pour des contextes atmosphériques différents.

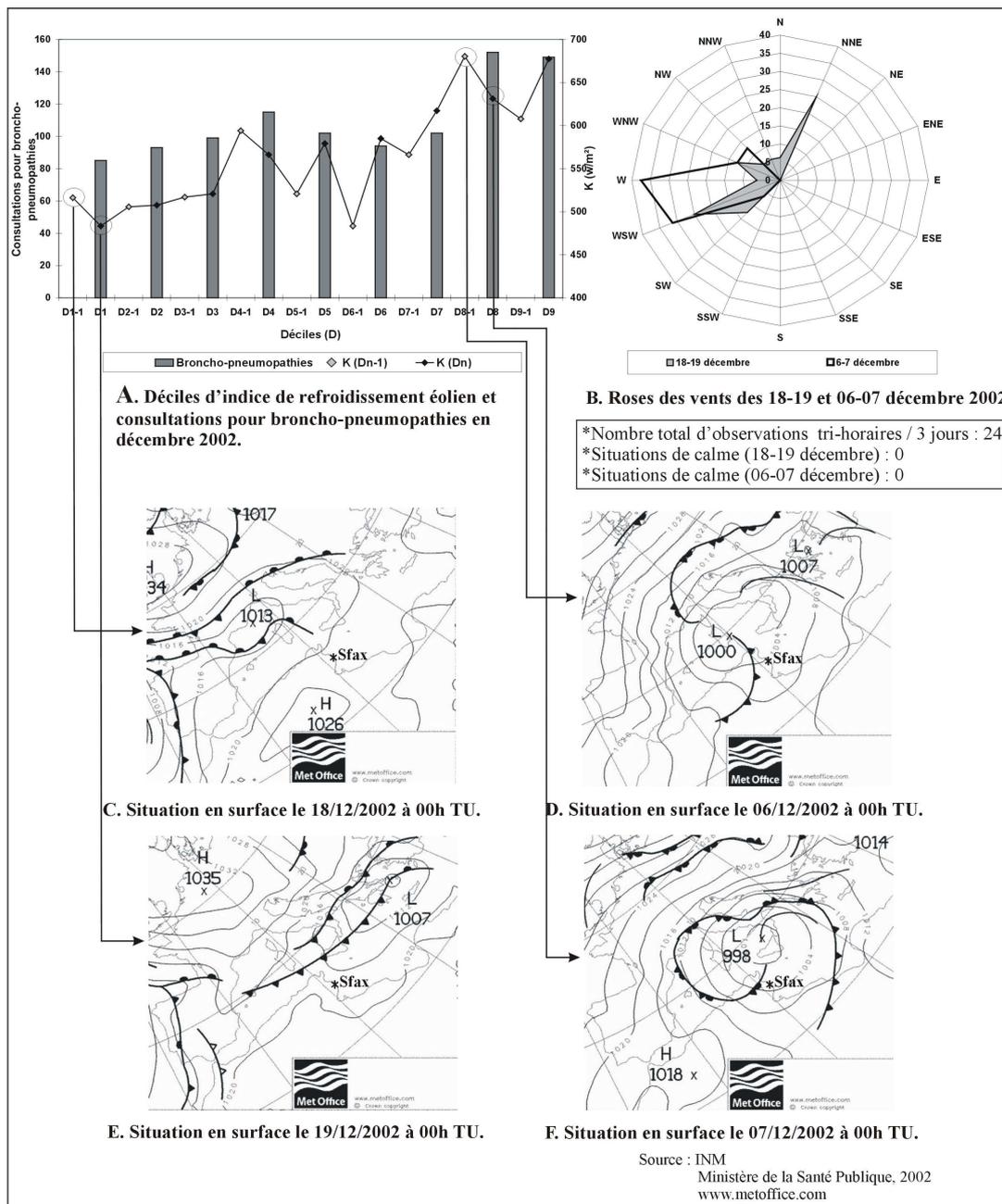


Figure 3. Consultations extrêmes pour broncho-pneumopathies et types de temps associés en décembre 2002.

Afin de déterminer les types de temps associés aux consultations extrêmes pour broncho-pneumopathies ainsi que leur rôle éventuel dans l'explication de la différence entre elles, nous avons analysé la température, l'humidité relative, la direction et la vitesse du vent. Certaines de ces variables qui caractérisent le type de temps influencent la configuration thermo-anémométrique de l'ambiance, exprimée par l'indice de refroidissement éolien.

Le contexte aérologique du 18 et 19 décembre 2002 associé à la consultation minimale pour broncho-pneumopathies (D1-1) se caractérise par la prédominance des directions WSW et NNE qui représentent 50% des observations totales (fig. 3B). Les cartes du temps du 18 et 19 décembre 2002 montrent un passage rapide d'un type de temps anticyclonique à un type de

temps dépressionnaire (fig. 3C et E). Cela peut expliquer les directions de vent prédominantes contradictoires. La situation atmosphérique du 18 décembre est caractérisée par une cellule anticyclonique sur le sud-ouest de la Tunisie ainsi qu'une perturbation qui se localise au nord de la Méditerranée. Cette perturbation « aspire » l'air chaud, d'origine saharienne, provenant de la cellule anticyclonique de direction WSW et d'une vitesse moyenne de 3,5 m/s. Lors de son passage sur Sfax, cet air sec (34%) contribue à l'adoucissement thermique (température moyenne de 15,5°C) et par conséquent de l'ambiance biométéorologique. Cet effet d'adoucissement contribue au relâchement de l'activité virale touchant les voies aériennes inférieures.

Le nombre maximal de consultations pour broncho-pneumopathies est enregistré sous un autre contexte aérologique (D8-1, soit le 06 décembre) marqué par des directions WNW, W et WSW (fig. 3B). Ces directions du vent se traduisent par des types de temps relativement froids et secs. La situation atmosphérique se caractérise le 06 décembre par le passage d'un front froid lié à une perturbation sur le nord de la Tunisie qui véhicule un air à l'origine froid et humide. Cet air atteint Sfax par l'ouest et le WSW, avec une vitesse moyenne élevée de 6 m/s, après qu'il se soit continentalisé sur l'Afrique du Nord (plus sec) (fig. 3D et F). Outre le froid relatif (température moyenne de 11,4°C) et la vitesse du vent élevée (6 m/s), un effet d'assèchement de l'ambiance biométéorologique se produit (l'humidité relative passe de 57% à 14% au cours de la journée). Cela renforce le pouvoir refroidissant de l'air et donc l'inconfort, ce qui favorise l'activité virale et par conséquent la consultation pour broncho-pneumopathies.

Conclusion

La relation entre l'ambiance biométéorologique hivernale et la consultation pour broncho-pneumopathies est marquée par certaines spécificités apportées par les deux indices utilisés pour l'analyse de cette ambiance. L'intégration des types de temps hivernaux dans la genèse de la configuration biométéorologique permet d'attribuer aux types de temps froids et secs une augmentation des affections bronchiques d'origine virale et sa diminution pour les types de temps plus ou moins doux mais surtout humides. Compte tenu de l'aspect parfois dangereux des affections bronchiques, en particulier en cas des broncho-pneumopathies chroniques obstructives, une attention doit être accordée aux ambiances « très froides » qui peuvent représenter un véritable risque pour les personnes les plus vulnérables. Cela nécessitera la collecte de données détaillées sur les affections bronchiques (par maladie) et par catégories d'âge. Face à l'absence de ce type d'information dans la base de données de la Santé de Base à Sfax, des enquêtes ont été établies pour l'étude de la météo-sensibilité des affections bronchiques, leur analyse fera l'objet de prochaines publications.

Références bibliographiques

Besancenot, 2001. *Climat et Santé*, Imprimerie des Presses Universitaires de France, 127 p.

Lamarre D., Pagney P., 1999. *Climats et Sociétés*, A. Colin, 272 p.

Huynen M.T., Martens P., Schram D., Kunst A.E., 2001. The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population. *Environmental health perspectives*, **109**, 463-470.

Siple P.A., Passel Ch.F., 1945. *Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures*, *Proc. Amer. Philosoph. Soc.*, **89**,1, 177-199.

LES POLES DU FROID EN FRANCE-COMTE

JOLY Daniel¹, GRESSET-BOURGEOIS Claude², VERMOT-DESROCHES Bruno²

¹ *ThéMA, UMR 6049 CNRS, Université de Franche-Comté, 38, rue mégevand F25030 Besançon CEDEX
Daniel.joly@univ-fcomte.fr*

² *Centre départemental de Météo-France, 30, avenue de l'observatoire, F 25000 Besançon
{claude.gresset ; bruno.vermot-desroches}@meteo.fr*

Résumé : *La fréquence du gel en Franche-Comté, une région réputée froide, est évaluée au travers de 99 minima de jours très froids (< -10°C en moyenne régionale) recueillis entre 1992 et 2007. Mouthe est bien le poste où les gels sont les plus fréquents ; mais d'autres sites sont eux aussi les plus froids de la région de manière répétitive. L'analyse de ces 99 situations révèle que l'altitude joue un rôle prépondérant. D'autres facteurs (la rugosité et l'encaissement topographique, la pente, le NDVI, etc.) interviennent dans les fonctions d'ajustement des minima. L'interpolation des 99 minima localise les principaux pièges à froid.*

Mots-clés : *Franche-Comté, gel.*

Abstract: *Franche-Comté is located in the eastern part of France region where temperature can be very cold in winter time. The aim of the article is to know where the most intense frosts occur. A selection of 99 days with minimum temperature for the whole region down to -10°C is the support for frequency analysis. Mouthe is the coldest station (three times with temperature down to -27°C from year 1992 to year 2007). Other places with so cold temperature are also revealed all along the Swiss border, in the Jura mountain. Elevation is the most frequent variable which explains the spatial variation of cold temperature. Topographical facts such as rugosity, gradient, NDVI, etc. are also strong explanatory variables. Finally, an interpolation process gives the means to identify the coldest places in the region.*

Key words: *Franche-Comté, cold spells.*

Introduction

La Franche-Comté est, avec l'Alsace, la région française située le plus loin de toute mer ou océan en sorte que, grâce à cette position, elle jouit d'un climat semi continental. Les étés sont orageux et plutôt chauds : 19.3°C en moyenne de juillet à Besançon alors qu'aucune station du Finistère ne dépasse 18.1°C. En revanche, les hivers présentent une alternance de séquences douces et pluvieuses et de périodes anticycloniques au froid rigoureux. Cette tendance au froid est renforcée par l'altitude et par la présence de larges cuvettes, les vals, où l'air froid s'accumule tant que le vent ne l'en chasse pas. Ainsi, la montagne du Jura supporte un nombre élevé de gels rigoureux d'octobre à mars. Parmi un échantillonnage de 1455 stations gérées par Météo-France et distribuées homogènement sur l'espace français, Mouthe (936 m) d'abord et les Rousses (1116 m) ensuite arrivent en tête du palmarès des stations les plus froides situées en dessous de 1300 m d'altitude. Elles présentent respectivement, en moyenne annuelle, 80 et 72 jours où la température est inférieure à -5°C. Parmi les 50 stations françaises les plus froides à l'aune de ce critère, on compte 13 stations franc-comtoises, dont certaines sont situés à moins de 700 m (Supt et Pierrefontaine-les-Varans).

Forts de ce constat, nous avons voulu en savoir plus sur l'extension spatiale de ce phénomène en posant la question : Mouthe est-elle toujours la station la plus froide ? Pour y répondre, nous avons sélectionné 99 jours de froid vifs que, dans une première section, nous analysons rapidement. Ensuite, le champ continu thermique de chacun des minima journaliers pris en compte est restitué par interpolation (section 2). La superposition de toutes les cartes obtenues permet, dans la section 3, de visualiser les secteurs les plus propices au développement de gels intenses.

1. Les jours de froids vifs

1.1. Rappel de quelques chiffres

A Besançon, sur la période 1885-2008, on dénombre 26 hivers (21%) avec au moins 7 jours avec des températures minimales inférieures à -10°C dont 18 hivers sur la période 1885-1947 et 8 hivers sur la période 1947-2008. Depuis 1945, l'hiver le plus rigoureux fut sans contestation l'hiver 1962-1963 avec de fréquentes périodes glaciales entre la mi-novembre et la mi-mars. Il devance nettement l'hiver 1955-1956 qui a été marqué par une période glaciale intense en février. Durant ce mois, le gel avec l'absence ou de faibles quantités de neige avait pénétré dans le sol à des profondeurs jusqu'alors inconnues et qui n'ont depuis jamais été atteintes.

Sur la période 1975-1990, 4 hivers ont été plus froids que ceux cités ci dessus, plus particulièrement l'hiver 1980-1981 avec beaucoup de neige en montagne et l'hiver 1984-1985 avec une première quinzaine de janvier 1985 extrêmement glaciale : il n'y a pas eu de dégel à Besançon entre le 31 décembre 1984 et 18 janvier 1985.

1.2. Le froid à Mouthe et dans la montagne du Jura

Pour identifier où les jours de froid vif ont été les plus fréquents, nous nous sommes fondés sur un critère simple : ont été sélectionnés tous les jours présentant un minimum journalier moyen des 74 stations franc-comtoises gérées par Météo-France inférieur à -10°C . Au total, entre décembre 1992 et janvier 2007 inclus, 99 jours ont été isolés, ce qui représente, en gros, 7 jours de froid vif par hiver.

La figure 1 montre que Mouthe est bien la station où la fréquence d'observer le minimum franc-comtois est la plus élevée : 35 fois au total (sur 99). C'est aussi la station où la moyenne des gels est la plus basse : -21°C . Mouthe accapare à elle seule les trois minimums enregistrés au cours de la période d'observation : -28.1°C le 12 février 1999, -27.6 le 1 février 2003 et -27°C le 24 décembre 2001. On est bien sûr encore loin du mythique $-36,7$ (le 13/01/68), mais la répétition de ces occurrences de froid s'explique par une altitude assez élevée (936 m) et une situation encaissée : l'air froid généré au contact de la neige par rayonnement glisse le long des versants qui encadrent le val et vient s'accumuler au fond de la cuvette où il peut stagner plusieurs jours de suite.

Saint-Laurent, avec 19 occurrences et une moyenne de -20.8°C arrive juste après Mouthe. La topographie est analogue à la précédente avec cependant, une altitude un peu inférieure (880 m). Le secteur de Morteau-Maïche cumule 18 occurrences de minimums franc-comtois. Les vals au fond desquels Le Russey et Morteau s'étendent expliquent leur moyenne plus faible (-19.6 , -18.3°C) par rapport à Maïche (-17.6°C) et Charquemont (-15.4°C), stations de plateau.

Les autres stations qui figurent sur la figure ont toutes été à une, ou, au plus, deux occasions, les plus froides de Franche-Comté. Les conditions climatiques favorables au développement et à la répétition d'un froid vif n'y sont pas réalisées. Certaines sont situées en altitude mais sur des sites de versant (Longevilles, Les Rousses), ou, à l'inverse, en fond de vallée à moins de 600 m (St-Claude). Signalons les trois stations du nord-ouest de la Haute-Saône qui, tout en étant situées bas en altitude (200-250 m) ont été, à au moins une occasion, les stations les plus froides de Franche-Comté. Le plateau de Haute-Saône et son prolongement vers Langres est renommé pour ses températures glaciales.

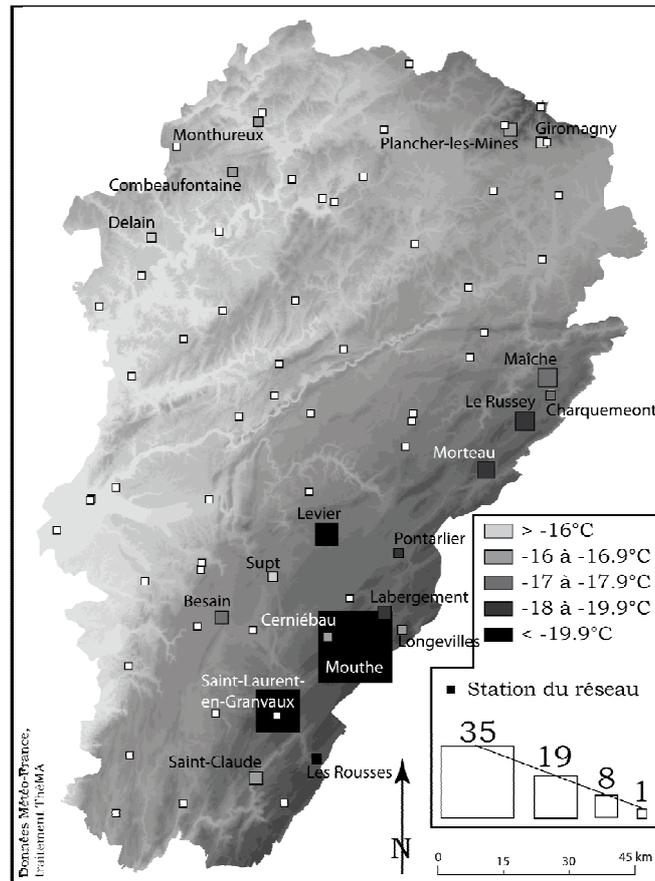


Figure 1. Occurrence et moyenne des minimums observés au cours des 99 jours.

2. Vers la spatialisation des minima de température

2.1. Un réseau ponctuel d'observation de la température

Ces informations sont intéressantes mais, pour autant, elles ne nous renseignent que sur un nombre limité de sites : ceux qui bénéficient d'un poste météorologique. Bien sûr, on peut s'attendre à ce que les quelques décamètres situés à proximité de la station de Mouthe présentent des températures analogues à celles qui y sont enregistrées. Toutefois, la comparaison avec les stations qui l'entourent montre que les températures ne sont pas identiques d'un lieu à l'autre, parfois loin s'en faut. La raison de ces variations a été esquissée : l'altitude et le contexte topographique jouent assurément un rôle majeur.

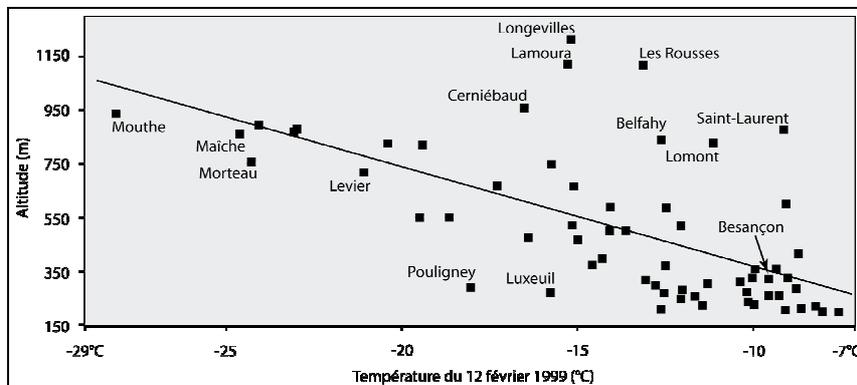


Figure 2. Variation de la température par rapport à l'altitude.

Le val de Mouthe est souvent plus froid que les crêtes de la montagne lors des situations anticycloniques stables dont il est ici question. Il n'est lui-même sans doute pas homogène et si des mesures à haute densité étaient effectuées, il est probable que de menues différences apparaîtraient d'un secteur à l'autre : telle croupe sera moins froide de deux ou trois degrés, voire plus, que le fond du vallon situé quelques hectomètres plus loin. Ainsi, des gradients, plus ou moins élevés se mettent en place au gré des contraintes exercées par la topographie et les conditions météorologiques du jour. Et dans ces conditions, il se pourrait bien que la station de Mouthe ne soit pas localisée au mieux pour enregistrer les minimums les plus bas.

La figure 2, qui représente la variation des températures par rapport à l'altitude, donne un bon exemple de ce mécanisme. La plupart des postes sont alignés le long de la « droite de régression », accréditant là l'hypothèse d'une forte dépendance des températures à l'altitude. En effet, ce facteur explique près de 40% de la variation de la température. Toutefois une petite dizaine de stations échappent, au moins partiellement à cette influence : Longevilles, Lamoura, Les Rousses et les autres postes rejetés en haut du graphe présentent une température (entre -16 et -13°C) beaucoup trop élevée compte tenu de leur altitude : si elles se comportaient ainsi que Mouthe, Maîche ou Besançon, toutes localisées à proximité de la droite, leur température devrait se situer en dessous de -30°C ! D'autres « variables » que la température existent qui expliquent ces écarts : on pense bien sûr au contexte topographique déjà évoqué à plusieurs reprises.

2.2. Connaître la répartition des températures sur l'ensemble du territoire

Tout le problème est d'avoir une connaissance sur « ce qui se passe » entre les postes d'observation. C'est la technique de l'interpolation (Arnaud, Emery, 2000 ; Cressie, 1993 ; Mitas, Mitasova, 1999) qui nous fournit les moyens de résoudre ce problème. Premier temps : puisque les minimums les plus accusés semblent se localiser avec persévérance au fond des valls d'altitude, il « suffit » de chercher cette information dans un système d'information géographique (SIG). Du modèle numérique de terrain (MNT) fourni par l'IGN au pas de 50 m on dérive d'autres informations utiles : degré d'encaissement (un fond de val est très « encaissé » par rapport aux versants qui le dominent, une crête est peu encaissée, dominant l'ensemble des points voisins), distance au creux le plus proche (minimale au plus près de l'axe des valls), distance à la crête la plus proche, etc. (Joly, 2007).

Second temps : on apparie les températures enregistrées en chacun des postes climatiques aux données de la topographie. Ensuite, par calcul statistique adéquat, on corrèle les unes aux autres. Des coefficients permettent alors d'évaluer la dépendance des premières aux secondes. In fine, on obtient une carte sur l'ensemble de la Franche-Comté en croisant, dans une « régression multiple » l'ensemble des variables qui expliquent significativement la température. Enfin un krigeage sur les résidus est effectué. On répète ces opérations 99 fois en vue d'obtenir une carte de l'extension spatiale du froid pour chacun des jours sélectionnés.

2.3. Erreurs d'estimation et facteurs explicatifs

Les résidus calculés à l'issue des régressions montrent que des écarts d'estimation, parfois importants, apparaissent (Plutowski, Sakata, White, 1994). Les écarts maximums sont de peu inférieurs à 10°C. Cela montre bien la difficulté de reproduire une réalité d'autant plus complexe que les minima de température sont des phénomènes locaux, voire micro-locaux. L'écart type des erreurs d'estimation se monte à 2,4°C. Environ 4% dépassent 5°C en valeur absolue, tandis que 37% d'entre-eux s'avèrent faibles, inférieurs à 1°C. Au total, les modèles statistiques expliquent plus de 70% de variance 2 fois sur trois.

L'examen des facteurs qui expliquent la variation spatiale des minima intenses de température en Franche-Comté est intéressant. Il montre que l'altitude est explicative dans 95% des cas. Viennent ensuite des facteurs relatifs à l'aspect de la topographie autour des stations : l'encaissement (46%), la rugosité (40%), la distance au thalweg le plus proche (32%) et enfin la pente (30%). L'indice de végétation intervient également dans la fonction d'ajustement dans près de 40% des cas. Le signe des coefficients est lui aussi instructif : la température est d'autant plus basse que l'altitude, la rugosité sont plus élevées ; les autres variables sont affectées d'un signe positif. La localisation optimale pour l'établissement d'un record de froid est ainsi la suivante : altitude élevée, rugosité forte, situation de fond de val (encaissement négatif, pente faible, faible distance du thalweg), végétation peu dense. Ces conditions caractérisent les fonds de val ouverts de la montagne jurassienne.

3. Fréquence des températures inférieures à -25°C

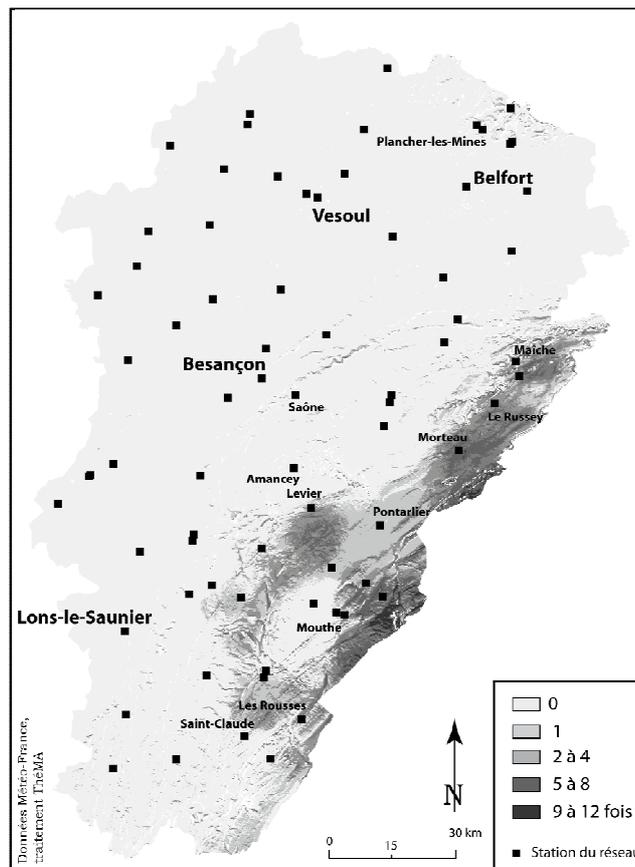


Figure 3. Fréquence des températures $< -25^{\circ}\text{C}$ au cours de la période 1992-2007.

En répétant les interpolations autant de fois que nous avons de jours de froid, on obtient 99 cartes d'où il est possible de tirer de nombreux enseignements. Nous en présenterons un : celui de la fréquence des gels inférieurs à -25°C (fig. 3). Ces occurrences de froid intense sont rares : elles ont été enregistrées 9 jours depuis 1992 et ont concerné 24 stations au total. Un rapide tri effectué parmi les 99 situations interpolées nous dit que 12 jours ont présenté un gel inférieur à -25°C . Il y a ainsi au moins trois jours au cours desquels un ou plusieurs points en Franche-Comté ont observé une température aussi basse sans que le réseau des stations n'en fasse état. La station de Mouthe n'est donc pas toujours localisée au point le plus froid. La carte de la fréquence des jours où la température a été inférieure à -25°C localise les « pièges à froid », ces fameux sites où la température est glaciale à répétition et durant de longues périodes. On les trouve dans le val de Mouthe, bien évidemment, mais aussi en de multiples

points dispersés dans la montagne jurassienne, entre Lamoura et Maîche en passant par Levier.

Conclusion

La fréquence des minima les plus intenses en Franche-Comté touche les vals de la montagne jurassienne, là où les altitudes sont élevées et les conditions d'accumulation et de persistance de l'air froid sont maximales. Les stations de Mouthe et de St Laurent, tout à fait conformes à cette description, apparaissent comme les plus froides de Franche-Comté plus d'une fois sur deux. D'autres secteurs, d'altitude plus faible, apparaissent également glaciaux : Levier, Morteau, Maîche. Par traitement SIG, il a été possible de reconstituer le champ spatial continu des 99 minima les plus bas collectés entre 1992 et 2007. La fréquence des températures estimées inférieures à -25°C est la plus élevée sur les secteurs qui viennent d'être décrits comme fréquemment froids. Ce que la figure 4 montre, c'est la localisation des sites, à échelle locale, où la probabilité de gels intenses est forte. Maintenant, pour nous en assurer, il faudrait y installer des capteurs pour, peut-être découvrir de nouveaux pôles du froid détrônant Mouthe...

Mais il convient d'être prudent. On a vu que le calcul ne fournit pas nécessairement une température juste. Des erreurs élevées surviennent même de temps à autre. Par ailleurs, le modèle reproduit des tendances et des régularités tirées d'une information climatique et géographique : les stations climatiques sont positionnées de manière telle que les influences microlocales sont minimisées ; les données spatiales introduites dans le SIG (résolution de 50 m) ne sont pas forcément les plus adaptées pour prendre en compte les plus fines variations spatiales de la température (Carrega, 2003). Ainsi, les données introduites dans notre système, imparfaitement adaptées au problème posé, sont-elles incapables de fournir la moindre information concernant la température de quantité de micro-sites extrêmement propices à l'établissement de températures glaciales. On se heurte là à un problème d'échelle rédhibitoire qui explique les erreurs d'estimation parfois élevées qui apparaissent régulièrement.

Références bibliographiques

- Arnaud M., Emery X., 2000. *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques*. Paris : Hermès, 221 p.
- Carrega P., 2003. Le climat aux échelles fines. *Publications de l'Association internationale de Climatologie*, **15**, 19-30
- Cressie N., 1993. *Statistics for Spatial Data*. Revised edition. New York: Wiley, 900 p.
- Joly D., 2007. L'information géographique au service de la climatologie. In Carrega P., *Information Géographique et Aménagement du Territoire; Information géographique et climatologie*. Paris : Hermes, p. 23-72.
- Mitas L., Mitasova H., 1999. Spatial interpolation. In Longley P.A., Goodchild M., Maguire D., Rhind D.W., *Geographical information systems : principles and technical issues*, vol. 1. New York: John Wiley & sons, p. 481-492.
- Plutowski, M., Sakata, S., White, H., 1994. Cross-validation estimates IMSE. In: Cowan J.D., Tesauro G., Alspector, J., San Mateo, CA: Morgan Kaufman. *Advances in Neural Information Processing Systems*, **6**, 391-398.

SIMULATIONS NUMERIQUES REGIONALES DU CLIMAT EN MEDITERRANEE

JUVANON DU VACHAT Régis

*Direction Générale, Météo-France
2, Avenue Rapp 75007 Paris
Regis.Juvanon-du-Vachat@meteo.fr*

Résumé : *On introduit les caractéristiques climatiques de la région méditerranéenne à travers sa complexité, ses contrastes dues à une interaction d'échelles et de flux d'origines variées. On développe la technique de régionalisation du climat par simulation numérique que l'on applique à la Méditerranée.*

Mots-clés : *Simulations climatiques, régionalisation, Méditerranée.*

Abstract : *The main characteristics of the mediterranean region are introduced, illustrating a complex interaction of phenomena and a diversity of physical flux (land cover, sea surface,...). The regional climate modeling is presented and applied to that domain to predict the future of mediterranean climate.*

Key words : *Regional climate modeling, Mediterranean area.*

Introduction : La Méditerranée zone de contrastes

Lorsqu'on s'intéresse à cette région, on est frappé par les contrastes sur le plan météorologique, hydrologique et maritime qui impliquent par exemple le développement rapide de phénomènes violents en une ou deux heures d'échéance en mer Méditerranée. Sur un plan proprement climatique, le réservoir de chaleur que constitue cette mer quasi-fermée explique aussi un fonctionnement particulier du bilan climatique. A titre d'exemple elle est régulièrement citée comme une zone critique (« hot-spot ») dans les rapports sur le changement climatique futur et par ailleurs elle apparaît comme une zone de transition entre l'Europe et l'Afrique que l'on classe dans l'un des deux continents suivant les cas. On renvoie le lecteur à l'article de Bolle (2003, chapitre 2) qui donne une vue d'ensemble sur le climat, sa variabilité, ses tendances futures et les impacts. Cet article relève aussi une interaction complexe d'échelle, illustrant cela sur le cycle de l'eau, la végétation et le climat, sans oublier les flux de carbone ou d'autres gaz à effet de serre, les feux de forêt et les aérosols (cf. Figure 18 de son article). En conclusion on renvoie le lecteur à la Figure 17 de cet article qui donne la carte des vents régionaux sur la zone méditerranéenne et des structures de plus grande échelle. On trouvera également dans l'ouvrage l'article de Douguedroit et Norrant (2003) qui analyse l'évolution des précipitations dans cette région, accusant un net déficit au cours des cinquante dernières années, ceci étant modulé localement par l'orientation des versants. En conclusion Bolle (2003) insiste sur ce que des campagnes comme EFEDA (European Field Experiment in a Desertification-threatened Area) ou le réseau MED-HYCOS (observation du cycle de l'eau pour la région méditerranéenne) nous ont appris et ce qui reste à mieux comprendre. Signalons pour finir d'autres projets comme RICAMARE et aussi des plans d'action à caractère plus politique comme le Plan Bleu (www.planbleu.org), qui s'intéresse spécialement aux ressources en eau (voir la projection de celles-ci en 2025). Nous passons maintenant à l'analyse des simulations des modèles numériques de climat sur cette région.

1. Régionalisation du climat : les techniques

L'intérêt prononcé pour connaître les effets concrets du climat a encouragé à développer des techniques de régionalisation aussi bien en Prévision Numérique du Temps que pour la simulation du climat. En effet lors des nombreux colloques avec des élus locaux sur le changement climatique, on entend souvent la question suivante : quel sera le climat de ma

région à l'échéance 2100 si l'on est dans le scénario élevé de réchauffement de + 6°C (cf. GIEC, 2007). Cette question à laquelle l'ONERC a tenté de répondre en utilisant les résultats du projet IMFREX sur la France et en suggérant approximativement un doublement de l'élévation régionale de température reste sujette à discussion. D'une part des effets locaux peuvent influencer notablement ce résultat, d'autre part la température est une variable sensible pour les impacts mais son rôle est souvent indirect, alors que d'autres phénomènes météorologiques seront plus importants à analyser (précipitations, ressources en eau, tempêtes). D'où la nécessité de faire la régionalisation du climat pour mieux connaître les composantes régionales du climat. Ainsi les techniques de régionalisation des modèles ont été largement développées pour tirer profit de la puissance de calcul disponible en augmentant la résolution du modèle, ce qui permet une meilleure représentation du relief, du contraste terre-mer, ... bref du forçage local. C'est ainsi que l'on représente de mieux en mieux les précipitations dans un modèle de prévision en augmentant la résolution, ce qui représente plus finement le relief. Trois techniques principales ont été développées (Juvanon du Vachat, 1994). La plus courante utilise le couplage avec un modèle de grande échelle, grâce à une zone tampon où l'on mélange les deux solutions. Ainsi le modèle de grande échelle impose le forçage à grande échelle, sans rétroaction de la petite échelle. On peut faire cette rétroaction grâce à la technique dite de « nesting », utilisée opérationnellement pour un modèle de prévision aux USA et également pour des modèles non-hydrostatiques de méso-échelle. Il y a enfin la technique de maille variable qui permet un zoom sur la zone d'intérêt et qui peut se pratiquer en différences finies (en coordonnées latitude, longitude par exemple), en éléments finis (modèle canadien) ou en coordonnées spectrales avec la technique utilisée pour le modèle Arpège à Météo-France (Courtier et Geleyn, 1988). L'avantage de cette technique est de disposer d'un modèle global, d'avoir le couplage entre la petite échelle et la grande échelle, mais le prix à payer se trouve dans une résolution assez limitée dans la zone d'intérêt, disons 50 Km pour rester dans une gamme de simulations climatiques significatives. De la même façon d'ailleurs le modèle LMD/IPSL qui a une maille régulière sur le globe, possède aussi une version zoom pour simuler le climat régional. On dispose ainsi en France de deux types de simulations climatiques régionales sur les régions d'intérêt. Ce sont ces deux simulations comparées que l'on retrouve dans les grands exercices de simulations conduits en France pour des besoins français (programme GICC du MEDAD), pour des programmes européens (PRUDENCE, ENSEMBLES) et aussi plus récemment pour le 4ème exercice d'évaluation du GIEC qui vient de se terminer en 2007.

Nous examinons maintenant les particularités de la simulation numérique du climat qui résident dans les différents types de forçage utilisés, avant de passer aux résultats obtenus sur la Méditerranée (§2). Voici en résumé les problèmes rencontrés en s'inspirant de Giorgi et Mearns (1999). Bien que la technique du modèle à domaine limité ait été utilisée depuis très longtemps en prévision numérique ce n'est que depuis les années 1990 que l'on a vu son développement pour des modèles de climat régionaux. Dans les années 1995, une véritable communauté de modélisateurs s'est constituée et des projets d'intercomparaison de modèles ont vu le jour. C'est aussi à cette époque que des programmes de formation comme START l'utilisent comme pièce centrale dans leur dispositif de formation. Voici quelques unes des conclusions auxquelles aboutissent Giorgi et Mearns (1999). On se place dans le cadre du couplage avec définition dans une zone tampon des champs de grande échelle par le modèle global de climat. Tout d'abord on ne peut forcer le modèle intérieur par des moyennes climatologiques du modèle de grande échelle, même pour obtenir les moyennes de ce modèle ! Ceci provient du fait que la climatologie du modèle intérieur est déterminée par un équilibre dynamique entre l'information du couplage (à grande échelle) et la dynamique et la physique (paramétrisations physiques) de ce modèle à petite échelle. Le problème des erreurs possibles du modèle de grande échelle est important, puisque plus le modèle de grande échelle

est bon, plus le modèle à maille fine est bon, comme l'ont souvent expérimenté les spécialistes de la modélisation (André Robert, comm. pers.). Dans le même ordre d'idées la question du domaine utilisé en relation avec la résolution est importante. On recherche une zone débordant largement la zone d'intérêt, mais se greffent aussi des considérations climatiques, voire de couvert (végétation ou lac) de la zone considérée. On observe en général un rapport entre les résolutions du modèle « coupleur » et celles du modèle couplé de l'ordre de 3 à 8, ce chiffre pouvant aller jusqu'à 10, avec le risque de générer des ondes de gravité à éliminer. On a aussi la possibilité de superposer plusieurs couplages comme dans le modèle opérationnel canadien ou la génération Améthyste en France. Finalement après une discussion sur les autres techniques de couplage (couplage bi-directionnel, technique spectrale en domaine limité), la question des paramétrisations physiques est aussi abordée, identifiant que pour certaines d'entre elles (nuages-rayonnement-microphysiques) le problème est similaire à la grande échelle. En résumé avec cette technique de régionalisation, on obtient une amélioration substantielle des champs de précipitations et de température, en particulier lorsque l'on couple avec des analyses (erreurs de 5-30 % et 0,5-2°K respectivement). C'est ce qui explique que ces techniques soient utilisées dans un grand nombre de régions et de situations climatiques différentes. Cependant si l'on observe de bons résultats à l'échelle du mois ou de la saison, où l'on améliore le modèle de grande échelle, c'est l'inverse à des échelles journalières (du moins vers la fin des années 1990) ! On conclut ce paragraphe avec le modèle Arpège-Climat dont on trouvera les principaux résultats sur l'Europe comme illustration finale dans Déqué et Piedelièvre (1995). On arrive ainsi à bien reproduire les variations saisonnières et géographiques des principaux paramètres climatologiques en Europe. Examinons maintenant ce qu'il en est plus spécifiquement en Méditerranée.

2. Régionalisation du climat : les résultats en Méditerranée

Les résultats que l'on va présenter ici s'inspirent des trois articles suivants : Gibelin et Déqué (2003), Li et al. (2006), enfin Somot et al. (2007). **Le premier article** utilise la technique d'étirement de grille avec le modèle Arpège-climat et une résolution de 0,5 ° sur la Méditerranée. Il nous présente des comparaisons entre deux simulations de 30 ans en comparant les périodes 1960-1989 et 2070-2099. On utilise le scénario B2 du GIEC et une température de la mer prescrite mensuellement pour la période récente et déduite d'observations et de simulations couplées pour les projections 2070-2099. On fait la comparaison du modèle à maille variable avec la résolution grossière uniforme, pour en montrer l'intérêt. On illustre les résultats des trois principales simulations réalisées sur la température de surface et les précipitations. On obtient un réchauffement général de la température en toutes saisons, et une augmentation des précipitations en hiver sur la partie Ouest de l'Europe, alors que la réduction de la moyenne annuelle des précipitations s'accompagne d'une diminution du contenu en eau du sol, qui pourrait entraîner des problèmes de ressources hydriques.

Li et ses collaborateurs (2006) font la comparaison des deux modèles régionaux français sur la Méditerranée. Il s'agit du modèle Arpège-Climat précédent et du modèle LMDZ (modèle du LMD avec Zoom), tous deux avec une haute résolution sur la Méditerranée. Cette fois les périodes simulées sont les suivantes : 1970-1999 pour le contrôle et 2070-2099 pour les projections avec le scénario A2 du GIEC. On fait aussi la comparaison avec le modèle global de climat du GFDL. Il nous faut en plus la température de surface de la mer, obtenue par les modèles globaux de climat LMD (noté IPSL), Arpège (noté CNRM) ou GFDL. On a ainsi réalisé les quatre simulations suivantes : LMDZ/IPSL¹, LMDZ/CNRM², LMDZ/GFDL³, ARPEGE/CNRM⁴, en notant /X le modèle global couplé atmosphère-océan qui fournit la température de la mer. On s'intéresse principalement au cycle hydrologique et on examine le déficit annuel moyen en eau (Evaporation – Précipitation) qui varie de 13 mm/an pour la

simulation (3) à 180 mm /an pour (4), et qui vaut 96 mm/an pour (1) et 131 mm/an pour (2). Le réchauffement exprimé en W/m^2 varie de 3,6 (1) à 5,8 (2) si l'on excepte la simulation (3) donnant 11,9 W/m^2 . On illustre ainsi à l'aide de ces quatre simulations à la fois l'incertitude d'un même modèle en changeant la condition de surface, ce que l'on fait avec trois modèles globaux atmosphère-océan (simulations 1, 2 et 3), ou en changeant le modèle à haute résolution lui-même (simulations 2 et 4).

Un autre aspect intéressant de ce travail est l'impact du réchauffement climatique sur la circulation thermohaline de Méditerranée, en utilisant les simulations précédentes et une version haute résolution (1/8ème de degré) du modèle de circulation océanique OPA. On obtient ainsi un probable ralentissement de cette circulation qui peut être calculé précisément sous les quatre différents scénarios : température et salinité dans la partie supérieure (0-250m de profond) ou inférieure (en dessous de 250 m) de la mer Méditerranée, mais aussi transport de masse au détroit de Gibraltar. On peut ainsi voir la diminution du transport de masse et voir comment elle varie en fonction des divers réchauffements obtenus par les différents scénarios.

Le troisième article de Somot et collaborateurs (2006) perfectionne les études précédentes en utilisant en plus du scénario Arpège-Climat (50 km) un modèle de circulation océanique de 10 Km de résolution. Il s'agit alors de simulations sur la période 1960-2100 avec le scénario A2 du GIEC à partir de l'an 2000. Il s'agit à la fois de déterminer l'évolution océanique, mais aussi la réponse de ce forçage au climat européen en général. Ceci donne d'ailleurs une idée des incertitudes des scénarios futurs de changement climatique pour l'Europe, dans le cadre du projet européen PRUDENCE, auquel cette étude contribue. A titre d'illustration on trouve en figure 1 la température de surface (2m) en Europe issues de ces simulations, il s'agit des anomalies entre la période de référence climatologique 1960-1999 et les projections 2070-2099 (en haut l'hiver, en bas l'été). On observe ainsi une rétroaction importante de la Méditerranée dans son ensemble sur le climat européen. Ce qui peut se traduire par des variations de 2° à 3°C en hiver et de 4 à 5°C en été en France, mais pouvant aller jusqu'à 6°C sur une majeure partie du domaine l'été. Pour les précipitations (voir Somot et al., 2006) on observe un important contraste entre la partie Nord du domaine, avec une augmentation en hiver de l'ordre de 0, 5 mm/jour et le déficit de la même quantité en été, alors que dans la partie Sud (Afrique du Nord) on observe un assèchement important.

Conclusion

Le climat méditerranéen se présente comme une zone de contrastes et d'interactions de différentes échelles avec une combinaison compliquée de flux d'énergie, de vapeur d'eau, de gaz à effet de serre et un réservoir de chaleur important de la mer Méditerranée quasi-fermée.

On a présenté la technique de simulation numérique régionale qui devient un outil couramment utilisé par les communautés de chercheurs et aussi un appui à des plans d'action politiques (Plan Bleu, ...) pour les décideurs. On a appliqué cette technique au bassin méditerranéen, dans le cadre de trois types d'expériences. Ceci a fourni une masse importante de résultats susceptibles d'intéresser les géographes pour leur interprétation. Enfin la Méditerranée reste un terrain d'expérimentation important pour mieux comprendre les phénomènes (expérience future Hymex, 2009-2012), ce qui nécessitera des simulations numériques pour encadrer et structurer les bases de données recueillies.

Références bibliographiques

- Bolle H.J., 2003. Mediterranean climate: Variability and trends. *Series Regional Climate Studies, Springer Verlag*, 372 p.
- Courtier Ph. and Geleyn J.F., 1988. A global numerical weather prediction model with variable resolution. Applications to the shallow water equations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 1321-1346.
- Déqué M., Piedelièvre J.-P., 1995. High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, **11**, 321-340.
- Gibelin A.-L., Déqué M., 2003. Anthropogenic climate change the mediterranean region. The results of a variable numerical model of climate. *Climate Dynamics*, **20**, 327-339.
- GIEC, 2007. Rapport du Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat. Voir le site www.ipcc.int, notamment le groupe II.
- Giorgi F. and Mearns L. O., 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 6335-6352.
- Juvanon du Vachat R., 1994. Panorama de la prévision numérique à échelle fine ou à domaine limité. *La Météorologie, 8^e série*, **6**, 31-47.
- Li L., Bozec A., Somot S., and Crépon M., 2006. Modelling regional-scale climate change of the Mediterranean. *Clivar Newsletter Exchanges*, **Vol.11**, N°2, avril 2006.
- Somot S., F. Sevault, M. Déqué and Crépon M., 2006. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. Submitted to *Global and Planetary change*, Special issue "MedClivar".

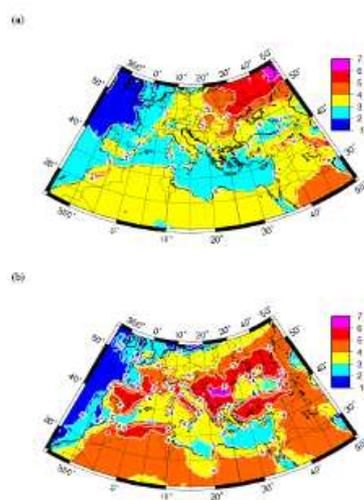


Figure 4: Same as Figure 1 but for 2-meter temperature (a) in winter and (b) in summer (in °C).

Figure 1. Anomalie de température à 2m (°C) entre la période 1960-1999 et 2070-2099 (hiver en haut, été en bas, Somot et al., 2006).

VARIABILITE CLIMATIQUE, ENVIRONNEMENT ET MENINGITE CEREBROSPINALE EN MILIEU SAHELIEEN DU NORD CAMEROUN

KENFACK TAKOUGANG Théophile¹, TSALEFAC Maurice², ZANINETTI Jean-Marc³

1-Université de Yaoundé I, kentheoliv@yahoo.fr

2-Université de Yaoundé I, mtsalefac@hotmail.com

3-Université d'Orléans, Laboratoire CEDETE, jean-marc.zaninetti@univ-orleans.fr

Résumé : *Le but de cette étude est d'évaluer les parts respectives du climat et des facteurs sociodémographiques dans l'évolution actuelle de la méningite cérébrospinale (MCS) dans l'Extrême-Nord Cameroun à partir de la confrontation des relevés mensuels des paramètres météorologiques (pluies, températures, humidité relative, direction et vitesse des vents) de la station de Kaélé et du nombre de cas de MCS enregistrés dans les formations sanitaires des arrondissements de Kaélé et de Moutourwa. Les résultats constatent une évolution en phase des cas de MCS avec les températures élevées, les vents violents de direction nord-est (Harmattan). Cependant, les migrations des personnes, la promiscuité, la pauvreté etc. sont des facteurs socio-démographiques qui amplifient l'action du climat. Ces indicateurs permettent alors d'envisager la prévision ou mieux l'anticipation des épidémies dans cet espace et ainsi assurer le bien-être des populations.*

Mots-clés : *Climat, méningite cérébrospinale, méthodes, facteurs socio-démographiques.*

Abstract: *The aim of this study is to evaluate respective parts of climate, social and demographic factors in the recent evolution of cerebrospinal meningitis (CSM) in Far-North Cameroon from confrontation of monthly statements of the weather parameters (rains, temperatures, relative humidity, direction and speed of the winds) of the weather station of Kaélé and the number of cases of C.S.M recorded in the medical formations of subdivisions of Kaélé and Moutourwa. The results show the simultaneous development of CSM cases with high temperature, violent wind of north east direction (Harmattan). Nevertheless, migrations of the people, promiscuity, poverty etc. are social and demographic factors that amplify climate impact. These indicators permit to view predictions or better prevent the spread of epidemics in this space and so insure the well-being of populations.*

Key words: *Climate, cerebrospinal meningitis, methods, social and demographic factors.*

Introduction

Les questions sur l'avenir des pays du sahel africain préoccupent depuis plus de quatre décennies la communauté scientifique. Ceci du fait du constat marquant du réchauffement global dont les effets sont encore mal ou sous évalués. Certains s'interrogent sur les déséquilibres et les crises environnementales, sanitaires... qui pourront affecter cette zone en mutation rapide. Déjà, de nombreuses maladies en expansion rapide, telle la méningite cérébrospinale (MCS), affectent des populations de plus en plus nombreuses (cf. fig. 1). Dans cette étude, nous avons choisi les arrondissements de Kaélé et de Moutourwa dans l'Extrême-Nord du pays (cf. fig. 2), comme pôle d'expérimentation dans l'espace sahélien camerounais en vue de mesurer le poids du climat, de l'environnement, des traditions et des pratiques humaines sur la MCS.

1. Contexte de l'étude

La MCS est l'un des principaux problèmes de santé publique dans l'Extrême Nord Cameroun (97% des cas enregistrés dans tout le pays chaque année). En particulier, les arrondissements de Kaélé et de Moutourwa qui ont enregistré le plus grand nombre de cas de méningite entre 2002 et 2005 (avec 23% de décès dus à cette maladie). Nous nous intéressons donc à l'incidence de la MCS sur une surface de **11 785 km²** qui abrite environ **160 907** habitants. Les Mundang, Guiziga, Tupuri et Fulbé sont groupés dans les villages à une moyenne de **90 hab/km²**. La population est féminine à hauteur de **51,3 %**. Les jeunes dominant la structure par âge et seulement **22 %** sont scolarisés. La plupart arrêtent leurs

2. Méthodologie

2.1. Données

Notre étude s'appuie sur :

- **Les relevés mensuels** des températures, précipitations, de l'humidité relative, de la vitesse et de la direction des vents. Ces données ont été extraites des carnets d'observation de temps et des tableaux climatiques mensuels (TCM) disponibles à Kaélé où on trouve l'unique station météorologique de toute la région d'étude.
- **Les cas de MCS** enregistrés dans **13** aires de santé réparties sur toute la zone d'étude. Ils ont été notifiés sur les fiches de surveillance de maladie à potentiel épidémiologique (MAPE) et les registres de consultations quotidiennes des hôpitaux.
- **Les données socio-démographiques** issues des enquêtes semi-structurées, réalisées auprès de **216** ménages et d'une trentaine de personnels médicaux.

2.2. Méthode de traitement

- L'incidence de la MCS sur les populations est analysée à partir des taux d'attaque et d'attaque spécifique de la MCS pour 100000 habitants prescrits par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS).

- Les **5** classes d'âge préconisées par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) à savoir : [- de **1** an] ; [1 à **4** ans [; [**5** à **14** [; [**15** à **44** ans [; [**45** ans et + [, ont été retenues pour établir la répartition des cas par âge. De même, les fiches MAPE précisent le sexe de chaque malade, ce qui a permis de ressortir l'incidence de la MCS sur les deux catégories (masculin, féminin).

- L'impact des paramètres météorologiques sur la MCS s'appuie sur la superposition des courbes élaborées à partir des valeurs centrées - réduites (indices).

- Enfin, la statistique descriptive appliquée sur les enquêtes auprès des ménages et des personnels médicaux a permis de déceler les facteurs socio-démographiques pouvant avoir un impact réel sur la maladie.

3. Résultats

3.1. Vulnérabilité variable dans l'espace et le temps

Si l'on considère la période d'observation qui s'étend de janvier 2002 à décembre 2005 au plan purement spatiale, Kaélé apparaît comme l'arrondissement qui a été le plus vulnérable à la MCS, que ce soit sur la base de la distribution de fréquence que sur celle des taux d'attaque pour 100 000 habitants dans toute la zone. Mais les taux d'attaque spécifique relèvent le contraire (cf. tab. 1). L'évolution de cas de MCS a été croissante à Moutourwa depuis 2003 tandis que dans l'arrondissement de Kaélé, les cas ont régressé et se sont presque stabilisés (cf. fig. 3).

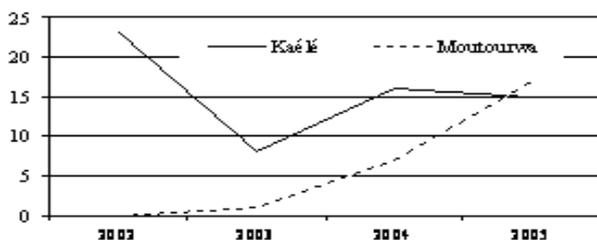


Figure 3. Variations interannuelles des synthèses de cas de MCS dans les 2 arrondissements entre janvier 2002 et décembre 2005.

	Kaélé	Moutourwa
Nombre total de cas	62	25
T _a pour 100000 Hbts	45	17
T _{as} pour 100000 Hbts	60	71
<i>Source : enquête de terrain</i>		

Tableau 1. Incidence spatiale de la MCS.

3.2. Jeunes masculins, plus vulnérables que le sexe féminin

Par ailleurs, au plan démographique, l'incidence de la MCS a été élevée chez les jeunes. Les hommes ont été plus vulnérables que les femmes (cf. tab. 2 et 3).

	Masculin	Féminin	Total	% masculin
Kaélé	32	30	62	51.613
Moutourwa	15	10	25	60
Total	47	40	87	
%	54.02	45.97		

Tableau 2. Répartition des cas de MCS par sexe.

	- 1 an	0 - 4	5 - 14	15 - 44	45 et +
Kaélé	3	11	27	20	1
Moutourwa	2	10	8	5	0
Total	5	21	35	25	1
%	5,7	24,2	40,2	28,8	1,14

Tableau 3. Répartition des cas de MCS par âge.

3.3. MCS, maladie saisonnière liée au climat et aux pratiques des populations

D'un point de vue spatio-temporel, on peut relever que l'épidémie de MCS se concentre entre février et mai, quelque soit l'arrondissement. La superposition des courbes d'incidence de la maladie et des données climatiques disponibles semble indiquer que cela est lié à l'élévation des températures et l'augmentation des vitesses moyennes des vents de direction N-E et à la chute de l'humidité relative. Mais, la variabilité est la règle et les modèles de corrélation simple et multiple n'ont pas encore été mis en oeuvre, ce qui ne permet pas encore d'étayer fermement ces hypothèses.

En raison des disparités spatiales de l'incidence de la MCS dans les 2 arrondissements pourtant soumis, à peu près, aux mêmes conditions météorologiques pendant les épidémies, on s'intéresse aux facteurs socio-démographiques identifiés par les populations enquêtées (cf. tab. 4). On présente particulièrement les avis des personnels médicaux qui dissocient les paramètres favorables à l'apparition de la maladie de ceux ayant un impact dans sa diffusion (cf. tab. 5).

Facteurs socio-démographiques	% des ménages favorables
Migrations	61
Pauvreté	13
Production d'aérosols	13
Promiscuité	10
Faible niveau d'instruction	3

Tableau 4. Pourcentage des ménages favorables en fonction des facteurs socio-démographiques liés à la MCS.

Facteurs socio-démographiques	Personnel de santé l'identifiant comme favorisant à la survenue (%)	Personnel de santé l'identifiant comme favorisant la diffusion (%)
Faible couverture vaccinale	37,1	31,9
Consommation d'alcool	35,7	10,8
Promiscuité	27,2	28,6
Production d'aérosols	0	28,7

Tableau 5. Répartition du personnel selon leur avis sur les facteurs socio-démographiques influençant la MCS.

4. Analyse

4.1. Explication provisoire fondée beaucoup plus sur les facteurs socio-démographiques difficilement mesurables

La différence observée dans l'incidence de la MCS dans les 2 arrondissements permet d'apprécier la pertinence des facteurs autres que le climat dans l'apparition et la diffusion de cette maladie dans l'Extrême-Nord Cameroun. La présence de cas chaque année confirme que notre zone s'intègre dans la « ceinture méningitique » où l'endémie affecterait entre 2500 et 200 000 personnes et exposerait une population à risque estimée à 300 millions d'habitants

(IRD, 2005). La forte incidence de la MCS dans l'arrondissement de Moutourwa peut s'expliquer par la faible couverture vaccinale de la population qui fréquente peu les formations sanitaires (30,3 % seulement). Entre 1966 et 2002, le centre médical d'arrondissement (CMA) de Moutourwa était la seule formation sanitaire de référence de cet arrondissement. Depuis 2002, l'Etat a créé des centres de santé intégrée (CSI) à Mouda, Titing, Foulou..., ce qui a permis d'enregistrer plusieurs nouveaux cas, notamment le record de 20 cas à Titing entre 2002-2005. Avant cette politique de rapprochement des soins, les malades se tournaient vers la médecine traditionnelle, voire des sorciers, ou tout simplement mouraient à domicile. Cependant, la vulnérabilité des personnes face à la MCS semble sélective. Les effets conjugués du climat et des autres facteurs favorables à la MCS agiraient de façon sélective. En raison de leur vulnérabilité relative et bien plus de leur forte représentativité dans la population (65% de la population camerounaise selon le sociologue Nga Ndongo en 2006), les jeunes sont les plus atteints. La faible attaque des personnes âgées (20% des cas) pourrait être liée au concept d'« *immunité naturelle* » proposé par BIRON et al (1969) car « *les récurrences sont rares chez un même sujet* ». Même si cette hypothèse n'a pas été confirmée par d'autres, on peut provisoirement confirmer la déclaration de Tougourdi A. : « *la méningite cérébro-spinale atteint surtout le sujet jeune, plus particulièrement les enfants d'âge scolaire (5-14 ans) et enfin les garçons sont plus atteints que les filles* » (1984). En effet, malgré la proportion élevée des sujets de sexe féminin au sein de la population, la MCS a atteint plus d'hommes que de femmes (54,1% vs 45,9%).

4.2. Pertinence des facteurs présumés d'apparition et de diffusion de la MCS dans la zone

La MCS a un cycle triennal (Biron, 1969 cité par Ndembiyembe F.1980). C'est ce qui explique, en partie, le peu de cas enregistrés entre 2002 et 2003 dans toute la zone. Il y a une synchronie entre évolution de cas et « *temps d'harmattan* ». L'harmattan charrie les poussières en suspension. Il dessèche et fissure les muqueuses rhinopharyngées et favorise la pénétration des germes dans le sang. On peut cependant considérer que le rôle des paramètres météorologiques est parfois surestimé (Besancenot, 2005). La MCS est certes « *une maladie à transmission directe, mais pas seulement liée à l'harmattan* » (Besancenot et al,2004). L'endémicité de cette maladie est aussi entretenue par les populations qui n'ont pas toujours le réflexe, ni les moyens de se rendre à l'hôpital (taux de fréquentation des hôpitaux de 18 % à Doumrou dans l'arrondissement de Kaélé). Malgré le fait que l'Etat, à travers le centre d'approvisionnement en produits pharmaceutiques (CAAP), organise chaque année des campagnes de vaccination de masse à 250 Fcfa, que les vaccins anti-méningococciques A et C peuvent conférer une immunité de 3 ans, que les cas de récurrences sont rares chez un même individu (« *immunité naturelle* » de Biron, 1969), qu'un traitement au Chloramphénicol[®] suffit pour stopper la diffusion de cas, les mauvaises traditions persistent. Les populations consomment beaucoup d'alcool (90%) et ne se vaccinent pas avant les épidémies sous prétexte qu'on leur introduit plutôt les germes des maladies. Bien plus, elles soutiennent que « *les boissons alcoolisées inhibent l'action nocive du méningocoque* », ce qui est loin d'être scientifiquement prouvé. Par ailleurs, les migrations, la promiscuité (étant incluses les regroupements en plein air comme les funérailles, célébrations culturelles, sport ...) en saison sèche peuvent contribuer à l'affaiblissement de l'organisme (en favorisant des infections telles les rhinites, bronchites, rhinobronchites et bronchopneumonies) et exposer les populations au risque lié à la MCS. Tous ces facteurs sont donc, à raison, appelés des « *diffuseurs* » de la MCS (Salleras et al, 1999 cité par IRD 2005).

5. Discussion

Cette étude de cas montre l'importance de la prise en compte de tous les paramètres présumés dans le risque lié à la MCS dans les arrondissements de Kaélé et de Moutourwa, elle

permettra de produire plus tard, dans une approche par SIG, des modèles spatio-temporels qui seront utiles tant à la compréhension qu'à la prise de décisions. La statistique descriptive ou de position (calcul des indices et superposition de courbes dérivées) appliquée ici, permet uniquement d'identifier les facteurs les plus présents dans notre zone. Elle ne mesure pas le degré d'importance de chacun d'eux de telle sorte qu'on puisse obtenir une équation ou une droite de régression linéaire, tel que le recommandent le plus souvent les modèles mathématiques applicables aux études de relations entre variables plus ou moins quantifiables (IRD,2005). L'analyse de l'incidence de la MCS permet d'ores et déjà de combler le déficit, encore observé, des études récentes sur la situation de la MCS au Cameroun. Elle offre ainsi l'opportunité d'une meilleure participation du pays aux travaux du 'réseau de la méningite à méningocoque', organisés chaque année par l'OMS depuis 2003.

Conclusion

De ce qui précède, on possède des indicateurs environnementaux et socio-démographiques qui peuvent avoir un impact sur l'apparition et la diffusion de la MCS dans les arrondissements de Kaélé et de Moutourwa dans l'Extrême-Nord Cameroun où une population importante est exposée au risque. Nous envisageons de mettre au point un SIG permettant de concevoir des modèles de suivi, de surveillance, d'évaluation et de gestion du risque lié à la MCS. Mais il faudrait au préalable promouvoir d'avantage l'interdisciplinarité et surtout développer la collaboration des différents services sollicités ainsi que la participation de la population locale et la prise en compte de son avis. Cependant, les SIG nécessitent un volume important de données pour arriver à des conclusions proches de la réalité. Nous comptons poursuivre nos observations pour y parvenir.

Références bibliographiques

- Besancenot J.P. & al, 1997. « *Weather conditions and cerebrospinal meningitis in Benin (Gulf of Guinea, West Africa)* », *Eur. J. Epidemiol.*, 19997; **13**: pp. 807-15.
- Besancenot J.P., Handschuumancher P., Ndione J.A., MBAYE et Loaidi K., 2004. « *Climat eau et santé au sahel oust africain* », in *Sécheresse* ; **15**(3) :233-42-1.
- Dutertre J. et Alary J.-C., 1973. « *Essai d'élaboration d'un modèle épidémiométrique pour la méningite* » in *Méd. Trop.*, volume 33 - no **2**.
- IRD, 2005. *Conception et mise en œuvre de systèmes multi-agents en épidémiologie : Climat et société dans l'apparition et de la diffusion de la méningite au Sénégal (le cas de Niakhar)*. In <http://www.ur079.ird.fr/programmes/projets/LV/fichiers/biblio-senegal.html>, 4p.
- Lapeysonnie L., 1963. *La méningite cérébrospinale en Afrique*, Bulletin OMS 1963 ; **28**(suppl. 1), pp. 3-114.
- Lemberzat B., 1961. *Les populations païennes du Nord-Cameroun et de l'Adamaoua*, Paris, PUF, 252 p.
- Michael and al., 2003. *Climate change and health: Risks and responses*, editors WHO, WMO, UNEP, Geneva
- Ndembiyembe F., 1980. *Contribution à l'étude de la méningite purulente de l'enfant*, Université de Yaoundé I, thèse de doctorat en médecine, 58 p.
- OMS, 2000. « *Détecter une épidémie de méningocoque dans les pays à forte endémicité en Afrique, Recommandations de l'OMS* ». *REH*, 2000, **75**, 306-309.
- Remy G., 1982. « *Etudes épidémiologiques et approches géographiques des maladies en Afrique tropicale* ». Mélanges pour un dialogue. Introduction. *Cah Et Afric* 1982 ; **22** :pp. 9-12.
- Safaïssou S., 1977. *Influence des facteurs météorologiques sur la morbidité méningitique en zone sahélienne : exemple de Maroua (Nord-Cameroun)*, Université de Yaoundé I, CUSS, Thèse de doctorat en médecine, 41 p.
- Tougordi A., 1984. *Etude descriptive d'une épidémie de méningite cérébrospinale dans les départements du Diamaré et de Kaélé : aspects cliniques, épidémiologiques et résultats thérapeutiques*, Université de Yaoundé I, CUSS, Thèse de doctorat en médecine, 175 p.

ESTIMATION DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE (A L'EST DU RHONE) A LA FIN DU XXI^{ème} SIECLE (2071-2100)

LAUFFENBURGER Mireille ¹, DOUGUEDROIT Annick ²

1 Université Saint-Quentin-en-Yvelines, SSH, 47 boulevard Vauban, 78047 Guyancourt, France

Email : mireille.lauffenburger@hotmail.fr

2 Institut de géographie, UMR 6012 ESPACE, 29 Av. R. Schuman, 13621 Aix en Provence, France

Tel : 0033(0)442953871, Email : Annick.Douguedroit@univ-provence.fr

Résumé : L'étude réside dans l'estimation du réchauffement climatique pour la fin du XXI^{ème} siècle (2071-2100) à une échelle régionale, le sud-est de la France à l'est du Rhône, à partir de données compilées et analysées à l'échelle planétaire. Nous avons ainsi effectué la comparaison entre les températures moyennes annuelles trentenaires observées (1971-2000) et celles simulées par le modèle climatique de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) pour le XXI^{ème} siècle (2071-2100). Les résultats illustrent bien les limites de la modélisation climatique à l'échelle globale et la nécessité de la prise en compte des caractéristiques thermiques régionales.

Mots-clés : Changement climatique, Désagrégation régionale, Température, Sud-est de la France.

Abstract: The study consists in the regional warming estimation for the end of the 21st century in the South East of France (East of Rhône river) on the basis of the data compiled and analyzed at the global level. In this way we have done a comparison between mean annual temperatures observed in the South East of France and those simulated by the IPSL climate model (Institute Pierre Simon Laplace). Results well illustrate modelling limits and the necessary use of regional thermal characteristics.

Key words: Climate change, Downscaling, Temperature, South-east of France.

Introduction

Le travail de recherche s'inscrit dans la problématique de l'estimation du réchauffement climatique d'origine anthropique à une échelle régionale, celle du sud-est de la France à l'est du Rhône alors que, jusqu'à maintenant, un tel type d'étude repose essentiellement sur des simulations de modèles numériques du climat à l'échelle globale. L'une des principales limites de ces derniers réside dans le fait que seule une valeur moyenne par variable est calculée pour caractériser une maille du modèle dont la résolution spatiale est de 2°5 de latitude et longitude ne donnant ainsi qu'une valeur moyenne pour un espace dans lequel la température peut varier de façon très significative (Dufresne *et al.*, 2006 ; Braconnot, 2006).

Notre but est ainsi de proposer une méthode de désagrégation pour obtenir une simulation du réchauffement climatique en termes de moyennes annuelles plus pertinente à l'échelle régionale que celle affichée par un modèle climatique à l'échelle globale (Lauffenburger, 2007). Dans le contexte actuel de changement climatique, cette estimation à partir des résultats d'un modèle climatique sur un espace régional (le sud-est de la France) présente d'autant plus un intérêt majeur que la région d'étude est caractérisée par une grande diversité morphologique, climatique et paysagère et que les enjeux économiques liés à ce possible changement pourraient être considérables (activités agricoles et touristiques, écosystèmes naturels...).

1. Les données et la méthode

La validation des données et de la méthode a porté sur la comparaison entre les températures moyennes annuelles calculées à partir des moyennes mensuelles simulées par le modèle numérique du climat de IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) et celles issues de 60 postes climatiques pour la série temporelle 1971-2000 et non aux réanalyses du Centre Européen, comme c'est généralement le cas pour les modèles numériques du climat.

1.1. Les données climatiques et les simulations climatiques

Le sud-est de la France possède un réseau relativement dense de postes climatologiques mesurant la température de l'air. La zone d'étude recouvre plus précisément, au sud de la limite des cols entre Alpes du nord et du sud, les départements des Alpes-de-Haute-Provence (04), des Hautes-Alpes (05), des Alpes Maritimes (06), des Bouches-du-Rhône (13), de la Drôme (26), du Var (83) et du Vaucluse (84) (fig. 1). Pour cette région, 60 stations météorologiques du réseau de Météo-France possédant des séries complètes de température pour la période 1971-2000 appartiennent ont été sélectionnées (fig. 2). Cette sélection se distingue également par une distribution spatiale relativement uniforme sur l'ensemble de la zone d'étude (Moisselin *et al.*, 2002). Les variables explicatives sont les caractéristiques des postes de mesure telles que les coordonnées géographiques et l'altitude.

L'existence de différentes régions homogènes sur le plan thermique dans le sud-est de la France a été réalisée par de nombreux travaux (Douguédroit, 1977, Douguédroit et de Saintignon, 1981, Carréga, 1994). Trois grands ensembles homogènes dans le domaine thermique s'individualisent dans notre zone d'étude, les Alpes du sud – Provence intérieure, le Littoral (Côte d'Azur et Littoral varois) et la Vallée du Bas-Rhône (avec la Provence occidentale) (fig. 2). L'ensemble de la vallée du Rhône se caractérise par des hivers plus froids et des étés plus chauds à altitude égale que les vallées provençales et préalpines. Le littoral méditerranéen possède un climat plus doux l'hiver avec des amplitudes saisonnières plus faibles que les Alpes du Sud - Provence collinéenne.

Nous avons comparé les données observées avec les données de « température de l'air » de sortie du modèle climatique général (GCM) de (IPSL). Notre choix s'est porté sur les dernières simulations disponibles, celle dite « XX^{ème} siècle » (1971-2000) pour la version LMDz du GCM et celle dite « XXI^{ème} siècle » (2071-2100) (Dufresne *et al.*, 2006). Pour les simulations, nous avons retenu la moyenne des deux points de grille du modèle (figure 1). En effet, si l'on retient la moyenne de ces neuf points de grille, le régime thermique moyen de l'intérieur, trop influencé par la localisation des points de grille situés dans la Mer Méditerranée, est de type maritime. Par ailleurs, le gradient thermique vertical du modèle LMDz moyenné sur les deux points de grille ($\nabla T = -0,635^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) reste bien supérieur aux gradients réels moyens observés.

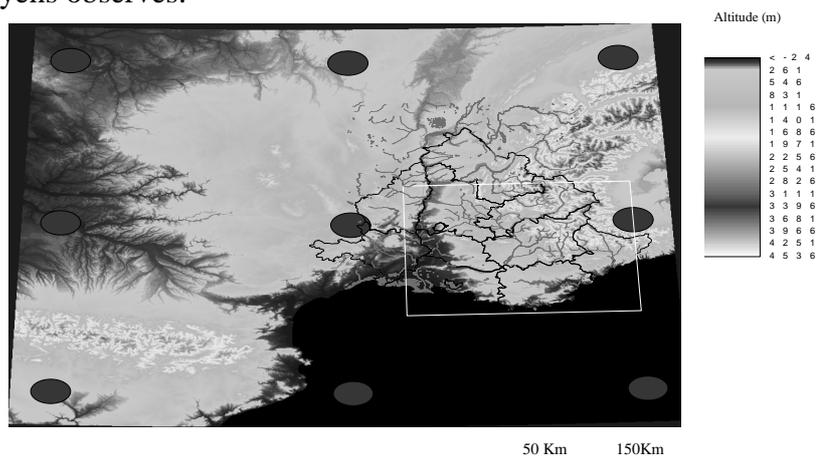


Figure 1. La zone d'étude du sud-est de la France (définie dans le rectangle blanc : au nord la limite des Alpes du sud, à l'est la frontière italienne, à l'ouest le fleuve Rhône et au sud le littoral) et les points de grille du modèle LMDz retenus (les deux points à l'ouest et à l'est de la zone d'étude : $44^{\circ}4'N-3^{\circ}8'E$ et $44^{\circ}4'N-7^{\circ}5'E$).

Sources : MNT GTopo© 30 USGS (30'') et IPSL.

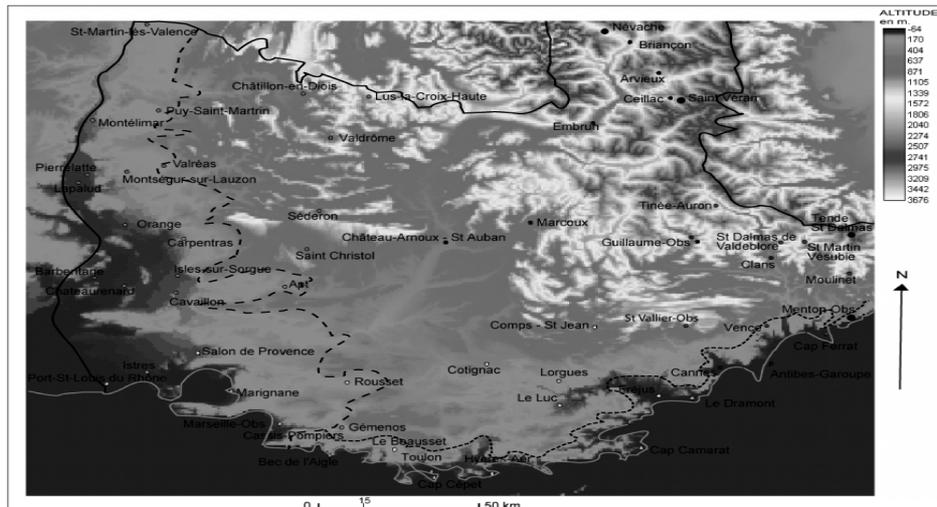


Figure 2. Localisation des stations et les limites des trois régions thermiques : tireté entre Alpes du sud-Provence intérieure et Vallée du Rhône, trait noir entre Alpes du Sud - Provence intérieure et Littoral.

Sources : Météo France, Douguédroit et de Saintignon, 1981, Douguédroit 1977, MNT GTopo© 30 USGS (30'')

1.2. La méthode : de l'échelle planétaire à l'échelle locale

L'intérêt de notre travail est d'utiliser les valeurs moyennes simulées à l'échelle d'une maille du modèle climatique de l'IPSL et de leur appliquer différentes corrections de l'effet de l'altitude, selon les caractéristiques topographiques et thermiques de la région d'étude.

La méthode s'est déroulée en trois étapes. La première a consisté en la reconstitution des températures moyennes simulées pour la période 1971-2000 par le modèle de l'IPSL selon l'altitude des postes climatologiques utilisés dans le sud-est de la France à l'est du Rhône, à l'aide de la régression linéaire qui lie la température à l'altitude sous la forme d'une équation du premier degré de la forme : $T = T_0 + \nabla t \cdot Z$ où T est la température à l'altitude Z , T_0 la température au niveau de la mer et ∇t le gradient thermique vertical (Douguédroit et de Saintignon, 1981 ; Carréga, 1994 ; Lauffenburger *et al.*, 2006).

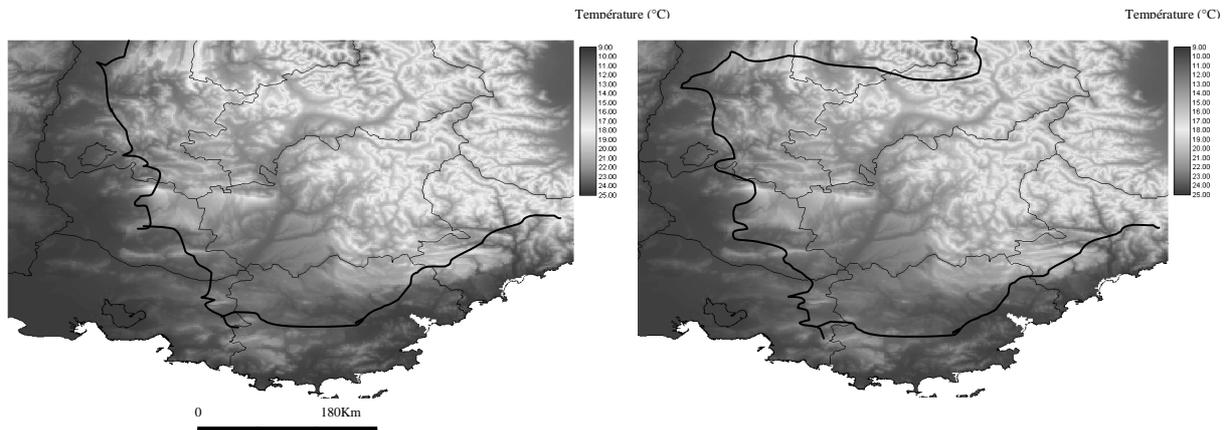
La deuxième étape s'est attachée à la comparaison, pour la période 1971-2000, entre les températures moyennes annuelles observées et celles simulées par le modèle de l'IPSL après correction de l'effet de l'altitude selon les trois sous-ensembles thermiques. Nous avons ainsi déterminé et analysé, pour cette période, les écarts thermiques moyens annuels entre les données simulées par le modèle de l'IPSL (Dufresne *et al.*, 2006) et celles observées pour les trois ensembles thermiques régionaux. Ces écarts thermiques moyens ont permis d'établir la validité à accorder aux évaluations thermiques issues de la modélisation de l'IPSL à la fin du XX^{ème} siècle (1971-2000) dans le sud-est de la France à l'est du Rhône.

Enfin, la troisième étape a consisté à établir les températures moyennes annuelles estimées pour le réchauffement à la fin du XXI^{ème} siècle (2071-2100) dans chacun des trois sous-ensembles thermiques de la région étudiée. D'abord nous avons estimé après correction de l'effet de l'altitude selon les trois sous-ensembles thermiques, les écarts des températures moyennes annuelles entre la simulation retenue pour le XX^{ème} siècle (1971-2000) et la simulation du climat futur (2071-2100) (Lauffenburger, 2007). Cette démarche nous a permis d'établir les écarts entre les simulations climatiques selon les altitudes réelles des trois régions thermiques. Puis, nous avons ajouté les écarts établis, pour les trois régions thermiques, entre les températures moyennes annuelles observées et celles simulées par le modèle de l'IPSL que nous avons corrigées de l'effet de l'altitude pour le XX^{ème} siècle (1971-2000), aux écarts corrigés des températures moyennes annuelles entre la simulation pour le XX^{ème} siècle (1971-2000) et la simulation pour le XXI^{ème} siècle (2071-2100) (Lauffenburger, 2007). Pour ces

régions, les différences d'estimation de la température moyenne pour la « Simulation XXI^{ème} » (2071-2100) selon les trois scénarios SRES retenus sont représentatives des caractéristiques de chaque scénario en termes d'émissions de concentration de gaz à effet de serre (GES). En effet, le scénario SRES-A2 correspond à l'estimation la plus forte du réchauffement climatique, le scénario SRES-A1B à l'estimation intermédiaire et SRES-B1 possède l'estimation la plus faible (IPCC, 2007).

2. La synthèse des résultats

L'estimation des températures annuelles moyennes pour 2071-2100 dans les trois régions thermiques étudiées est représentée sur les figures 3 obtenue à l'aide d'un SIG (IDRIDI32©) (Lauffenburger, 2007). Les résultats montrent que les températures moyennes annuelles trentennaires estimées pour le XXI^{ème} siècle (2071-2100) sont supérieures à celles observées de 1971-2000 de 6°75C pour le scénario SRES-A2, de 6°26C pour le scénario SRES-A1B et de 5°1C pour le scénario SRES-B1 (non représenté) en moyenne pour les trois régions thermiques étudiées. Les estimations des scénarios SRES-A1B et SRES-A2 pour un réchauffement climatique dans le sud-est de la France semblent les plus envisageables pour la fin du siècle des trois scénarios climatiques alors que le scénario SRES-B1 sous-estimerait l'évolution des températures moyennes de l'ordre de 1 à 2°C en moyenne.



Figures 3. Estimation des températures moyennes trentennaires (2071-2100) pour le scénario SRES-A2 (figure de gauche) et pour le scénario SRES-A1B (figure de droite) et le déplacement des limites thermiques régionales. Carte réalisée à l'aide du SIG IDRIDI32© et du MNT Gtopo©. (Sources : Météo France, IPSL).

Les résultats de la comparaison, pour la période 1971-2000, entre les températures moyennes annuelles observées et celles simulées par le modèle de l'IPSL après correction de l'effet de l'altitude selon les trois sous-ensembles thermiques montrent que plus l'altitude est élevée ou faible plus les résultats des simulations s'écartent des observations. En effet, les valeurs moyennes des températures simulées corrigées à l'aide des gradients thermiques verticaux et des températures ramenées au niveau zéro à l'altitude de chaque station climatique retenue donnent des valeurs moyennes pour les trois régions thermiques. L'effet altitudinal est alors sous-estimé, notamment dans les Alpes du sud où il joue le plus grand rôle. L'analyse comparative entre observations et simulations établit que le modèle du LMDz simule des températures moyennes annuelles inférieures de l'ordre de 2°C par rapport aux observations pour l'ensemble régional. La non-prise en compte des forçages naturels dans la simulation utilisée peut expliquer en partie, la marge d'erreur introduite dans les écarts de température moyenne entre les données observées et celles simulées (1971-2000) (Dufresne *et al.*, 2006). Par ailleurs, à l'échelle des trois régions thermiques, la région du Littoral varois – Côte d'Azur possède les écarts thermiques entre les températures moyennes annuelles

trentenaires estimées (2071-2100) et celles observées (1971-2000) les plus forts et la région de la vallée du Bas-Rhône – Provence occidentale les plus faibles.

Les estimations du réchauffement de la région du Littoral donnent ainsi des températures moyennes sur 30 ans (2071-2100) très élevées pour cette région. La région du Littoral varois – Côte d'Azur pourrait connaître ainsi un réchauffement moyen bien plus important en 2071-2100 par rapport aux deux autres régions thermiques du sud-est de la France. En comparaison aux « fourchettes » des moyennes de température annoncées pour les scénarios SRES en moyenne mondiale des maxima, la région du Littoral dépasse ces estimations de 2°03C pour le scénario SRES-A2, de 2°54C pour le scénario SRES-A1B et de 2°48C pour le SRES-B1.

Pour la région des Alpes du sud – Provence intérieure centrale et orientale, les écarts thermiques entre les températures moyennes annuelles trentenaires estimées (2071-2100) et celles observées (1971-2000) sont très proches des écarts thermiques moyens calculés pour la moyenne des 60 stations de la région d'étude (respectivement de 6°26C pour la simulation SRES-A1B, de 6°75C pour celle du SRES-A2 et de 5°1C pour celle du SRES-B1). L'estimation du réchauffement se situe pour la région des Alpes du sud – Provence intérieure centrale et orientale au-delà des estimations moyennes mondiales des maxima des fourchettes des scénarios, de l'ordre de 1°85C (SRES-A1B et SRES-B1) et de 1°38C (SRES-A2).

Pour la région de la vallée du Bas-Rhône – Provence occidentale, les écarts thermiques entre les températures moyennes annuelles trentenaires estimées (2071-2100) et celles observées (1971-2000) sont respectivement de 5°18C pour le scénario SRES-A1B, de 5°67C pour le scénario SRES-A2 et de 4°01C pour le scénario SRES-B1. Contrairement aux deux autres régions thermiques, les écarts thermiques de la région de la Vallée du Bas-Rhône – Provence occidentale sont supérieurs dans une moindre mesure (de 1°08C) aux écarts thermiques moyens calculés pour la moyenne des 60 stations de notre région d'étude pour les trois scénarios SRES. Ainsi en comparaison avec les « fourchettes » des moyennes mondiales des maxima de température annoncées pour les trois scénarios, l'estimation du réchauffement se situe pour la région de la vallée du Bas-Rhône – Provence occidentale au-delà de la borne supérieure des estimations des trois scénarios mais de façon moins importante que pour les deux autres régions thermiques (de +0°98C pour le scénarios SRES-A1B, de +0°47C pour le scénarios SRES-A2 et de +0°91C pour le scénarios SRES-B1).

Ces résultats peuvent être expliqués en partie par le fait que les projections affichées par l'ensemble des modèles climatiques avec une augmentation de la température moyenne comprise entre 1°5 et de 5°8C pour la fin du XXI^{ème} siècle à l'échelle globale (IPCC, 2007) correspondent à des résultats à l'échelle planétaire (valeurs moyennes à la surface des continents et des océans). Or, le réchauffement climatique est plus important à la surface des continents qu'à celles des océans (IPCC, 2007). La température moyenne estimée pour la fin du XXI^{ème} dans le sud-est de la France est ainsi plus élevée que les valeurs moyennes globales affichées par l'IPCC. De plus, au niveau de la France, le réchauffement climatique est plus important dans le sud-est, l'explication peut résider dans l'importance du rôle joué par la Mer Méditerranée, source de chaleur, du fait de l'inertie thermique de cette mer (IPCC, 2007).

Enfin, au vu des résultats des températures moyennes estimées sur 30 ans pour 2071-2100, les limites établies par l'ER 30 pour délimiter thermiquement les trois régions étudiées ne sont plus respectées (ER 30, 1980 ; Douguédroit et de Saintignon, 1981 ; Douguédroit, 1977). Nous assisterons dès lors à la fin du XXI^{ème} siècle, d'une part, à un déplacement vers le nord de la limite thermique établie entre les Alpes du sud – Provence intérieure et le Littoral (Côte d'Azur et Littoral varois), et d'autre part, à un glissement vers l'est de la limite entre les Alpes du sud – Provence intérieure et la vallée du Bas-Rhône – Provence occidentale.

Les résultats des températures moyennes estimées (2071-2100) sont ainsi satisfaisants en comparaison aux simulations régionales des modèles climatiques HadCM3 et ECHAM4 (Räisänen *et al.*, 2003). En effet, les simulations régionales des températures moyennes pour la fin du XXI^{ème} siècle du modèle climatique du Hadley Center HadCM3 et du modèle allemand ECHAM4 prévoient un réchauffement de l'ordre de 6 à 7°C pour le scénario SRES-A2 et de l'ordre de 5°C pour le scénario SRES-B2 dans le sud-est de la France.

Conclusion

Nous avons proposé, pour obtenir une simulation du réchauffement climatique en termes de moyennes annuelles plus pertinente à l'échelle régionale que celle affichée par un modèle climatique à l'échelle globale, une méthode de désagrégation qui a été appliquée au sud-est de la France à l'est du Rhône. Nous avons ainsi estimé les températures moyennes annuelles pour 2071-2100 des trois régions thermiques qui constituent cette région en utilisant les sorties des dernières simulations disponibles du LMD, « XX^{ème} siècle » (1971-2000) de la version LMDz et « XXI^{ème} siècle » (2071-2100) (Dufresne *et al.*, 2006). Les résultats obtenus sont cohérents avec d'autres recherches européennes (Räisänen *et al.*, 2003).

Dans le contexte actuel de changement climatique, son estimation présente un intérêt majeur pour la région du sud-est de la France, d'autant plus que la région d'étude est caractérisée par une grande diversité morphologique, climatique et paysagère et que les enjeux environnementaux et socio-économiques liés à ce changement pourraient être considérables (activités agricoles et touristiques, crise sanitaire, évolution des écosystèmes, alimentation en eau des agglomérations littorales, ...).

Références bibliographiques

- Braconnot P., 2006. Présentation du modèle GCM couplé LMDz de l'IPSL, LSCE-IPSL, Paris, 11 p.
- Carrega P., 1994. *Analyse spatiale, quantitative et appliquée : topoclimatologie et habitat*, Thèse d'Etat, Nice, 408 p.
- Douguédroit A., 1977. L'individualisation de la région climatique du Bas-Rhône, *Méditerranée*, **1**, 73-78.
- Douguédroit A. et De Saintignon M.-F., 1981. Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence, *Eaux et Climats, Mélanges géographiques offerts à Ch.-P. Péguy*, Grenoble, 179-193.
- Dufresne J.-L. *et al.* : 2006. Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL, *La Météorologie*, N° **55**, pp. 45-59.
- EQUIPE DE RECHERCHE (E.R.) N°30 du C.N.R.S., 1981 : Dix ans de carte climatique détaillée de la France au 1/250 000^e, *Eaux et Climats, Mélanges géographiques offerts à Ch.-P. Péguy*, Grenoble, pp 40-84.
- IPCC, *Climate Change, 2007: The Scientific Basis*, Summary for Policymakers, WMO – UNEP, approved at the 10th Session of Working Group I of the IPCC : Paris : Février 2007, Genève, 18 p.
- Lauffenburger M., 2007. *Estimation du réchauffement climatique dans le sud-est de la France à l'est du Rhône à la fin du XXIème siècle (2071-2100)*, Thèse de Doctorat, Géographie, Mention climatologie, Université Aix-Marseille1, 294 p.
- Lauffenburger M., Douguédroit A. et Kergomard C., 2006. Validation d'un modèle climatique dans le sud-est de la France, *Actes du XIX^{ème} colloque de l'AIC*, Epernay, 6-9 septembre 2006, 358-362.
- Le Treut H., 2000. Modeling the climate of the Future: Associated Uncertainties, *ERCA*, vol. **4**, 41-50.
- Moisselin J.-M. *et al.*, 2002. Changements climatiques en France au 20^{ème} siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures, *La Météorologie*, **38**, 45-56.
- Räisänen *et al.*, 2003. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios, *Climate Dynamics*, vol. **22**, pp 13-31.

Remerciements : Nos remerciements vont au Professeur H. Le Treut pour son accueil au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et à toute l'équipe du LMD: J.-Y. Grandpeix, J.-L. Dufresne, F. Hourdin, S. Bony, K. Laval, M.-P. Lefebvre, L. Fairhead, R. Franchisseur, M. Maherou, S. Jamili et tous les autres.

IMPACT DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA DYNAMIQUE DE LA VEGETATION PAR TELEDETECTION MOYENNE RESOLUTION A L'ECHELLE REGIONALE : LE CAS DE LA BRETAGNE

LECERF Rémi, PLANCHON Olivier, DUBREUIL Vincent, HUBERT-MOY Laurence

COSTEL CNRS - UMR 6554 LETG - IFR CAREN, Univ. Rennes 2, Pl. du R. H. Le Moal - 35043 Rennes Cedex
Mail : remi.lecerf@uhb.fr, olivier.planchon@uhb.fr, vincent.dubreuil@uhbfr, laurence.moy@uhb.fr

Résumé : Une série temporelle de fraction de couverture végétale verte (fCOVER) issue d'images satellites moyenne résolution MODIS de la NASA centrées sur la Bretagne a été utilisée dans l'objectif d'identifier l'origine des changements d'occupation du sol en région agricole intensive. Les facteurs climatiques de changement ont été identifiés en utilisant des séries de données météorologiques de précipitations et de températures. Les processus climatiques déterminant les changements de la couverture végétale ont été confrontés à la classification des types de temps de Hess-Brezowsky. Les résultats montrent que sur les périodes hivernales, les circulations atmosphériques méridiennes contribuent à une diminution des taux de couverture végétal hivernaux.

Mots-clés : MODIS, Variables biophysiques, Occupation du sol, Variabilité climatique.

Abstract: A time series of green vegetation cover fraction (fCOVER) issued from NASA MODIS medium resolution images and acquired over Brittany was used to identify land cover drivers of changes in intensive farming regions. The identification of climate drivers of changes was achieved using meteorological time series of precipitations and temperatures. The climate drivers of changes were compared to the Hess-Brezowsky classification. Results of this study highlight the dependency between meridian atmospheric circulation and the decrease of vegetation cover fraction during winter.

Key words: MODIS, Biophysical variables, Land cover, Climatic variability.

Introduction

Le suivi des régions agricoles intensives représente un enjeu considérable dans le cadre de l'étude du changement global. L'intensification de l'agriculture s'accompagne de manière générale d'une dégradation des ressources environnementales et contribue à modifier les échanges terre-atmosphère (Arrouays *et al.*, 2002; Tschardtke *et al.*, 2005). Les régions agricoles intensives sont caractérisées par des changements fréquents d'occupation et d'utilisation du sol. Si les conversions d'une classe d'occupation du sol à l'autre sont principalement le fruit des activités humaines, les modifications observées au sein d'un même type d'occupation du sol sont largement dépendantes de la variabilité climatique. Cette dernière influence particulièrement la gestion des cultures, les périodes de semis, les périodes d'apport en intrants et de récoltes. La variabilité climatique détermine également de manière naturelle l'activité de la végétation chlorophyllienne. L'objectif de cette étude est de suivre l'évolution des différentes cultures agricoles et d'identifier les paramètres climatiques menant à des modifications remarquables de la couverture végétale verte.

1. Terrain d'étude et données

Le terrain d'étude choisi est la Bretagne, région agricole intensive de l'Ouest français, exposée à un climat tempéré océanique. Plus de 60 % de la surface régionale sont voués à l'agriculture avec trois types majoritaires d'occupation du sol : les céréales, les maïs et les prairies. La Bretagne présente un paysage bocager caractérisé par une taille de parcellaire relativement fine. Les suivis de l'occupation et de l'utilisation du sol se sont principalement contentés de mettre en évidence des évolutions interannuelles à l'échelle locale à l'aide d'images satellites haute résolution (Corgne *et al.*, 2002). Aucune étude n'a été envisagée à l'échelle régionale dans l'objectif d'analyser la variabilité intra-annuelle des couverts

végétaux et les facteurs la déterminant. Ce travail s'intègre à un PRIR financé par la région Bretagne sur la période 2004-2007 sur l'observation et la caractérisation des changements d'occupation et d'utilisation du sol à l'échelle régionale. Cette étude s'intègre également au programme soutenu par la Fondation MAIF « *Dynamique des masses d'air et risques climatiques* ».

Actuellement, les modifications de la couverture végétale ne peuvent être identifiées qu'en utilisant des séries temporelles d'images satellites ou en effectuant des analyses de terrain. Les suivis de la couverture végétale sont souvent effectués à l'échelle locale à l'aide d'images à haute résolution ou à l'échelle continentale et globale à l'aide d'images à basse résolution. Depuis l'année 2000, des capteurs à « moyenne résolution », dont la taille du pixel se situe entre la basse résolution et la haute résolution spatiale ont fait leur apparition. Ces capteurs sont caractérisés par une résolution avoisinant les 250-300 m et une résolution temporelle variant entre 1 et 4 jours. Le premier capteur à moyenne résolution, MODIS, a été placé par la NASA sur la plate-forme EOS-AM1 (Terra) en orbite descendante et est opérationnel depuis février 2000. Il acquiert une information à 250 m de résolution tous les 1 à 2 jours dans le domaine spectral du rouge et du proche infrarouge.

2. Méthode d'identification des facteurs de changement de la couverture végétale

Afin d'identifier l'impact de la variabilité climatique sur l'évolution de la couverture végétale, deux séries de données ont été traitées : une série temporelle d'images satellites MODIS à 250 m de résolution et une série de données météorologiques. L'objectif a été d'estimer des variables biophysiques à partir des séries temporelles d'images de réflectance moyenne résolution pour mettre en évidence l'évolution des taux de couverture végétale chlorophyllienne verte (fCOVER). La série de données météorologiques a été utilisée dans l'objectif d'identifier les variations des températures et des précipitations menant à des changements d'occupation du sol. Une fois les situations climatiques menant à des changements déterminées, les types de circulation atmosphérique ont été identifiés en utilisant la classification des types de circulations de Hess-Brezowsky (1952).

2.1 Méthodes de traitement d'images satellites

Une série temporelle d'images satellites couvrant la période 2000-2007 a été constituée à partir de données journalières MODIS à 250 m de résolution (bande rouge et proche infrarouge). Seules les images acquises avec des angles d'observation inférieurs à 40° ont été conservées. Les images ont subi plusieurs phases de prétraitement : elles ont d'abord été corrigées des effets atmosphériques et des distorsions géométriques (Vermote *et al.*, 1997). Les images affectées par des nuages et leurs ombres portées ont ensuite été reconstruites en estimant les données manquantes à l'aide d'un réseau de Kohonen (Abdel Latif *et al.*, 2007). Puis, les séries temporelles reconstruites ont été lissées en utilisant des fonctions robustes (Lecerf *et al.*, 2005). Le modèle de transfert radiatif des couverts SAIL couplé au modèle de transfert radiatif des feuilles PROSPECT a été appliqué afin d'estimer des variables biophysiques parmi lesquelles la fraction de couverture végétale verte (fCOVER) et la brillance des sols (B_s) (Jacquemoud, 1993). Le modèle de transfert radiatif a été mis à disposition par F. Baret pour cette étude. Les séries temporelles de variables biophysiques constituées sont ainsi obtenues à un pas de temps de 15 jours et à une résolution de 250 m sur l'ensemble de la Bretagne.

Ces séries temporelles de variables biophysiques ont été utilisées pour classer les différents types d'occupation des sols sur la période d'étude en distinguant l'occupation hivernale des sols de l'occupation annuelle des sols. La classification des types d'occupation des sols a été effectuée à l'aide d'un arbre décisionnel utilisant les séries temporelles de fCOVER et de B_s .

(Friedl *et al.*, 1997). Les couverts végétaux ont été répertoriés sur l'arbre décisionnel en fonction de leur phénologie. Les classifications ont par la suite été validées à l'aide de cartes de l'occupation du sol issues du traitement d'images haute résolution (SPOT et LANDSAT) et de contrôles effectués sur le terrain.

Dans l'objectif de mettre en évidence les modifications de chacun des types de couvert végétal, des profils moyens de fCOVER ont été extraits des séries temporelles de variables biophysiques en utilisant les classifications précédemment validées. Les profils ont été extraits à la fois pour l'ensemble des types d'occupation hivernale et annuelle des sols.

2.2 Traitement des données météorologiques

Deux séries de données météorologiques ont été utilisées pour identifier les facteurs climatiques contribuant à des modifications des couverts végétaux. Une série de données mensuelles a été acquise auprès de Météo-France (*Climathèque*) pour 9 stations réparties uniformément sur le territoire breton pour la période 2000-2007 : Brest, Quimper, Lannion, Saint Briec, Rostrenen, Lorient, Vannes, Rennes et Dinard. Pour ces neuf stations, outre les séries de températures et de précipitations, le déficit d'évaporation a été calculé à partir de l'évapotranspiration réelle et potentielle. Le calcul de l'ETP a été réalisé à partir de la formule de Turc avec une réserve utile unique fixée à 125mm. Nous avons choisi de retenir les valeurs mensuelles du déficit d'évaporation ($DE = ETP - ETR$) afin de quantifier l'intensité du manque d'eau (Dubreuil, 2004).

Parallèlement, la série de données journalières de Rennes-Saint-Jacques provenant de la base ECA&D (*European Climate Assessment & Dataset* : <http://eca.knmi.nl>) a été utilisée pour identifier les variations journalières des températures et des précipitations menant à des changements (Klein Tank *et al.*, 2002). Ces données météorologiques ont permis d'identifier les jours de gel ainsi que les jours pour lesquels les précipitations ont été supérieures à 10 mm.

2.3 Classification des types de circulations

L'identification des types de circulations associés aux journées avec plus de 10 mm de précipitations et aux jours de gel a été réalisée au moyen de la méthode objective de classification des types de circulations de Hess-Brezowsky, développée par James (2007) dans le cadre du programme COST-733 (<http://www.cost733.org/>). La méthode de Hess-Brezowsky est fondée sur le champ de pression au niveau de la mer et le géopotentiel à 500 hPa au-dessus de l'Océan Atlantique Nord et de l'Europe (Hess et Brezowsky, 1952). La classification identifie 29 types de circulations ou GWL (Grosswetterlagen), regroupés en trois classes principales (zonal, mixte et méridien) ou en cinq grands types (GWT ou Grosswettertypen, utilisés dans cette étude). Cette méthode a initialement été développée et mise à jour par le PIK (*Potsdam Institut für Klimafolgenforschung*) pour caractériser la circulation atmosphérique et sa variabilité sur l'Océan Atlantique Nord et l'Europe.

3. Résultats

Sur la période étudiée, de l'année 2000 à 2007, trois diminutions des taux de couverture végétale supérieures à la normale ont été observées : lors de l'hiver 2000/2001, de l'été 2003 et de l'hiver 2005/2006.

L'hiver 2000/2001 remarquablement pluvieux a été caractérisé par une diminution des taux de couverture sur l'ensemble de l'occupation agricole des sols ainsi qu'une augmentation des surfaces de sols nus sur l'ensemble des terres cultivées. L'année 2001 a quant à elle été caractérisée par une augmentation franche des surfaces cultivées en maïs. La diminution des

taux de couverture hivernale des sols et l'augmentation des surfaces cultivées en maïs s'expliquent principalement par un nombre de jours de précipitations supérieures à 10 mm plus important que pour l'ensemble de la période 2000-2007 (fig. 1). L'augmentation des précipitations et de leur intensité a contribué à rendre les semis de céréales d'hiver et d'intercultures difficiles. L'augmentation des surfaces cultivées en maïs s'explique par une diminution des surfaces cultivées en céréales d'hiver. Les changements des taux de couverture végétale pour l'hiver 2000/2001 sont donc principalement le fait de l'augmentation de l'intensité des précipitations.

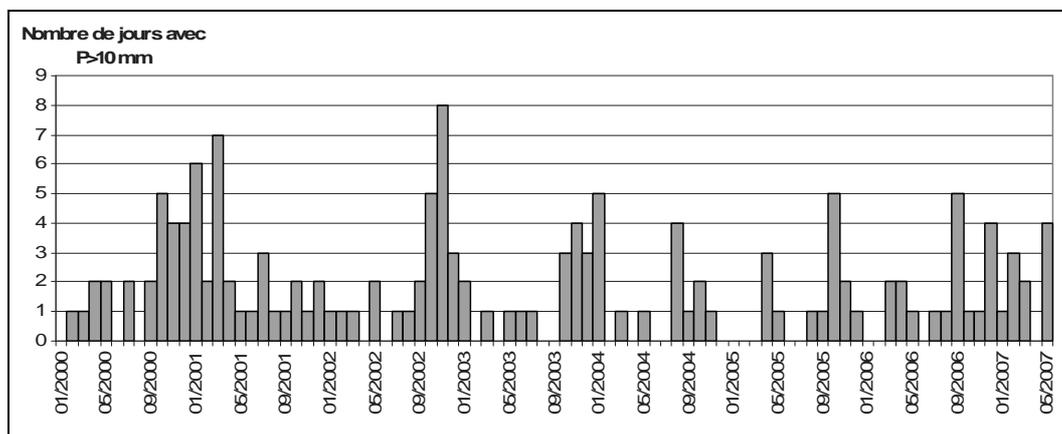


Figure 7. Nombre de jours mensuels avec des précipitations supérieures à 10 mm sur l'ensemble de la période 2000-2007 à la station de Rennes Saint Jacques.

Trois types de circulations atmosphériques (GWT) étaient associées aux journées avec plus de 10 mm de précipitations : les circulations de sud, de nord-ouest à nord ainsi que d'ouest (fig. 2). Ces trois types de circulations sont également ceux qui ont dominé durant l'hiver 2000/2001 dans son ensemble et expliquent sa forte pluviosité. La fréquence de ces types de circulations explique donc aussi une augmentation de l'intensité des précipitations.

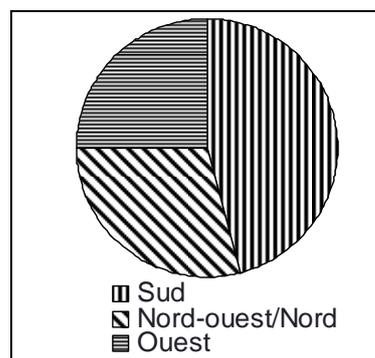


Figure 8. Part relative du type de circulation atmosphérique (GWT) selon la classification de Hess-Brezowsky pour les jours avec plus de 10 mm de précipitation sur l'hiver 2000-2001.

L'été 2003 a été, quant à lui, caractérisé par une diminution des taux de couverture végétale survenant à partir du mois de mai sur l'ensemble des prairies. Ces résultats ont déjà été mis en évidence à l'aide d'images à basse résolution (Dubreuil, 2004). Toutefois, l'utilisation d'images moyenne résolution a permis de préciser l'impact du manque d'eau en déterminant les types d'occupation et d'utilisation du sol affecté par celui-ci. En premier lieu, ce sont les prairies qui ont subi une diminution de leur taux de couverture végétale. Le taux de couverture végétale verte des surfaces cultivées en maïs a diminué précocement comparé aux profils moyens de fCOVER sur l'ensemble de la période 2000-2007. Les autres céréales étant récoltées au mois de juillet, celles-ci n'ont pas été affectées par le manque d'eau. Cette situation s'explique par un déficit d'évaporation débutant au mois de mai, se terminant au mois de septembre et particulièrement important au mois d'août (fig. 3), lié à la prédominance de situations anticycloniques (62,3 % du total des types de circulations, d'avril à septembre).

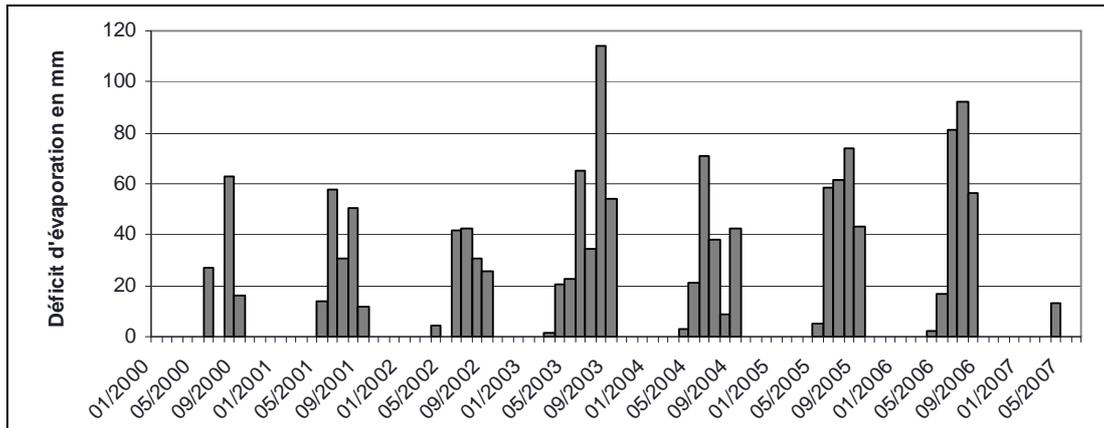


Figure 9. Déficit mensuel d'évaporation sur la période 2000-2007 pour la station de Rennes Saint Jacques.

Lors de l'hiver 2005/2006, la diminution des taux de couverture végétale était généralisée et a été observée à partir du mois de novembre avec les premiers jours de gel (fig. 4). Cette diminution a eu lieu pour l'ensemble des types d'occupation du sol. Toutefois elle se distingue nettement sur les intercultures, avec une baisse des taux de couverture survenant à partir des premiers jours de gel (fig. 5).

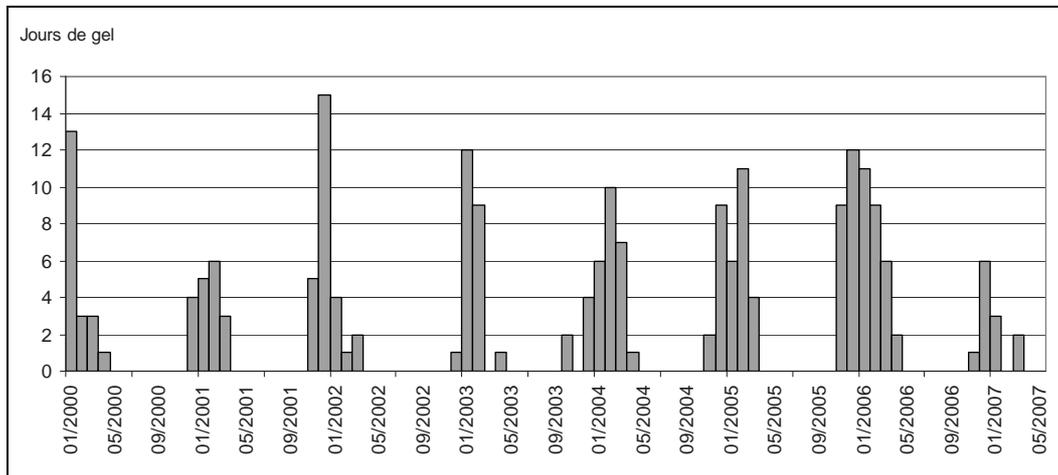


Figure 10. Nombre de jours de gel mensuel sur la période 2000-2007 pour la station de Rennes Saint-Jacques.

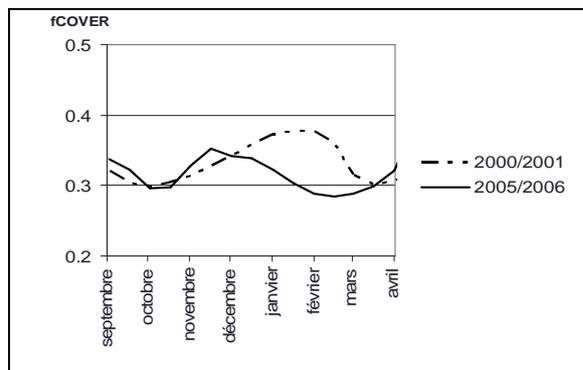


Figure 11. Evolution des taux de couverture des sols lors de l'hiver 2005/2006 comparé à l'hiver 2000/2001 pour l'ensemble des intercultures.

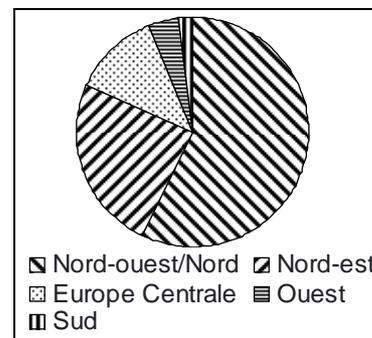


Figure 12. Part relative du type de circulation atmosphérique selon la classification de Hess-Brezowsky pour les jours de gel de l'hiver 2005/2006.

Les jours de gel étaient associés pour l'essentiel (plus de 80 % des cas) à des circulations de nord au sens large (nord-ouest à est : advections d'air froid) et à des situations à centre d'action (anticyclones essentiellement) sur l'Europe Centrale (fig. 6). Les circulations d'Ouest et de Sud surviennent de manière générale après plusieurs jours successifs de gel.

Conclusion

L'étude des variations de la couverture végétale à travers l'utilisation de séries temporelles d'images moyenne résolution de fCOVER conjointement à l'utilisation de la classification de Hess-Brezowsky permet de mettre en évidence les types de circulation atmosphériques menant à des changements de l'occupation et de l'utilisation du sol. Plus particulièrement, les changements observés lors de la saison hivernale semblent de préférence liés à des types de circulations atmosphériques méridiens provoquant de fortes précipitations dans le cas de circulations de sud et une forte baisse des températures lorsque les masses d'air proviennent du nord. Ces situations limitent le développement de la végétation chlorophyllienne. Sur les périodes estivales, une analyse plus détaillée semble nécessaire afin de lier le déficit d'évaporation à la baisse des taux de couverture.

Références bibliographiques

- Abdel Latif B., Lecerf R., Mercier G. et Soleiman B., 2007. Self-organizing map for surface characterization in time series. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'07*, 23-27 July 2007, Barcelone, Espagne, pp. 3847-3850.
- Arrouays D., Balesdent J., Germon J. C., Jayet P. A., Soussana J. F. et Stengel P., 2002. Stocker du carbone dans les sols agricoles en France. Expertise scientifique collective, INRA. Paris, INRA: 332 p.
- Corgne S., Hubert-Moy L., Barbier J., Mercier G., Solaiman, B., 2002. Follow-up and modelling of the land use in an intensive agricultural watershed in France. *Proceedings of SPIE, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology IV*, **4879**, 342-351.
- Dubreuil V., Lecerf, R., Hubert-Moy L., 2004. Analyse de la variabilité climatique interannuelle en région de paysage hétérogène (Bretagne) à partir de synthèses mensuelles NDVI à basse résolution, *17^{ème} colloque international de climatologie*, Mémoires de Caen, France, 8-10 septembre 2004, pp. 31-34.
- Friedl M. A. et Brodley C. E., 1997. Decision Tree Classification of Land-Cover from Remotely-Sensed Data. *Remote Sensing of Environment*, **61**(3): 399-409.
- Hess P., Brezowsky H., 1952. *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, **33**, 39 p.
- Jacquemoud S., 1993. Inversion of the PROSPECT+ SAIL canopy reflectance model from AVIRIS equivalent spectra: theoretical study, *Remote Sensing of Environment*, **44**(2): 281-292.
- James P.M., 2007. An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **88**: 17-42.
- Klein Tank A. M. G., Wijngaard J. B., Können G. P. *et al.*, 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment, *International Journal of Climatology*, **22**: 1441-1453.
- Lecerf R., Corpetti T., Hubert-Moy L. et Dubreuil V., 2005. Monitoring land use and land cover changes in oceanic and fragmented landscapes with reconstructed MODIS time series. *2005 International Workshop on the Analysis of Multi-Temporal Remote Sensing Images*, 16-18 May 2005, Biloxi, USA, pp 195-199.
- Tscharntke T., Klein A. M., Kruess A., Steffan-Dewenter I. et Thies C., 2005. Landscape perspectives on agricultural intensification and biodiversity - ecosystem service management, *Ecology Letters*, **8**: 857-874.
- Vermote E. F., Tanré D., Deuzé J. L., Herman M. et J-J, M., 1997. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S : An Overview, *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**(3): 675-686.

INDICATEURS BIOCLIMATIQUES ET IMPACTS SUR LES RESSOURCES EN EAU DANS LE CADRE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE A L'ECHELLE DU DEPARTEMENT DE L'HERAULT

LENOIR Philippe¹, LAGET Frédéric²

¹Conseil Général de l'Hérault

1000 rue d'Alco 34 087 Montpellier Cedex 4 – 04.67.67.67.67 – phlenoir@cg34.fr

²Association Climatologique de l'Hérault (ACH)

84 avenue d'Assas 34 000 Montpellier – 04.67.04.03.20 – ach.agrometeo@wanadoo.fr

Résumé : Le Conseil Général de l'Hérault, en partenariat avec l'Association Climatologique de l'Hérault (ACH), enregistre les paramètres climatiques depuis 1970 sur plus de 70 postes météo de référence. Grâce à la mise en place d'une base de données évolutive associée au réseau piezométrique du Conseil Général de l'Hérault, il est alors possible de suivre l'évolution des indicateurs bioclimatiques et des principales ressources souterraines de l'Hérault.

Mots-clés : Département de l'Hérault, Indicateurs bioclimatiques, Pluies efficaces, Ressources en eau.

Abstract: The General Council of Herault in partnership with the Climatological Association of Herault (ACH) record the climatic parameters since 1970 on more than 70 selecting climate stations. Thanks to the installation of an evolutionary database associated with the piezometric network of the General Council of Herault, it is then possible to follow the evolution of the bioclimatic indicators and the groundwater main resources of Herault.

Key words: Province of Herault, bioclimatic indicators, efficient rains, water resources.

Dans le département de l'Hérault, les contrastes de la géologie locale et du climat méditerranéen ainsi que la répartition très inégale des populations et de ses flux estivaux, font que l'eau est un enjeu majeur des politiques d'aménagement du territoire. Le changement climatique est un facteur de déséquilibre entre ressources et besoins dont il convient d'appréhender les effets. L'objet de ce rapport est de présenter les outils mis en œuvre dans le département de l'Hérault pour suivre les impacts sur la ressource en eau souterraine.

1. Une situation déjà tendue entre les ressources et les besoins en eau potable

Afin de garantir la disponibilité et la sécurité de l'alimentation en eau potable (AEP) sur son territoire, le Conseil général de l'Hérault a réalisé en 2005 un schéma d'alimentation en eau potable. Il a permis de dresser un état des lieux précis de la ressource et de la distribution d'eau potable, d'analyser les problèmes rencontrés, et d'élaborer des propositions de solutions. Ainsi, d'après ce schéma, ce sont plus de 100 Mm³ par an qui sont prélevés pour l'AEP, dont **90 % provenant de ressources souterraines**. Il a identifié des zones où l'adéquation entre les besoins en eau potable et les ressources en période de pointe (été) sont en équilibre précaire ou en déficit, notamment sur les zones littorales. En plus de l'impact sur la ressource liée à l'accroissement de la population (67 % de plus en été), les périodes de sécheresse et les fortes canicules influent sur les consommations. En 2003, du fait de la canicule, la consommation estivale a été de 13 % supérieure par rapport aux années qui l'encadrent (fig. 1).

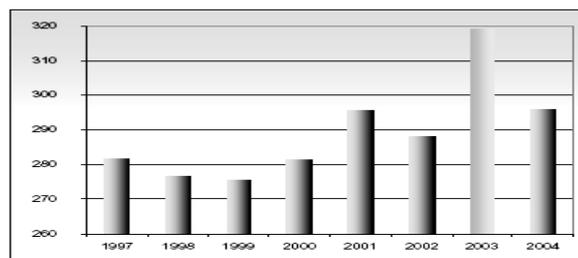


Figure 1. Prélèvements « distribution publique » en millions de m3. Total Gard, Hérault, Aude, Pyrénées Orientales. (Extrait fichiers Agence de l'Eau RMC).

2. Prise en compte du changement climatique

L'élévation anormale des températures à l'échelle d'un siècle, avérée par de nombreuses études scientifiques (rapports du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution Climatique - GIEC) risque de s'amplifier au cours des prochaines décennies. Ce changement climatique pourrait accentuer les déséquilibres entre besoins en eau et ressources disponibles. Les situations de crise seront autant dues à la réduction des ressources disponibles (modification du régime des pluies, allongement de la période d'étiage, etc.) qu'à l'augmentation des besoins associés au réchauffement du climat (augmentation des besoins d'irrigation des cultures, croissance des besoins de la population).

Fortes des constats décrits ci-dessus, les collectivités responsables de l'alimentation en eau potable des populations restent néanmoins relativement dépourvues de savoir-faire, de méthodes et d'outils opérationnels pour anticiper les risques de pénurie.

L'alimentation en eau potable de la population du département de l'Hérault est assurée à 92 % par des ressources en eaux souterraines. La connaissance de ces ressources est donc un enjeu majeur de la politique de l'eau du Conseil général de l'Hérault. Elle nécessite un suivi précis, en temps réel, de son état et de son évolution. A cet effet, le Département de l'Hérault a mis en œuvre un réseau départemental de suivi de l'évolution des niveaux des nappes.

Le Département de l'Hérault avec l'Association Climatologique de l'Hérault (ACH) enregistrent les paramètres climatiques depuis 1970 sur plus de 70 postes météo de référence. Grâce à la mise en place d'une base de données évolutive associée au réseau de suivi piézométrique du Département de l'Hérault, il est alors possible de suivre l'évolution des indicateurs bioclimatiques couplés avec celle des principales ressources souterraines.

3. Les indicateurs bioclimatiques

La prévention de modifications environnementales à venir demande des études locales sur les changements climatiques récents. Ces études doivent s'appuyer sur des indicateurs de référence. Ces derniers sont définis à partir de la base climatique départementale. Les paramètres pris en compte sont les précipitations, leurs efficacités, l'ETP (évapotranspiration) et les températures.

3.1. Indicateurs impactant sur la ressource

3.1.1. Cumul annuel des précipitations

Les précipitations sont un paramètre important à suivre sectoriellement car elles sont très variables dans le temps et l'espace surtout en climat méditerranéen.

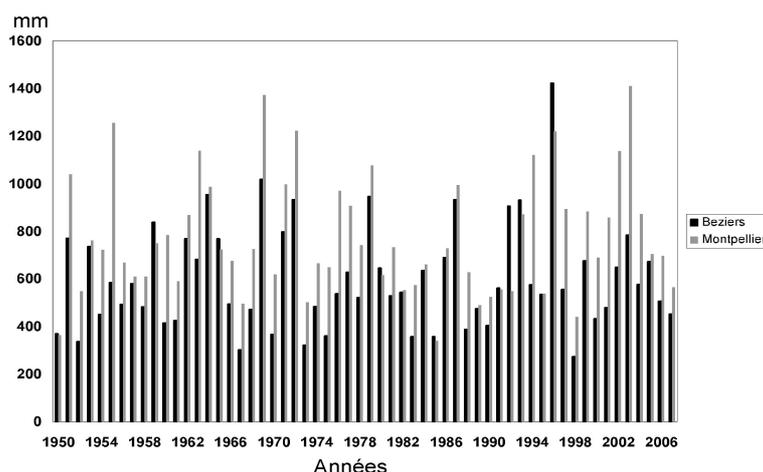


Figure 2. Evolution du cumul pluviométrique annuel en mm sur Béziers et Montpellier de 1950 à 2007.

Depuis 1950, les cumuls évoluent selon des cycles mais il n'est pas observé une tendance de baisse générale des précipitations (fig. 2).

3.1.2 Répartition saisonnière des précipitations

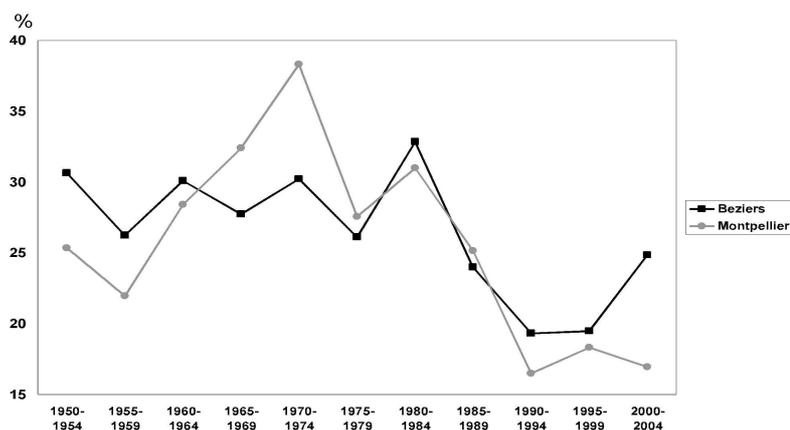


Figure 3. Evolution moyenne quinquennale de la part de précipitations hivernales en % par rapport au cumul total annuel entre 1950 et 2004 sur Béziers et Montpellier.

Les précipitations hivernales (janvier à mars) jouent un rôle très important dans la recharge en eau des sols et nappes aquifères. Depuis la fin des années 1980, la part de ces pluies a tendance à diminuer (fig. 3). Par ailleurs, il a été constaté que la part des précipitations de septembre a tendance à augmenter, ce qui pose le problème des inondations après une période sèche.

3.1.3. Efficience des précipitations

Sur le poste de référence de Montpellier, l'efficience des précipitations est analysée à l'aide des moyennes quinquennales à partir de 4 seuils. Ces seuils sont définis en fonction de l'efficacité des précipitations dans l'alimentation en eau des sols en profondeur (au delà des 50 premiers cm). Ainsi, une précipitation journalière inférieure à 10 mm aura une efficience très limitée car les cumuls sont insuffisants pour s'infiltrer correctement en profondeur. Des précipitations avec des cumuls journaliers compris entre 11 et 50 mm sont efficaces car elles pénètrent bien dans les sols. Au delà d'un cumul journalier de 50 mm/jour avec des intensités de pluies très fortes (>50mm/heure), les précipitations n'ont pas le temps de s'infiltrer et donc elles ruissellent. La pluie est par conséquent peu efficace pour l'alimentation hydrique des sols. Il faut ici aussi intégrer dans le raisonnement la pente du sol.

Depuis 2000, la part des fortes précipitations a tendance à augmenter.

Les indicateurs impactant sur la ressource en eau évoluent tant au niveau de la répartition saisonnière que de l'efficacité en eau. Ils vont dans le sens d'une moindre recharge des ressources en eau souterraine.

3.2. Indicateurs impactant sur la demande

Les deux indicateurs impactant le plus sur la demande en eau sont l'évapotranspiration (ETP) et les fortes températures (>30°C sous abri).

3.2.1. L'ETP

L'ETP (formule de Penman) est la somme des pertes en eau potentielle par évaporation du sol et par transpiration du végétal exprimée en mm. Elle est calculée depuis 1976 à partir de plusieurs paramètres (T°C, humidité, vent,...) enregistrés dans une station de référence départementale.

Il a été constaté que, dans le département de l'Hérault, l'ETP est la plus importante au printemps (300 mm soit 25% du cumul annuel) et surtout en été (500 mm soit 45% du cumul annuel) en relation avec les cycles végétatifs et les températures. C'est sur ces deux périodes (70% du cumul total) que l'augmentation de l'ETP est la plus importante depuis 1976 (fig. 4).

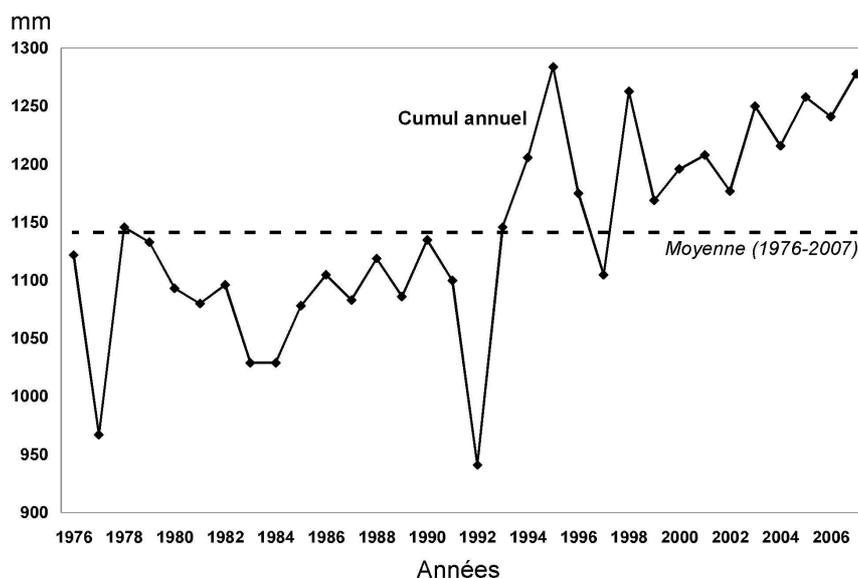


Figure 4. Evolution de l'ETP annuelle en mm sur le poste de référence de l'Hérault. Depuis la fin des années 1990, les valeurs augmentent et elles sont toujours supérieures à la moyenne.

3.2.2. Les températures : nombre de jours avec des T°C maxi supérieures à 30°C sous abri

Quand les températures maximales sont élevées (>30°C sous abri), la demande en eau augmente. Depuis 1950, le nombre de jours chauds augmente surtout depuis la fin des années 1980 (entre 20 et 50 jours). On constate une évolution dès le mois de juin d'où une augmentation de la demande en eau de plus en plus précoce.

On observe une évolution des indicateurs impactant sur une augmentation de la demande en eau surtout depuis la fin des années 1980.

4. Le réseau de suivi piézométrique du Département de l'Hérault

Le réseau départemental vise à obtenir une vision précise, continue et en temps réel des fluctuations du niveau des principaux aquifères sur l'ensemble du département et d'anticiper

les problèmes de ressource en eau. Ce réseau, qui comprend actuellement 23 points de mesure, vient en complément du réseau patrimonial réalisé sous maîtrise d'ouvrage du Ministère de l'Ecologie, du Développement et de l'Aménagement Durables et du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM). Le choix des points a été réalisé en fonction de l'importance de la ressource en eau souterraine et de l'existence de champs captants exploités pour l'alimentation en eau potable de collectivités. L'acquisition de la donnée, spécifique selon les sites, se fait au pas de temps horaire.

Le résultat de leur interprétation est adressé aux collectivités maître d'ouvrage une fois par an. En outre, un état de la ressource leur est transmis à intervalles rapprochés pendant l'été pour en améliorer la gestion. Ainsi, aux cours des périodes de sécheresse 2005, 2006 et 2007, le réseau a permis d'alerter plusieurs collectivités distributrices d'eau sur l'état de leur ressource. De ce fait, celles-ci ont pu prendre les mesures nécessaires pour assurer leur alimentation en eau potable pendant ces périodes difficiles.

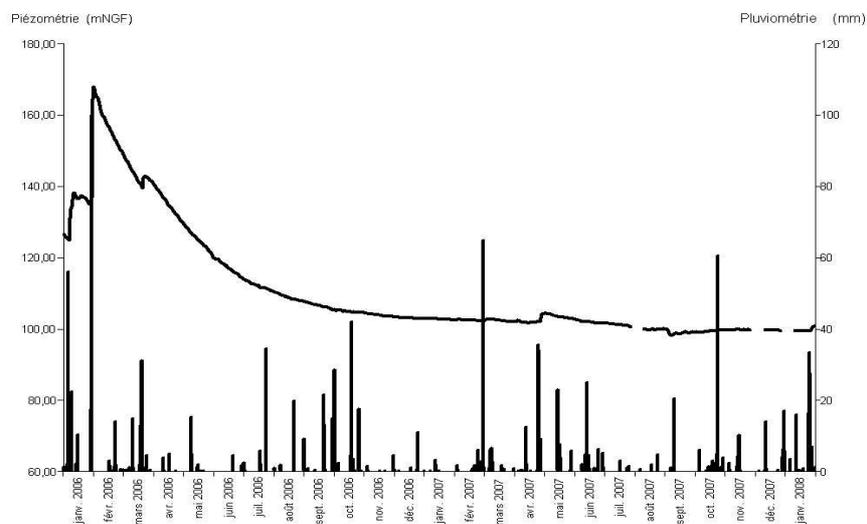


Figure 5. Commune de Villespassans : station piézométrique La Linquière, station météorologique Combebelle.

Dans l'exemple ci-dessus (fig. 5), il n'y a pas eu de véritable recharge de l'aquifère depuis janvier 2006 et les niveaux enregistrés fin 2007 sont très bas, les pluies des mois d'avril et octobre n'ayant apporté qu'une faible recharge. Il en est de même pour les pluies de janvier 2008. Dans la perspective d'une sécheresse aggravée en 2008, il a été conseillé au maître d'ouvrage, le SIAE du Vernazobres, de privilégier une autre ressource aussi longtemps que possible et de réserver l'utilisation du forage de La Linquière aux périodes de pointe.

L'ensemble des résultats sont intégrés au Réseau Fédérateur Eau et Milieux (RFEM). C'est un outil informatique d'aide à la connaissance sur l'eau et les milieux aquatiques. Il permet de suivre les niveaux et la qualité des aquifères du département à partir des réseaux de mesures départementaux, de comparer niveaux de nappes et pluviométrie locale et de mettre en relation les niveaux des aquifères et les prélèvements d'eau auxquels ils sont soumis.

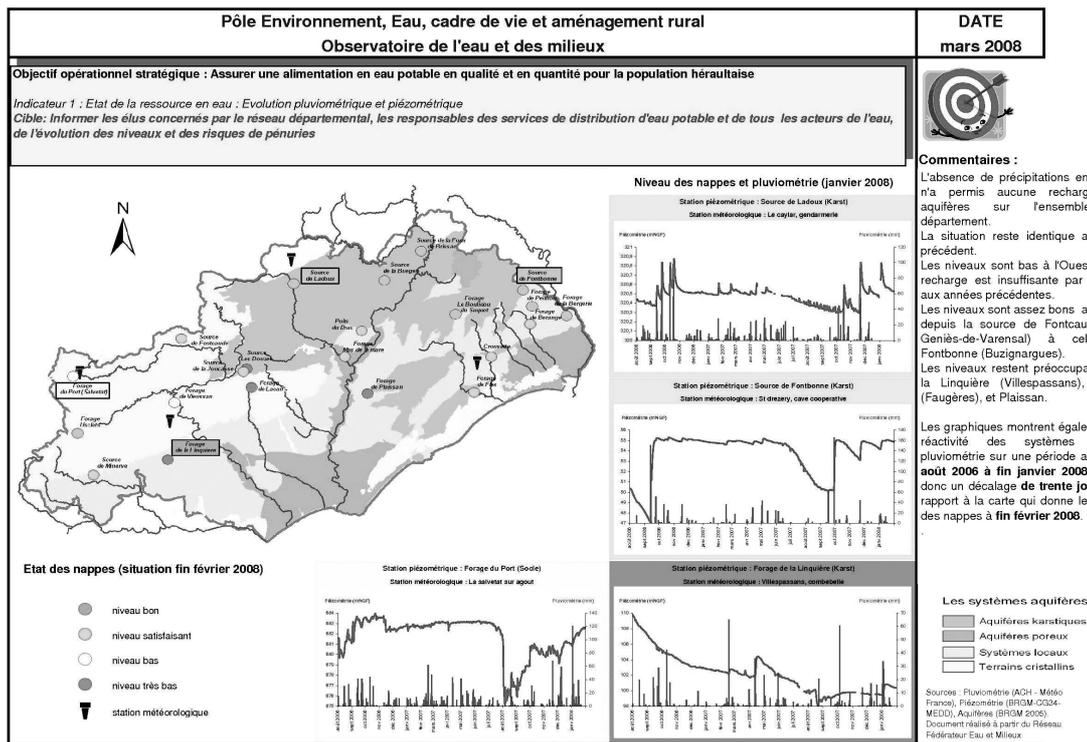


Figure 6. RFEM – Etat de la ressource en eau au mois de mars 2008.

Le Conseil général établit à l'aide du Réseau Fédérateur Eau et Milieu un tableau de bord mensuel de l'état des nappes (fig. 6) et informe les élus et acteurs de l'eau concernés de l'évolution des niveaux et des risques de pénurie.

Conclusion

Les collectivités territoriales prennent progressivement conscience du fait que l'eau pourra devenir un facteur limitant fortement le développement de leurs économies. Elles s'interrogent sur la nature des politiques qu'elles doivent mettre en œuvre dès à présent pour se préparer à faire face aux conséquences annoncées du changement climatique.

Dés à présent, il convient de suivre l'évolution de paramètres climatiques qui impactent sur la ressource et la demande et de prévenir les risques de pénurie de la ressource en eau qui, dans le département de l'Hérault est de plus en plus sollicitée au moment où elle est à son niveau le plus bas. A cet effet, le Conseil général de l'Hérault, en partenariat avec l'Association Climatologique de l'Hérault, établit régulièrement un état de la situation de la ressource en eau à destination des élus et des acteurs de l'eau

Les stratégies à long terme ne pourront plus uniquement reposer sur la mobilisation de nouvelles ressources (barrages, dessalement, transferts interbassins) mais intégrer des actions visant à améliorer l'efficacité des usages de l'eau, par le biais de la sensibilisation, de la technologie (dispositifs hydro-économiques, irrigation de précision, plantes peu consommatrices, etc.) mais aussi des incitations économiques (tarification). Le recours aux ressources non conventionnelles apportera peut être aussi une partie des solutions (recyclage des eaux grises, réutilisation d'eau usée en agriculture,...). En ce qui concerne la récupération d'eau de pluie dans notre département, le Conseil général a lancé une étude de faisabilité qui tient compte des spécificités du climat méditerranéen.

Face aux enjeux liés au changement climatique, il est plus que jamais nécessaire de mieux comprendre les conséquences de tels changements sur les besoins en eau et sur la ressource, de suivre leurs évolutions et d'anticiper les sécheresses à venir en orientant les actions vers une gestion raisonnée et durable de la ressource en eau existante et la maîtrise de la demande en eau.

Références bibliographiques

Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), 2007.

Triplet J.P., Roche G., 1971. Météorologie générale. *Ecole nationale de la Météorologie*, 265 p.

Lacaze B., Aït-Bachir S., Sommer S., 2003. Analyse diachronique de l'efficacité des pluies pour la production végétal dans le bassin méditerranéen. *Téledétection*, vol.3, N°2-3-4, p. 165-174.

Deloire A., Laget F., Tondut J.L., 2007. Climat et viticulture : évolution des températures sur le département de l'Hérault : un exemple de réchauffement climatique. *Le Progrès Agricole et Viticole*. **124**, 3, 55 – 61.

Carbonneau A., Riou C., Guyon D., Riou J., Schneider C., 1992. Agrométéorologie de la vigne en France. *Office des Publications Officielles des Communautés Européennes, ed.*, 165 p.

Conseil général de l'Hérault, 2005. Schéma directeur de référence pour l'alimentation en eau potable du département de l'Hérault à l'horizon 2015, 157 p.

Conseil général de l'Hérault, 2007. Référentiel Territorial Eau et Milieux.

IMPACT DE L'URBANISATION SUR LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DES TEMPERATURES A MARSEILLE

LONG Nathalie¹, PIGEON Grégoire²

¹UMR ESO, Université de Nantes, Chemin de la Censive du Tertre, 44312 Nantes, nathalie.long@univ-nantes.fr

²Météo France, CNRM, 42 av. Coriolis, 31057 Toulouse, gregoire.pigeon@meteo.fr

Résumé : *L'influence de la ville sur les conditions météorologiques de la basse atmosphère n'est plus à démontrer. L'îlot de chaleur urbain est le phénomène le plus observable et son étude est souvent basée sur des mesures de températures de l'air. La variabilité spatiale des températures de l'air (mesure de la campagne CLU-ESCOMPTE, réalisée à Marseille pendant l'été 2001) est comparée à la structure de la ville. Dans un deuxième temps, l'analyse est réalisée à partir d'images satellites NOAA AVHRR dont sont issues des températures de brillance. Ces dernières sont également bien corrélées avec la structure de la ville.*

Mots-clés : *Température, îlot de chaleur urbain, morphologie urbaine, type de temps.*

Astract: *The urban impact on the atmospheric conditions in the canopy layer is evident. The urban heat island is the phenomenon the most studied and is based on the air temperature analysis. The spatial variability of the temperatures (measures of the Marseille CLU-ESCOMPTE campaign, summer 2001) is compared to the urban structure. Then, the study is realized from brightness temperature from NOAA satellites and they are correlated with the urban structure.*

Key words: *Temperature, urban heat island, urban morphology, weather.*

Introduction

L'influence de la ville sur les conditions de la canopée urbaine fait l'objet de nombreuses études avec de nombreux progrès tant sur l'expérimental que sur la modélisation des processus atmosphériques (Arnfield, 2003, Grimmond, 2006). En milieu urbain, les échanges d'énergie sont complexes et restent dépendants de nombreux éléments comme les conditions météorologiques à l'échelle synoptique, la structure de la ville, sa géométrie ou la nature des matériaux de construction (Eliasson, 1996). Les activités anthropiques ont également un rôle à jouer en tant que source de chaleur (Pigeon, 2007). L'îlot de chaleur urbain est un phénomène météorologique qui se développe au-dessus d'une ville par temps calme et de nuit. Son intensité se définit par la différence de température (T) entre celle du centre-ville et celle de la campagne environnante (Oke, 1982). Ce phénomène résulte de plusieurs processus qui se combinent : le piégeage radiatif et le stockage de la chaleur par les divers matériaux urbains (bitume, béton, ...). Pendant la nuit, cette chaleur stockée est restituée sous forme de rayonnement infrarouge. Or en comparaison avec un sol, le déstockage sera plus long et plus important en milieu urbain, du fait du nombre élevé des surfaces et des propriétés thermiques des matériaux.

L'espace urbain se définit comme un milieu assez complexe et hétérogène, composé de différents types de quartiers. Les villes européennes sont généralement constituée d'un centre-ville historique, d'un péri-centre enfin d'une banlieue qui peut se diviser en plusieurs couronnes, jusqu'à un espace de transition urbain/rural (Laborde, 1995).

L'objectif de cette étude est d'une part de mettre en évidence la variabilité spatiale du champ de T en ville avec l'identification de l'îlot de chaleur urbain selon deux types de temps, d'établir des relations entre cette variabilité et la structure urbaine de la ville et enfin de montrer l'apport des T de brillance, issue d'images satellites, dans ce type d'analyse.

1. Données et méthodes

La ville choisie comme site expérimental est la ville de Marseille où s'est déroulé pendant l'été 2001 (12/06 au 14/07), la campagne CLU-ESCOMPTE (Mestayer et al., 2005) pour analyser la structure de la canopée urbaine et la pollution. La cité phocéenne bénéficie d'un climat méditerranéen caractérisé par une sécheresse estivale et un nombre d'heure d'ensoleillement élevé, près de 2800 heures (Douguédroit, 1997). Durant cette campagne une vingtaine de capteurs de T et d'humidité ont été placés dans toute la ville (figure 1). Les données sont fournies à un pas de temps de 10 minutes et la qualité des mesures a été jugée satisfaisante d'après les tests d'étalonnage réalisés avant et après la campagne sur l'ensemble des capteurs.

Durant cette période, deux types de temps ont été retenus afin d'analyser l'influence des conditions synoptiques sur la variabilité spatiale des T : la journée du 18 Juin comme un exemple typique d'un régime de mistral et celle du 20 Juin comme un exemple de régime de brise. Ce choix a également été fait pour pouvoir comparer la T de l'air avec la T de brillance. Pour ces jours, les satellites NOAA permettent d'avoir des données AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) sur notre zone d'étude : 4 images pour chacune de ces deux journées, vers 2h et 5h et ensuite vers 15h30 et 16h15. Ces images ont une résolution de 1.1km * 1.1km. Elles ont été calibrées et corrigées afin d'obtenir la T de brillance sur une grille géographiquement localisée (<ftp://medias.obs-mip.fr/SATELLITE/NOAA/AVHRR-BREST/readme>).

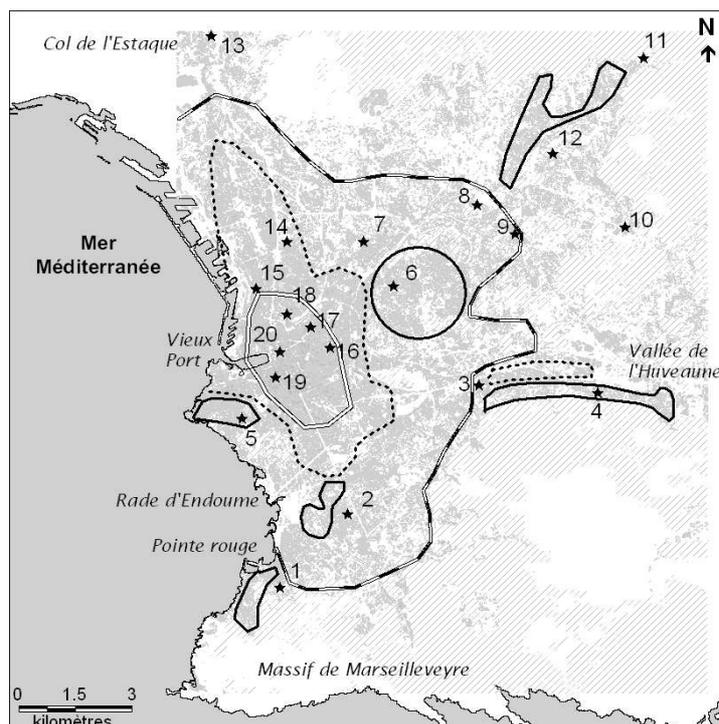


Figure 1. Réseau de capteurs de T (★) et structure en quartiers de Marseille.

Marseille est bordée au sud par le Massif de Marseilleveyre; à l'est et au nord, on retrouve également d'autres massifs montagneux qui représentent des obstacles à l'expansion urbaine. Seuls la vallée de l'Huveaune et le col de l'Estaque sont des percées permettant à la ville de s'étendre respectivement en direction d'Aubagne et d'Aix-en-Provence. Sa façade ouest est bordée par la Méditerranée. La cité s'est développée autour du Vieux Port selon une structure semi concentrique. Le tissu urbain de la ville a été étudié à l'aide de la BDTopo, (IGN) et fournissant des informations sur les différents modes d'occupation des sols et sur l'altitude des objets recensés.

A partir de cette base de données, un certain nombre d'indicateurs urbains a été calculé à l'aide d'un logiciel, DFMap développé en partie en laboratoire (Long et Kergomard, 2005). Il permet de transposer les informations vectorielles de la BDTopo sur une grille avec une résolution choisie de 200m. Une dizaine d'indicateurs entre autre sont ainsi disponibles et permettent d'avoir une information sur la morphologie des bâtiments, la densité des modes d'occupation des sols, la répartition des bâtiments dans l'espace. La méthode des nuées dynamiques a ensuite été appliquée à ces variables et a permis l'identification de 9 classes sur

le tissu urbain de Marseille, correspondant à différents types de quartiers (Long et Kergomard, 2005). Le centre-ville historique, le péricentre et une banlieue très mitée et décomposée en différentes structures urbaines (collectif, lotissement, ...) sont ainsi identifiés. La figure 1 présente une schématisation des différents types de zones urbaines, synthétisé en centre-ville, péricentre (incluant la zone industrielle (ZI) du Port Autonome de Marseille, PAM), habitat résidentiel et banlieue mixte (composée d'habitat collectif et de lotissement résidentiel principalement). Les capteurs du réseau sont également présentés afin de les situer dans la structure urbaine de Marseille.

2. Résultats

2.1 Variabilité spatiale de la température de l'air

2.1.2 Cas du 20 juin, un jour de brise

Le régime de brise est celui qui a dominé pendant la majeure partie de la période d'étude. Il se caractérise par de hautes pressions et un temps ensoleillé. Ce régime alterne entre une brise de mer le jour, remplacée par une brise de terre la nuit. Cette alternance est le résultat de l'inertie thermique de la mer et du réchauffement du continent pendant le jour et de son refroidissement la nuit. Ce gradient de T engendre la formation d'une brise, accentuée la nuit par les reliefs qui entourent la ville.

Sur la journée (fig. 2), les T varient entre 13°C et 27°C et de fortes disparités spatiales apparaissent. Proche de la mer, les capteurs 5 et 15 enregistrent la plus faible amplitude journalière (inférieure à 7°C). Au contraire, dans la vallée de l'Huveaune, le capteur 4 mesure la plus élevée avec une amplitude diurne de plus de 12°C. Les capteurs au nord-est de la ville (1 et 8 à 12) ont également des amplitudes élevées et on note un gradient pour les derniers capteurs avec une amplitudes qui diminue au fur et à mesure qu'on se rapproche du centre-ville. En effet, en milieu de journée les T les plus élevées sont enregistrées en périphérie de la ville, à l'est-nord-est du centre-ville. Un gradient de T de forme concentrique est observé en direction du centre-ville puis de la côte où les capteurs (5, 14 et 15) enregistrent les T les plus basses. A partir de 15h, les T baissent et ce de manière assez abrupte pour les capteurs 8 et 11. On remarque que les T restent élevées par contre pour les capteurs du centre-ville (capteurs 16 à 20, supérieurs à 17°C). Le phénomène d'îlot de chaleur urbain est ici identifié avec une intensité maximale de 3,8°C pour cette journée là, atteinte à 23h (différence entre les capteurs 16 et 11).

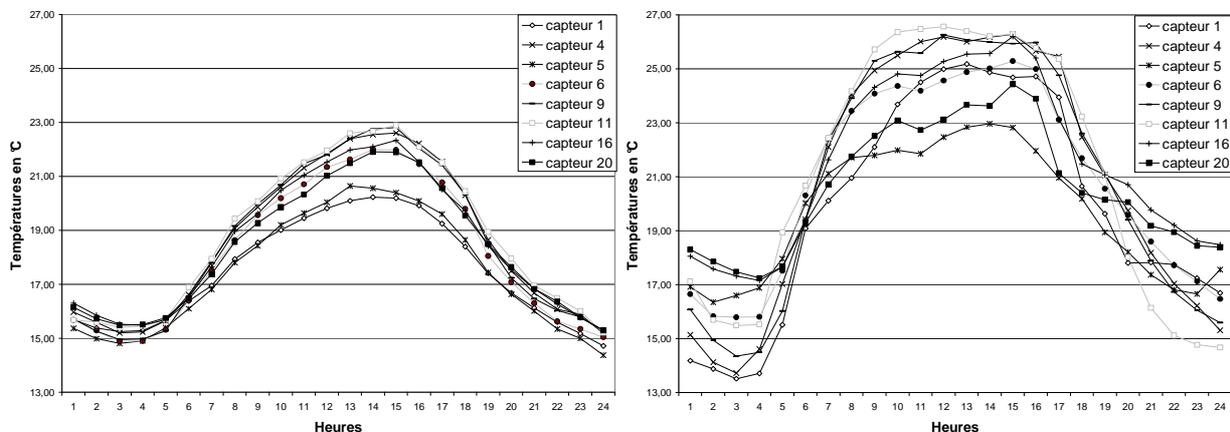


Figure 2. Evolution diurne des T horaires le 18 juin (à gauche) et du 20 juin (à droite) (seuls quelques capteurs sont présentés).

Cette variabilité spatiale est corrélée avec les modes d'occupation des sols et la structure de la ville : proximité de la campagne ou dans la zone urbaine plus ou moins dense (centre-ville et banlieue) ; mais ce découpage est également influencé par la proximité de la mer qui rafraîchit l'air pendant la journée et provoque une diminution de l'amplitude journalière.

2.1.2 Cas du 18 juin, une journée de mistral

Le mistral est un vent fort de direction nord à nord-ouest à Marseille. Il résulte de plusieurs situations synoptiques : l'anticyclone des Açores est présent sur le sud de la France et cette situation peut être renforcée par la présence d'une dépression sur le Golfe de Gênes. Le flux de nord est ainsi canalisé dans la vallée du Rhône jusqu'aux côtes méditerranéennes.

Le 18 juin, l'évolution des T est moins chaotique que lors d'une journée de brise et l'écart entre les capteurs est également plus faible. Les T varient entre 14°C et 23°C, le réchauffement en journée reste donc inférieur à celui d'une journée de brise. Les capteurs les plus éloignés du centre-ville enregistrent les T avec la plus grande amplitude (~8°C) ; elle est la plus faible pour le capteur 1 avec une valeur de 5.5°C. Les capteurs proches de la côte et ceux du centre-ville enregistrent une amplitude proche des 6 - 6.5°C mis à part le capteur 15 qui enregistre comme les derniers capteurs, des T avec une amplitude comprise entre 7°C et 7.5°C. Les contrastes spatiaux sont moins marqués que lors d'une journée de brise.

Après une augmentation moins rapide des T au lever du soleil que lors d'une journée de brise, les capteurs en périphérie (3, 4 et 9 à 12) enregistrent les T les plus élevées en milieu de journées (22.5°C - 23°C). En revanche les T des capteurs proche de la mer au sud du centre-ville sont les plus basses (inférieures à 21°C). Les T commencent à baisser dès 14h pour certains capteurs et après le coucher du soleil, l'écart maximum entre deux capteurs est seulement de 1.5°C, entre deux capteurs en périphérie (11 et 13) à 22h. Une heure plus tard, ce sont les capteurs du centre-ville qui enregistrent les T les plus élevées puis des capteurs en banlieue (4, 9, 11 et 12). Il faut noter cependant que les écarts entre ces capteurs restent inférieurs à 0.1°C. Enfin, les T les plus basses sont enregistrées par les capteurs 13, 10 et 5 avec des valeurs comprises entre 14 et 14.4°C, c'est-à-dire des T inférieures de moins de 1°C par rapport à celles mesurées en centre-ville.

Il est difficile avec ce cas de mistral de mettre en évidence un îlot de chaleur urbain même si de minuit à 3h le matin du 19 juin, ce sont les capteurs 16 à 20 qui enregistrent les T les plus élevées, ainsi que le capteur 2. De même, la configuration spatiale du champ de T, moins contrastée que pour une journée de brise est difficile à démontrer. Le vent joue un rôle important dans la dispersion de la chaleur et le capteur placé dans la rue, selon l'orientation de cette dernière, peut se retrouver en position d'abris ou au contraire en plein courant d'air si la rue favorise la canalisation du flux.

2.2 Variabilité spatiale de la température de brillance

La T de brillance correspond à la T d'un corps noir qui aurait la même luminance que l'objet observé. Le flux infrarouge thermique est un rayonnement de grande longueur d'onde qui varie en fonction de l'émissivité et de la T de surface. Si l'émissivité est connue, la mesure du flux infrarouge donne la T de surface. Malheureusement en ville, l'émissivité est très variable car les surfaces urbaines sont très hétérogènes ; il est donc préférable de travailler sur les T de brillance que sur les T de surface (Becker, 1995).

D'une manière générale, les T sont plus basses un jour de mistral qu'un jour de brise et le réchauffement au cours de la journée est également plus faible. Concernant la Méditerranée, la T diminue au cours de la journée de mistral alors qu'elle augmente pour la journée de brise. Le mistral, vent fort, entraîne les eaux de surface et favorise la remontée des eaux plus

profondes et froides ; ce renouvellement empêche non seulement la surface de se réchauffer mais entraîne également une baisse de la T. On note également une certaine homogénéité spatiale de la T de la mer pendant la journée alors que la nuit, le nord de la rade apparaît sensiblement plus froid par rapport à la zone comprise entre la rade d'Endoume et la Pointe Rouge.

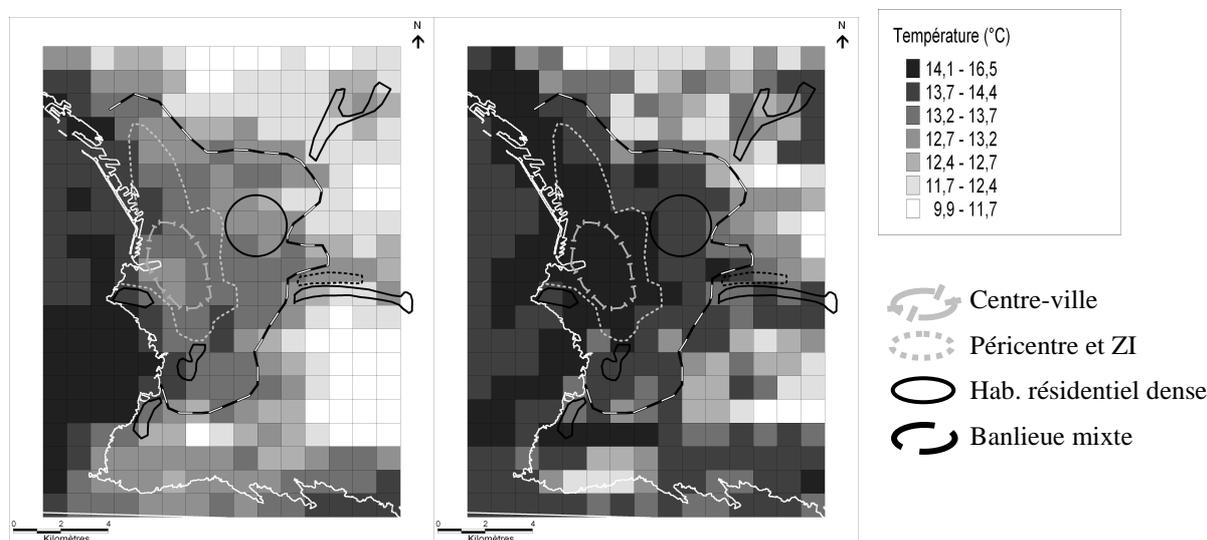


Figure 3. T de brillance le 18 (à gauche) et 20 juin (à droite) vers 2h.

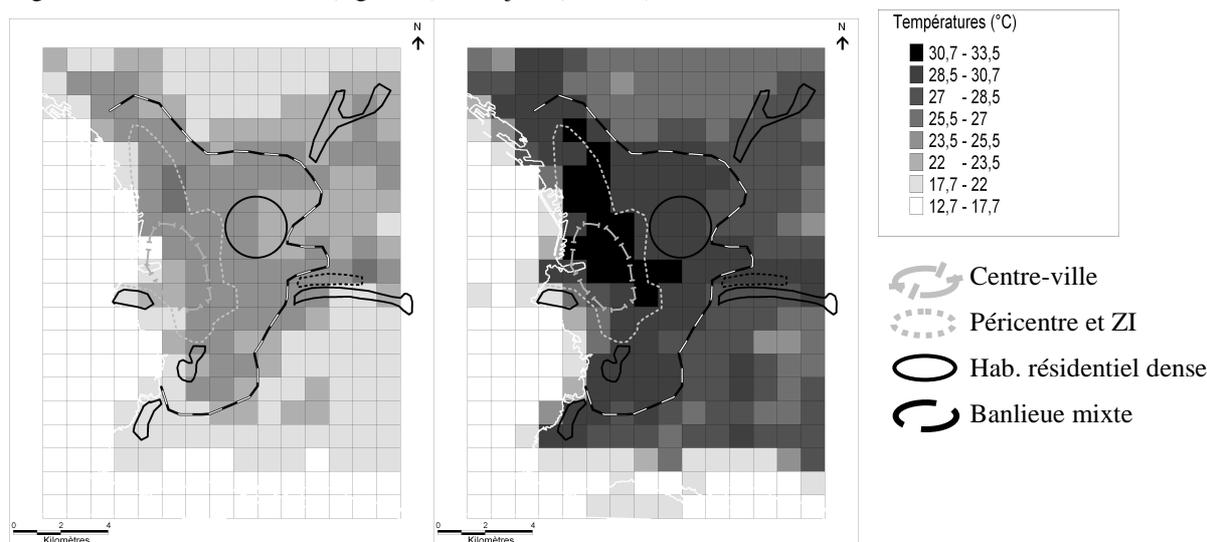


Figure 4. T de brillance le 18 (à gauche) et 20 juin (à droite) vers 16h15h.

Concernant le continent, le schéma définissant les différents quartiers de la ville a été superposé aux cartes représentant la T de brillance (figure 3). Au petit matin du 18 juin (à 2h et 5h), on retrouve les zones rurales en périphérie comme les zones les plus fraîches avec un gradient de T en direction du centre-ville et de la côte. Pour le 20 juin, on retrouve cette situation opposant l'espace bâti et l'espace rural mais on note par contre que le centre-ville et le péricentre ont des T plus élevées que la banlieue et cette différence s'affaiblit à 5h (figure non montrée). Le gradient de T vers la côte observé par temps de mistral est modifié par temps de brise par la structure de la ville. L'îlot de chaleur urbain est bien identifié, il correspond à la zone la plus dense de la ville. Son intensité est d'environ 5°C. A 5h, le champ des T s'homogénéise par rapport à 2h, alors que pour le 18 juin, la T diminue en périphérie. Dans l'après-midi, vers 15h30, la T a augmenté sur l'ensemble du tissu urbain (figure non montrée). Pour la journée de mistral, une zone au nord du centre-ville, correspondant à la ZI en arrière du PAM se dessine avec des T plus élevées ainsi qu'au sud-ouest du centre-ville et

le long de la vallée de l'Huveaune (ZI). On retrouve une configuration spatiale quasi similaire le 20 juin sauf que les T sont supérieures d'environ 7°C et que le PAM se distingue comme la zone la plus chaude.

Enfin, vers 16h15 le 18 juin, l'ensemble de la ville semble avoir une T homogène qui varie entre 24 et 25.5°C avec deux points chauds dans les zones industrielles du PAM et de la vallée de l'Huveaune (figure 4). La situation est plus contrastée le 20 juin avec le centre-ville et le péricentre où les T sont plus élevées de 1 à 2°C par rapport à celles de la banlieue.

Conclusion

Les configurations spatiales entre la T de l'air et la T de brillance sont très proches et ce, pour les deux types de temps étudiés. Par mistral, l'influence de la ville est faible pour structurer la variabilité spatiale des T, le vent tendant à homogénéiser le champ de T. Par contre, par temps de brise, l'influence de la ville est mise en évidence avec l'identification de l'îlot de chaleur urbain notamment : les zones les plus denses comme le centre-ville et le péricentre se caractérisent par les T les plus élevées de la ville en fin de soirée / petit matin. Grâce aux images satellites, la relation entre structure de la ville et variabilité spatiale des T est bien mise en évidence et apparaît plus nette et plus précise qu'avec celles issues des mesures des capteurs, ces derniers pouvant être sous l'influence directe de leur environnement immédiat.

Enfin, malgré l'hétérogénéité du tissu urbain de Marseille et notamment la mixité des habitations en banlieue, la résolution des images satellites n'apparaît pas ici comme une limite mais laisse entrevoir la possibilité d'analyser la variabilité spatiale de T en milieu urbain avec une forte répétitivité temporelle et d'une façon plus simple et plus autonome que la mise en place d'un réseau de capteur.

Références bibliographiques

- Arnfield A.J., 2003. Two decades of urban climate research/ a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island, *International journal of climatology*, 23, 1-26.
- Becker F. & Li Z-L., 1995. Surface temperature and emissivity at various scales : definition, measurement and related problem, *Remote sensing reviews*, 12, 225-253.
- Douguédroit A., 1997. Climat du bassin Méditerranéen, in *Le climat, l'eau et les hommes*, Presses universitaires de Rennes, 333 p.
- Eliasson I., 1996. Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use, *Atmospheric Environment*, 30, 379-392.
- Grimmond C.S.B., 2006. Progress in measuring and observing the urban atmosphere, *Theoretical and Applied climatology*, 84, 3-22.
- Laborde, J.P., 1995. *Les espaces urbains dans le monde*, Ed. Nathan, Paris, 240 p.
- Long N., Kergomard C., 2005. Classification morphologique du tissu urbain pour des applications climatologiques, *Revue Internationale de Géomatique*, 15, 487-512.
- Mestayer P., Durand P., Augustin P., Bastin S., Bonnefond J.M., Bénech B., Campistron B., Coppalle A., Delbarre H., Dousset B., Drobinski P., Druilhet A., Fréjafon E., Grimmond S., Groleau D., Irvine M., Kergomard C., Kermadi S., Lagouarde J-P., Lemonsu A., Lohou F., Long N., Masson V., Moppert C., Noilhan J., Offerle B., Oke T., Pigeon G., Puygrenier V., Robert S., Rosant J-M., Saïd F., Salmond J., Talbaut M., Voogt J., 2005. The Urban Boundary Layer field campaign in Marseille(UBL/CLU-ESCOMPTE) : Set-up and First Results, *Boundary Layer Meteorology*, 114, 315-365.
- Oke T.R. 1982. The energetic basis of the urban heat island, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 1-24.
- Pigeon G., Legain P., Durand P., Masson V., 2007. Anthropogenic heat releases in an old european agglomeration (Toulouse, France), *International Journal of climatology*, 27, 1969-1981.

LES PLUIES ANNUELLES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUED SEYBOUSE (NORD-EST ALGERIEN), INTERPOLATION ET CARTOGRAPHIE

LOUAMRI Abdelaziz

Faculté des Sciences de la Terre de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire. Université de Constantine, Route d'Ain El Bey, Algérie. Adresse e-mail : louamriab@yahoo.fr

Résumé : *La réalisation de la carte pluviométrique exige de résoudre deux séries de problèmes : homogénéisation des données, variographie et interpolation des données aux nœuds d'une grille. La carte permet de passer d'une connaissance ponctuelle réalisée par les mesures à une connaissance spatiale, continue du phénomène. Elle permet également l'estimation correcte des lames précipitées pour le calcul des bilans hydrologiques des bassins.*

Mots-clés : *Pluies, bassin, interpolation, cartographie.*

Abstract: *The realization of the rainfall map needs to solve two kinds of problems: data homogeneity, variography and data interpolation at the nodes of a grid. The map allows a spatial knowledge of rainfall and a correct estimation of rainfall mean for hydrological studies of watersheds.*

Key words: *Rainfall, basin, interpolation, cartography.*

Introduction

L'objectif de ce travail est de montrer les étapes de réalisation de la carte pluviométrique moyenne inter-annuelle (1969-1998) du bassin de la Seybouse (Code 14, Algérie orientale).

Les différentes étapes qui aboutissent à la réalisation de la carte pluviométrique font appel aux méthodes d'analyse de données, aux M.N.T., et aux méthodes géostatistiques (A.N.R.H., 1993).

La méthode d'interpolation utilisée est le krigeage simple en covariance.

1. Données et méthodes

La cartographie des pluies (annuelles, mensuelles et maximales) en Algérie a fait l'objet de plusieurs travaux (A.N.R.H., 1993 ; Assaba, 2003 ; Mebarki, 2005). Le présent travail est le résumé de résultats des travaux réalisés au cours de deux stages effectués à l'Université de Nice Sophia Antipolis. La cartographie des pluies annuelles exige de résoudre les contraintes situées à l'amont : problèmes liés aux données dans les séries d'observation et ceux dus à la faible densité des réseaux de mesures pluviométrique.

L'étape de traitement des données fait appel aux méthodes statistiques (A.C.P. pour constituer les vecteurs régionaux, cumuls des résidus de régressions, régressions multiples).

Dans cette présentation, je laisserai de côté délibérément la première phase du travail consacrée au traitement des données de 21 postes pluviométriques, en insistant sur la phase d'interpolation.

2. Structure spatiale des pluies et interpolation

La première phase permet d'accéder à une information pluviométrique sans lacunes et considérée comme fiable. Cependant cette information reste ponctuelle, limitée aux postes pluviométriques.

L'idée développée par plusieurs chercheurs (Laborde, 1984), est d'utiliser toute l'information concernant les variables qui peuvent expliquer la répartition spatiale des pluies, notamment celle relative à la topographie à travers le M.N.T. Laborde (1984) a combiné la

régression sur des paramètres de relief et l'interpolation des résidus de régression.

En calculant une régression multiple entre la pluie mesurée et les facteurs explicatifs (situation géographique des stations grâce aux coordonnées Lambert X et Y, l'altitude réelle ou altitude lissée ZLiss des postes pluviométriques, distance à la mer ou à un sommet), on peut estimer la pluie en tout point du bassin. La régression obtenue après plusieurs essais est de :

$$\text{Pluie} = 3.75 * Y \text{ Lambert} + 1.01 * e^{-d/40} * Z_{\text{Liss}} - 878.77 + \varepsilon \text{ avec un coefficient de corrélation multiple de } 0.84.$$

Ensuite, les résidus de régression sont modélisés grâce à un variogramme et interpolés dans un logiciel d'interpolation et de dessin isolignes (Surfer). Le principe de la variographie est d'estimer en tout point d'une grille régulière la valeur de la variable étudiée à partir des valeurs mesurées en connaissant la structure spatiale de cette variable. Les étapes de la cartographie sont résumées et schématisées dans la figure 1.

Pour les 21 postes pluviométriques, on connaît la pluie mesurée et son estimation grâce à la régression multiple linéaire. Le résidu (pluie observée – pluie estimée) représente la part de la pluie qui ne s'explique par aucune des variables explicatives. Les résidus de régression sont interpolés grâce au logiciel Hydrolab (Laborde, 2000). Après plusieurs essais, le modèle sphérique a été retenu avec les paramètres suivants : portée : 40 km, palier : 7000 mm² (fig. 2).

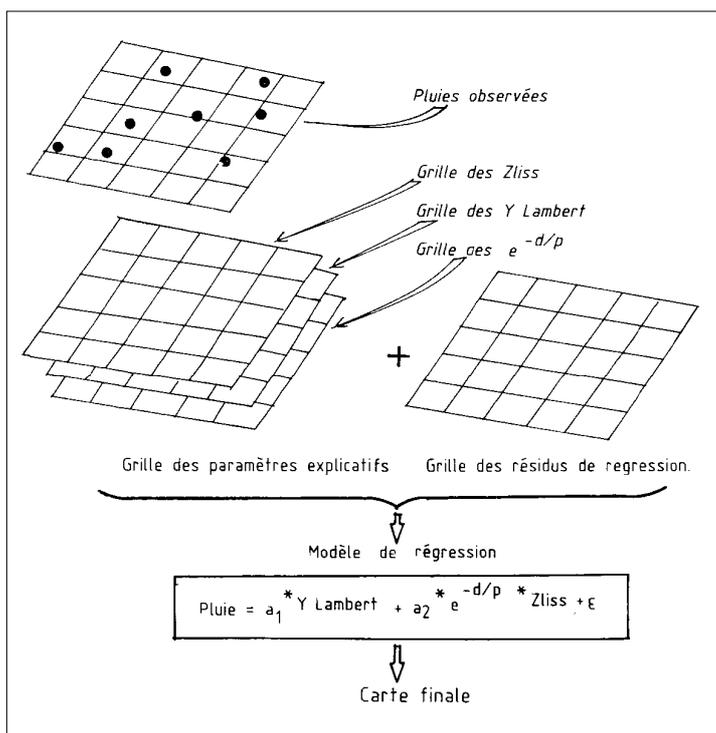


Figure 1. Schéma de construction de la carte pluviométrique de la Seybouse.

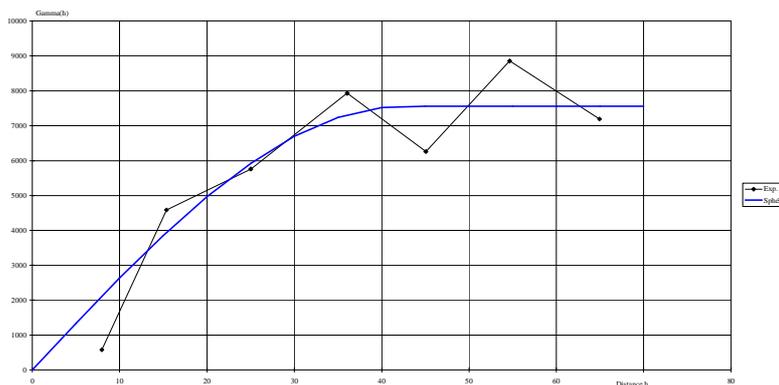


Figure 2. Variogramme expérimental et théorique des résidus de régression (septembre 1969-août 1998).

Le variogramme sphérique s'exprime par :
 $\Gamma(h) = \text{pépite} + C \left(\frac{3}{2} \times \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \times \left(\frac{h}{a}\right)^3 \right)$ si $h < a$
 $\Gamma(h) = C$ pour $h = a$
 Avec :
 $\Gamma(h)$: variogramme théorique
 h : la distance moyenne intra-classe (km),
 C : le palier (mm^2),
 a : la portée théorique du phénomène (km).

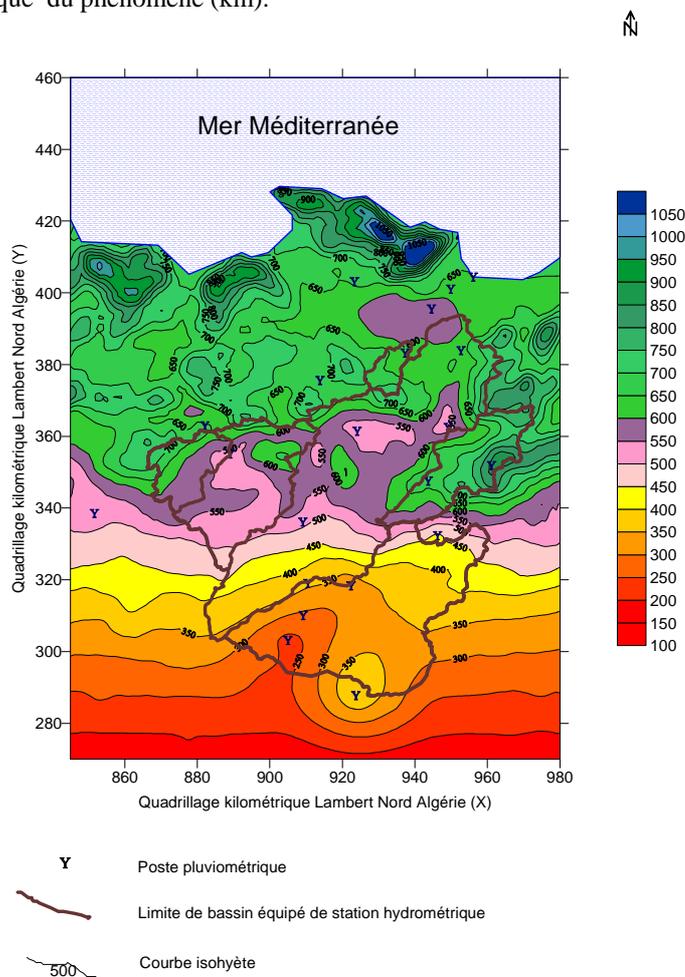


Figure 3. Carte pluviométrique du bassin de la Seybouse (septembre 1969-août 1998).

La carte finale est obtenue en ajoutant à la pluie estimée le résidu.

Les zones de forte pluviométrie sont les monts de la Medjerdah (station de Mechroha), les monts qui constituent la chaîne numidique, le relief de la Mahouna dans la moyenne Seybouse et le massif de l'Edough qui surplombe la mer Méditerranée (pluie supérieure à 1000 mm). Les Hautes Plaines, malgré leur altitude supérieure à celle de la zone tellienne, connaissent une diminution importante de la pluviométrie annuelle (moins de 450 mm à 250 mm).

Conclusion

Les difficultés principales lors de la réalisation de la carte pluviométrique résident d'une part dans la fiabilité des données, la disponibilité de séries de mesures sans trop de lacunes, la densité du réseau d'observation et, d'autre part dans l'interpolation des pluies.

L'homogénéisation des données pluviométriques est réalisée grâce à des méthodes dont l'efficacité a été prouvée dans plusieurs études (contrôle de la fiabilité des données et comblement des lacunes grâce aux composantes principales). L'information topographique fournie par un M.N.T. est exploitée conjointement avec les paramètres de relief pour établir des régressions permettant d'expliquer la répartition spatiale des pluies. Enfin, la variographie et l'interpolation des données (résidus de régressions) permettent de passer d'une connaissance ponctuelle à une connaissance spatiale du phénomène.

La méthode d'interpolation utilisée est le krigeage simple en covariance. Les avantages du krigeage sont d'être un interpolateur exact et de fournir une variance d'estimation. Le krigeage des résidus de régression a été utilisé avec beaucoup de réussite dans les études pluviométriques.

La carte permet ainsi de disposer d'une vision globale du phénomène, et de connaître la valeur de la pluie en tout point de l'espace. Elle permet aussi d'estimer les lames d'eau précipitées d'une façon plus correcte que celles de la moyenne arithmétique et de Thiessen. Cependant, l'interpolation dans les zones faiblement instrumentées reste toujours difficile.

Références bibliographiques

- Aissani B. et Laborde J.P., 1983. Les pluies extrêmes et leur cartographie automatique dans la région algéroise. Document préliminaire. *Conférence sur le climat méditerranéen et les ressources en eau, Eau verte – Eau bleue*, Marseille, 8 p.
- A.N.R.H., 1993. *Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord au 1/500 000* (2 feuilles, une notice de 49 p.). Ministère de l'Équipement, Alger, Ed. I.N.C.
- Laborde J-P., 1984. Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : éléments d'hydrologie lorraine. *Thèse de doctorat d'état ès Sciences*, I.N.P.L., E.N.S.G.A.P.N., Nancy, 484 p.
- Laborde J-P., 1997. Les différentes étapes d'une cartographie automatique : l'exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **8**, p37-46.
- Laborde J-P., 2000. *HydroLab. Logiciel de traitement statistique des données hydrologiques*. Université de Nice- Sophia Antipolis.
- Laborde J-P., Assaba M. et Belhouli L., 2003. Les chroniques mensuelles de pluies de bassin : un préalable à l'étude des écoulements en Algérie. *Colloque SHF, Gestion du risque en eau en pays semi-arides*, Tunis, 21-22 mai 2003, 10 p.
- Mebarki A., 2005. Hydrologie des bassins de l'Est algérien : ressources en eau, aménagement et environnement. *Thèse d'Etat*, Université Mentouri de Constantine, 360 p.

ÉVALUER LA VULNERABILITE DES LITTORAUX TOURISTIQUES MEDITERRANEENS AU CHANGEMENT CLIMATIQUE : ENJEUX, METHODOLOGIE ET PREMIERS RETOURS D'EXPÉRIENCE

MAGNAN Alexandre, BILLÉ Raphaël

Institut du Développement Durable et des Relations Internationales (www.iddri.org)
Sciences Po — 27, rue Saint-Guillaume – 75 337 Paris cedex 07 (FRANCE)
(+ 33)1 45 49 76 70 – alexandre.magnan@iddri.org – raphael.bille@iddri.org

Résumé : *Il s'agit dans ce texte de discuter, sur la base de travaux de recherche en cours dans le bassin méditerranéen, des enjeux de l'évaluation de la vulnérabilité au changement climatique des territoires touristiques littoraux pour une meilleure durabilité de leur développement. La démarche est structurée autour de trois grandes questions :*

- Pourquoi évaluer la vulnérabilité ? Nous lierons la notion de "vulnérabilité" à celle de "capacité d'adaptation" pour montrer en quoi elles permettent d'appréhender l'avenir (scénarios, orientations de gestion), dans un contexte de forte incertitude sur les évolutions climatiques autant que socio-économiques ;
- Comment évaluer la vulnérabilité ? Nous présenterons une méthodologie (fondements et indicateurs) en cours de développement ;
- Quels résultats pour quelle(s) utilisation(s) ?

Mots-clés : *vulnérabilité, territoires touristiques littoraux, changement climatique, méthodologie.*

Abstract: *This paper discusses the interest, for implementing sustainable development in coastal touristic territories, of assessing vulnerability to climate change. Based on an on-going research project in the Mediterranean basin, three main questions will be addressed:*

- Why assessing vulnerability to climate change? Linking the concept of vulnerability to the one of adaptation capacity, we will show how their evaluation can be a useful step for coping with changes (climatic and non-climatic), in a highly uncertain context;
- How to assess vulnerability? We shall present a methodology that is currently being developed.
- What results for what kind of uses?

Key words: *vulnerability, coastal touristic territories, climate change, methodology.*

Introduction

Cet article se base sur des recherches en cours dans le cadre du projet européen CIRCE (*Climate change and impact research : the Mediterranean environment*¹⁰). L'objectif d'ensemble de CIRCE est de développer une approche régionale intégrée des impacts du changement climatique en Méditerranée, et d'identifier des stratégies d'adaptation possibles, tout en replaçant les préoccupations relatives au changement climatique dans la dynamique plus large des changements globaux. Dans ce cadre, nos propres recherches concernent plus spécifiquement les littoraux touristiques ou à potentiel touristique. Il s'agit notamment, au travers d'études de cas à l'échelle locale (une île, une portion de côte de quelques km), d'évaluer la vulnérabilité et la capacité d'adaptation de ces espaces aux évolutions à venir, malgré les incertitudes qui pèsent à ces échelles de lecture. La finalité est d'identifier, en lien avec les acteurs concernés, des stratégies d'adaptation aux niveaux local, national et régional, et par conséquent des orientations de gestion des littoraux. D'un point de vue plus théorique, il s'agit de poser la question des facteurs d'influence et des échelles spatio-temporelles pertinentes en matière d'adaptation au changement climatique. Il s'agira plus spécifiquement ici de traiter du thème de la vulnérabilité des territoires touristiques littoraux, d'abord par une analyse conceptuelle permettant de justifier le recours à cette notion, puis en exposant la

¹⁰ www.circeproject.eu.

démarche scientifique engagée, et enfin en faisant état de quelques enseignements d'une première étude de cas méditerranéenne (île de Djerba, Tunisie).

Le bassin méditerranéen offre en effet un cadre d'étude particulièrement éclairant. D'une part, il est identifié comme l'un des points chauds mondiaux du changement climatique (Nicholls et Hoozemans, 1996 ; Guipponi et Schechter, 2003). D'autre part, les facteurs d'évolutions des littoraux liés à des dynamiques anthropiques (urbanisation, littoralisation, pollution, etc.), sont intenses (Benoît et Comeau, 2005). De ce fait, la Méditerranée met particulièrement en lumière la nécessité de ne pas considérer a priori le changement climatique comme le facteur de changement le plus déterminant (Billé *et al.*, 2008). Le tourisme s'impose alors comme objet privilégié d'étude, d'une part car il constitue un secteur économique majeur pour de nombreuses régions méditerranéennes, à la fois stimulateur de développement local et perturbateur des éco-socio-systèmes dans lesquels il s'insère (Mathieson et Wall, 1982), d'autre part car il est à la fois émetteur de gaz à effets de serre et vulnérable au changement climatique.

1. Pourquoi évaluer la vulnérabilité des territoires touristiques littoraux ?

Deux points seront ici abordés qui traitent, d'une part du concept de vulnérabilité, pour montrer en quoi il est au centre de la durabilité des territoires, d'autre part de l'intérêt de travailler sur des littoraux méditerranéens.

1.1. La vulnérabilité, au confluent des forces et faiblesses des systèmes littoraux

Le terme de vulnérabilité entretient des liens étroits avec la thématique du changement climatique. Il occupe par conséquent une place importante depuis une quinzaine d'années au sein des échanges de la communauté scientifique internationale (Liverman, 1990 ; Blaikie *et al.*, 1994 ; Kelly et Adger, 2000 ; Downing et Patwardhan, 2003 ; Füssel et Klein, 2006 ; Berkes, 2007). Il est intimement lié au concept de "risque" en ce sens qu'il fait référence aux facteurs qui contraignent un système lors d'une perturbation (Adger, 2006). La question est ainsi posée des éléments endogènes et exogènes au système littoral considéré, qui expliquent qu'un risque se réalise. La notion de vulnérabilité amène donc à souligner l'importance fondamentale d'une approche globale, systémique et dynamique des espaces et populations dits "vulnérables". Il s'agit de proposer une analyse nuancée du rapport – construit et vécu – entre les forces et les faiblesses d'un système, c'est-à-dire entre les caractéristiques (environnementales, socioculturelles, économiques, institutionnelles...) qui lui permettent de résister à une perturbation et celles qui le fragilisent.

La perspective du changement climatique place ce concept, ancien aussi bien en écologie qu'en sciences sociales, sur le devant de la scène scientifique, mais aussi et surtout dans l'agenda des gestionnaires et acteurs des territoires. Entre science et gestion, l'analyse de la vulnérabilité intervient comme un outil de diagnostic et de suivi de l'évolution des modes de développement.

Dans cette perspective, la définition de la vulnérabilité que nous retiendrons est celle proposée par le GIEC : « *degré par lequel un système risque de subir ou d'être affecté négativement par les effets néfastes des changements climatiques, y compris la variabilité climatique et les phénomènes extrêmes. La vulnérabilité dépend du caractère, de l'ampleur, et du rythme des changements climatiques auxquels un système est exposé, ainsi que de sa sensibilité, et de sa capacité d'adaptation* » (GIEC, 2001).

1.2. De la vulnérabilité à l'adaptation

Outre la vulnérabilité, les recherches et débats sur le changement climatique font référence à la notion d'adaptation. Le GIEC met d'ailleurs en relation dans sa définition ci-dessus "vulnérabilité" et "capacité d'adaptation". En effet, l'essence de l'analyse de la vulnérabilité d'un système est de comprendre comment il fonctionne (quels risques ? Quels enjeux ? Quelles régulations ?), ce qui semble assez naturellement devoir mener à envisager des scénarios d'avenir et proposer des réponses pragmatiques (Downing et Patwardhan, 2003 ; Füssel et Klein, 2006). Dans ce cadre, la mise en œuvre de stratégies dites "d'adaptation" a pour but de réduire la vulnérabilité du territoire, en l'occurrence dans notre travail la vulnérabilité aux changements climatiques, à leurs effets et aux risques qui leur sont associés : élévation du niveau de la mer (érosion, submersion, salinisation des nappes...) ; évolutions de températures et de précipitations (vague de chaleur, sécheresse, inondation...), etc.

Dès lors, les divers textes canoniques sur ces questions font parfois de la vulnérabilité une fonction de la capacité des sociétés à s'adapter, parfois au contraire de l'adaptation une fonction du niveau de vulnérabilité. Plutôt que de trancher ce débat entre deux positions qui font assurément sens, nous nous proposons ici de développer une approche doublement compatible : nous distinguons deux stades de vulnérabilité des territoires selon que l'on prend ou non en compte les problématiques spécifiques au changement climatique. En effet, changement climatique mis à part, un littoral donné est nécessairement soumis à certains aléas. Or, le changement climatique, même s'il peut dans certains cas précis confronter le territoire à de nouveaux aléas, a essentiellement pour effet d'exacerber le degré d'exposition du territoire à des aléas préexistants¹¹ (Billé, 2008). C'est typiquement le cas des littoraux érodés, la raison initiale et principale du phénomène d'érosion n'étant généralement pas climatique (Bird, 1985 ; Paskoff, 1993), en particulier en Méditerranée. On peut alors pour chaque territoire définir une vulnérabilité "intrinsèque" (ou "initiale", c'est-à-dire pré-changement climatique), que le changement climatique vient renforcer¹². Cette vulnérabilité "résultante" constitue alors un second stade d'analyse. Suivant cette logique, la capacité d'adaptation dépend de la vulnérabilité "intrinsèque", alors que la vulnérabilité "résultante" est, elle, fonction de la capacité d'adaptation. Vulnérabilité et Adaptation s'auto-influencent donc dans le temps.

Si cette distinction intrinsèque/résultante peut paraître artificielle dans la mesure où les échelles de temps du changement climatique sont longues, où ses conséquences sont progressives et difficiles à séparer d'autres évolutions, son principal intérêt est de proposer un cadre d'analyse de la vulnérabilité opérant sur lequel nous reviendrons plus loin.

2. Comment évaluer la vulnérabilité ?

Entrons maintenant dans des considérations plus méthodologiques.

2.1. L'approche de la vulnérabilité par les « root causes »

Dans un ouvrage publié au début des années 1990, P. Blaikie, T. Cannon, I. Davis et B. Wisner ont développé le modèle dit "des pressions et relâchements" (le *PAR model*), qui repose sur l'idée suivant laquelle « *une catastrophe résulte de la rencontre de deux forces opposées : les processus générant la vulnérabilité d'une part, et l'exposition physique aux aléas d'autre part* » (1994). Ces auteurs considérant la vulnérabilité avant tout comme « une production sociale », leur travail présente l'intérêt de proposer une lecture de la vulnérabilité

¹¹ L'analyse des événements passés est donc cruciale pour envisager l'avenir.

¹² Ou dans certains cas *a priori* rares, diminuer.

enracinée dans les fondements intimes de la société considérée. Les facteurs humains qui expliquent les fragilités relèvent de trois dimensions qui sont autant d'étapes de remontée dans le temps. La première caractérise les conditions du système au moment de la confrontation avec l'aléa. Or, celles-ci s'expliquent en partie par des causes plus sous-jacentes, en l'occurrence les évolutions environnementales, socioculturelles, économiques et politiques des dernières décennies. Enfin, la troisième dimension du *PAR model* renvoie à une échelle de temps pluriséculaire au travers des valeurs fondamentales (« *root causes* ») sur lesquelles s'est édifiée la société : hiérarchie, répartition du pouvoir, rapport aux ressources naturelles, orientations économiques, etc.

Cette vision "enracinée" de la vulnérabilité doit, dans la mesure du possible, transparaître dans la démarche d'évaluation.

2.2. Démarche générale d'évaluation

La figure 1 présente schématiquement la démarche adoptée dans le cadre de nos recherches. Elle montre que pour appréhender la vulnérabilité d'un territoire, il est indispensable de comprendre comment ce dernier fonctionne. C'est pourquoi l'analyse des dynamiques à l'œuvre au cours des dernières décennies, y compris l'émergence du fait touristique, s'avère intéressante pour identifier les forces et les faiblesses actuelles de ce système face aux changements en général, climatiques en particulier. Il s'agit alors globalement, par exemple par l'analyse de statistiques faisant état de l'évolution des conditions de vie (étape n° 1), de repérer des portions d'espace restant en marge de la dynamique d'ensemble, des activités plus sensibles aux risques que d'autres, et des groupes de population moins intégrés. L'étape suivante (n° 2) se focalise sur le phénomène touristique en lui-même pour comprendre d'une part, quel rôle il a joué sur les dynamiques territoriales et d'autre part, quels sont aujourd'hui ses impacts environnementaux, socioculturels et économiques. Si ces deux volets (évolution des conditions de vie et tourisme) permettent de qualifier la dynamique territoriale, celle-ci doit ensuite être confrontée aux risques naturels connus car expérimentés (étape n° 4). La démarche consiste alors à identifier les impacts des événements climatiques sur le système et son fonctionnement, mais également quel effet d'apprentissage peut jouer en matière de gestion des situations de perturbations, voire de crises. La vulnérabilité d'un littoral se situe précisément à cette interface entre évolutions et perturbations. Reste alors à quantifier, dans la mesure du possible, cette évaluation de la vulnérabilité (n° 5), de façon à caractériser un "niveau" ou "degré" de vulnérabilité, et à fournir une grille d'analyse pour le suivi de son évolution.

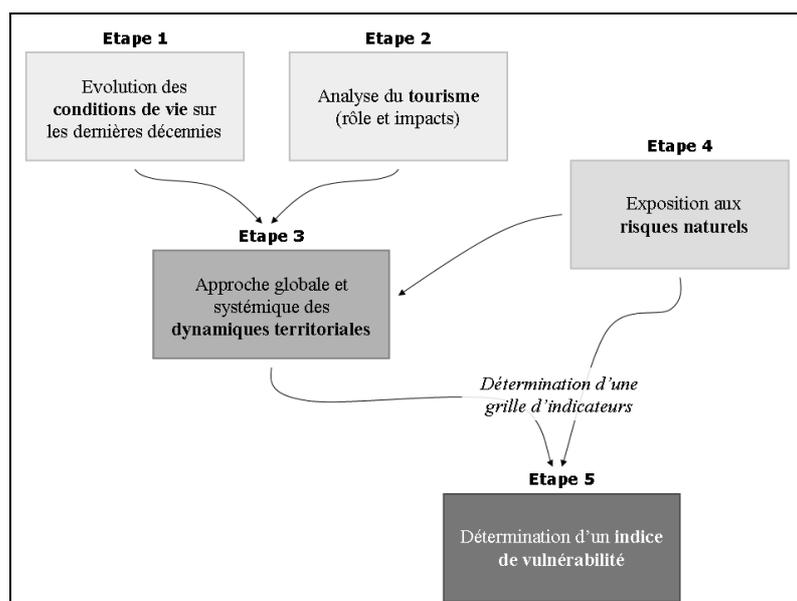


Figure 1. Logique générale de la méthodologie d'évaluation de la vulnérabilité.

2.3. Indicateurs

Cette grille d'analyse repose sur l'identification d'indicateurs susceptibles de traduire ce rapport forces/faiblesses du territoire tout en faisant appel aux trois dimensions évoquées précédemment, des causes contemporaines aux « *root causes* ».

Dans la perspective de faire de cette évaluation de la vulnérabilité un outil de diagnostic et de suivi des dynamiques territoriales, mis à disposition des acteurs du territoire, il nous paraît fondamental que son utilisation ne nécessite pas un haut niveau de technicité. Autrement dit, la mise au point d'indicateurs doit reposer sur une certaine simplicité d'utilisation, non sur la sophistication technique. Chaque indicateur doit être facilement quantifiable, donc construit à partir de données facilement manipulables et couramment accessibles. L'objectif est dès lors moins de définir un niveau très précis de vulnérabilité (reflet de toutes les micro-composantes du système), ce qui serait de toutes façons illusoire, qu'un ordre de grandeur – la pertinence de la démarche résidant avant tout dans le suivi et l'utilisation de cet indice synthétique de vulnérabilité.

Si tous les indicateurs possibles ne peuvent être présentés en détail ici, on peut tout de même préciser que ceux-ci font référence aux multiples dimensions de la vulnérabilité et se structurent autour de six axes principaux qui, liés les uns aux autres, renvoient chacun à une idée forte. Le tableau 1 présente les premiers éléments de ce travail en cours.

<i>Axes de caractérisation du territoire touristique littoral</i>	<i>Intérêt</i>	<i>Exemples de critères</i>	<i>Exemples D'indicateurs</i>
Configuration spatiale	La nature même de l'espace impose plus ou moins de contraintes de développement (éclatement territorial, surfaces exploitables...). Traduit aussi l'exposition aux risques littoraux.	- Localisation géographique (zone climatique, périphéricité...); - Part de linéaire côtier ; - Occurrence de divers phénomènes (tempêtes, submersion...) - Etc.	Nombre de km de côte par rapport à la périphérie totale du territoire, exposition aux fortes pluies, proportions de vents forts...
Cohésion socioculturelle	Traduit la nature des relations entre individus, donc indirectement le degré de	<i>Non encore déterminés</i>	<i>Non encore déterminés</i>

	solidarité (déterminant en cas de crise). Le rapport à l'espace est aussi analysé		
Sensibilité environnementale	Traduit le niveau de fragilité des écosystèmes face à une perturbation.	- Biodiversité ; - Artificialisation ; - Etc.	- Taux d'endémisme - % de linéaire côtier urbanisé...
Diversification économique	Traduit le niveau de fragilité de la structure économique du territoire face à une perturbation (monoactivité vs pluriactivité).	- Phase de croissance économique ; - Niveau de diversification économique ; - Etc.	- Taux de croissance général sur les dix dernières années ; - Poids du tourisme par rapport aux autres secteurs économiques ; - Part des investissements étrangers ; - Rapports du tourisme aux autres secteurs d'activité ; - ...
Cohérence territoriale	Traduit le niveau d'intégration des diverses composantes du territoire par le système de gestion et de prévention des crises (aspects institutionnels).	- Potentiel Top-Down (complémentarité et coordination des compétences) ; - Potentiel Bottom-Up ; - Potentiel de GIZC (mêler T-D et B-U) - Etc.	<i>Non encore déterminés</i>
Niveau de développement	Fait état des orientations de développement et des conditions de vie en général.	- Démographie (1) ; - Education ; - Emploi ; - Logement (2) ; - Santé (3) ; - Transports ; - Energie ; - Communication (4).	(1) Densités, répartition spatiale ; (2) types de logement, matériaux de construction, occupation des logements ; (3) nombre d'habitants par médecins, disponibilité lits hospitaliers ; (4) accès au téléphone, à la télévision...

Au moment de la rédaction de ce texte (mars 2008), cette grille était en cours de construction, ce qui explique que toutes les rubriques n'aient pas été alimentées.

Tableau 1. Structuration des indicateurs d'évaluation de la vulnérabilité.

3. Ébauche d'application et questions soulevées

Un premier travail de terrain a été réalisé en février 2008 sur l'île de Djerba en Tunisie, dans le but de tester cette démarche et la grille d'indicateurs. Cette étape exploratoire a confirmé l'intérêt de réfléchir à la vulnérabilité des espaces littoraux méditerranéens sur la base du territoire plus que sur celle de l'analyse du secteur touristique *per se* – car le tourisme s'inscrit fatalement dans un contexte local. Elle a également révélé toute la complexité qu'il peut y avoir à recueillir une multitude d'informations relevant de différents champs et de différents acteurs, en même temps qu'elle a démontré l'intérêt de rencontrer cette même diversité d'acteurs (institutionnels, administratifs et associatifs). Croiser leurs regards permet de comprendre où sont les fragilités et les forces du système territorial. L'échelle locale a donc été privilégiée.

3.1. Pourquoi l'île de Djerba ?

Djerba a connu de profondes mutations économiques et spatiales depuis quelques décennies, sous l'impulsion du développement touristique (Mzabi, 1973). Très schématiquement, jusqu'aux années 1960, « les côtes de Djerba étaient largement restées à l'écart d'une occupation humaine permanente » (Paskoff, 2004). De plus, aux côtés d'un rapport à la mer anciennement enraciné dans les mentalités (Delmas, 1952), l'absence d'une ceinture sableuse continue sur le pourtour insulaire explique que le développement touristique se soit concentré sur la côte nord et nord-est. Malgré cette concentration spatiale, le cas

djerbien fait état, comme d'autres, d'un même phénomène de mutation qui a vu l'espace intérieur de l'île, traditionnellement le cœur de la vie djerbienne, devenir une marge économique au profit d'un littoral touristique qui confère aujourd'hui à Djerba un rôle majeur dans le tourisme tunisien. Or, le littoral est l'espace le plus exposé aux risques naturels (Miossec et Paskoff, 1979), même si cette exposition est à nuancer (peu de tempêtes, de vagues de chaleur ...).

On ne dispose pas encore à cette échelle de lecture de modèles de prévisions climatiques à long terme. On peut cependant s'interroger au moins sur les effets de l'élévation du niveau de la mer qui devrait avoir pour conséquence une augmentation des dégâts liés aux tempêtes. On peut également se demander dans quelle mesure des sécheresses répétées ou une salinisation des nappes peuvent amputer les capacités économiques de l'île par déficit en eau douce – d'autant que de nouveaux golfs doivent être créés. Les simulations climatiques n'étant pas disponibles, un travail d'entretien permettra de mesurer la "sensibilité" des différents acteurs et secteurs à ces risques potentiels. Mais d'ores et déjà, ce premier contact avec le cas djerbien permet de soulever diverses questions.

3.2. Premiers retours du terrain

Trois questions tendent à émerger, dont les réponses seront autant de clés d'amélioration de la méthodologie d'évaluation de la vulnérabilité.

3.2.1. Impacts

Quels sont les impacts prévisibles directs et indirects du changement climatique sur les dynamiques territoriales de Djerba et, plus largement, des littoraux touristiques de Méditerranée ? Autrement dit, quelles transformations sont à attendre du lien développement/changement climatique ? Au regard de l'importance du fait touristique à Djerba (près de 15 % des quelque 7 millions d'arrivées internationales de la Tunisie, 41 100 lits au début 2008 pour 113 hôtels), l'exacerbation des risques climatiques pourra nuire considérablement à l'attractivité du lieu. D'une part parce que les conditions locales vont changer, d'autre part parce que celles des pays émetteurs de touristes vont également évoluer. Cela pourrait entre autres amener à une redistribution temporelle de la saisonnalité touristique. Qu'en résultera-t-il en termes de vulnérabilité ?

3.2.2. Facteurs d'influence

Quels sont les facteurs d'influence de la vulnérabilité des territoires touristiques littoraux face au changement climatique ? Dans quelle mesure les trois dimensions du *PAR Model* interfèrent-elles ? Quels processus de décision et de régulation des dynamiques territoriales réduisent la vulnérabilité ? Identifier les facteurs est la base à l'élaboration de stratégies contextualisées, appropriées et évolutives.

3.2.3. Échelles pertinentes

Quelles sont les échelles spatiales et temporelles pertinentes de l'évaluation de la vulnérabilité, et quels jeux d'emboîtements de ces échelles s'avèrent utiles à la décision et à l'action ? L'exemple djerbien montre qu'à l'échelle locale, la préoccupation du changement climatique n'entre pas en ligne de compte dans les décisions d'aménagement. C'est typiquement le cas du projet *Lella Hadhria* qui verra la construction sur la lagune située à l'extrême est de l'île d'un complexe touristique important (près de 15 hôtels), d'une part par le comblement partiel de la partie nord (50 ha) pour la création d'un parcours de golf, d'autre part par le creusement de la partie sud (50 ha) qui accueillera un bassin de plaisance (marina). Le risque de submersion est pourtant grand compte tenu du fait que la zone ne culmine qu'à quelques mètres de hauteur et que la largeur du cordon sableux est au mieux de 250 m. Ainsi,

les acteurs locaux, et avec eux les opérateurs touristiques nationaux et étrangers, ne prennent pas en compte la perspective du changement climatique. Alors même que la division du ministère de l'Environnement en charge de la mise en œuvre de la CCNUCC¹³ vient de réaliser une étude à l'échelle de l'ensemble des côtes tunisiennes sur cette question de la vulnérabilité aux risques naturels (2004) et que la stratégie d'adaptation en découlant est en cours de validation à l'échelle nationale. Il existe donc clairement un décalage entre échelons territoriaux locaux et nationaux/internationaux, qui se traduit par des temporalités contrastées – les échelles de temps de la planification ne sont par exemple pas les mêmes.

Conclusion

La méthodologie exposée en est encore à un stade exploratoire, et sa mise en discussion précoce est essentielle. L'évaluation de la vulnérabilité est nécessairement complexe, et nombre de méthodes déjà développées n'ont jamais été mises en œuvre. La vulnérabilité évolue dans le temps en fonction des stratégies déployées en matière de gestion des crises, et plus largement de la trajectoire de développement d'un territoire. Le changement climatique, désormais avéré, vient ajouter un élément de complexité majeur à travers les incertitudes qui le caractérisent, en particulier au niveau local. Il pose la question de la capacité des territoires locaux à organiser leur développement durable sans disposer de toutes les connaissances qu'on pourrait penser nécessaires. Mais nos recherches montrent déjà que « *l'abondance des connaissances scientifiques ne [garantit] en rien une meilleure gestion, et inversement que le caractère lacunaire et controversé des connaissances scientifiques [est] rarement le facteur réellement limitant de l'action* » en matière de gestion des zones côtières (Billé, 2006, p. 11). En ce sens, évaluer la vulnérabilité avec les connaissances disponibles, et la suivre dans le temps, constitue un outil majeur d'accompagnement des politiques publiques.

Références bibliographiques

- Adger W.N., 2006. Vulnerability. *Global Environmental Change*, 16, p. 268-281.
- Benoit G., Comeau A., 2005. *Méditerranée : les perspectives du Plan Bleu sur l'environnement et le développement*. L'Aube, 425 p.
- Berkes F., 2007. Understanding uncertainty and reducing vulnerability : lessons from resilience thinking. *Natural Hazards*, 41, 283-295.
- Bird E., 1985. *Coastline changes, a global review*. Wiley, Chichester, 219 p.
- Billé R., 2006. Gestion intégrée des zones côtières : quatre illusions bien ancrées. *VertigO*, 17, 3, 12 p.
- Billé R., 2008. *Adapting to climate change in the Mediterranean: some questions and answers*. Iddri, série « Synthèses », n°1/2008
- Billé R., Kieken H., Magnan A., 2008. *Tourisme et changement climatique en Méditerranée : enjeux et perspectives*. Rapport d'expertise au Plan Bleu, 35 p.
- Blaikie P., Cannon T., Davis I., Wisner B., 1994. *At risk : natural hazards, people's vulnerability and disaster*. Routledge, London, 284 p.
- Delmas Y., 1952. L'île de Djerba. *Les Cahiers d'Outre-Mer*, 52, 18, 149-168.
- Downing T.E., Patwardhan A., 2003. *Vulnerability Assessment for Climate Adaptation*. APF Technical Paper 3, United Nations Development Programme, New York City, NY. Final draft.
- Füssel H.-M., Klein R.J.T., 2006. Climate change vulnerability assessments : an evolution of conceptual thinking. *Climatic Change*, 75, 301-329.
- Giupponi C., Schechter M., 2003. *Climate change in the Mediterranean : socio-economic perspectives of impacts, vulnerability and adaptation*, Edward Elgar Publishing, Cheltenham, 332 p.

¹³ Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques.

GIIEC – IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change –, 2001. *Climate Change 2001 : synthesis report* (www.ipcc.ch).

Kelly P.M., Adger W. N., 2000. Theory and practice in assessing vulnerability to climate change and facilitating adaptation. *Climatic Change*, 47, 325–352.

Liverman D.M., 1990. Vulnerability to global environmental change. In Kasperson R. E., Dow K., Golding D. et Kasperson J.X. (eds.), *Understanding Global Environmental Change: The Contributions of Risk Analysis and Management* (Chapter 26), Clark University, Worcester, MA, 27–44.

Mathieson A., Wall G., 1982. *Tourism economic, physical and social impacts*. Longman, New York.

Miossec J.-M., Paskoff R., 1979. Évolution des plages et aménagements touristiques à Jerba (Tunisie) : le cas du littoral nord-est de l'île. *Méditerranée*, 1-2, 99-106.

Mzabi H., 1973. *La croissance urbaine accélérée de Djerba et ses conséquences sur la vie de relation avec l'extérieur*. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle en Géographie ; Université de Paris I, 300 p. environ.

Nicholls R.J., Hoozemans F.M., 1996. The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change. *Ocean and Coastal Management*, 31, 105-132.

Paskoff R., 1993. *Côtes en danger*. Masson, Paris, 247 p.

Paskoff R., 2004. L'île de Djerba (Tunisie) et le développement durable : une vision de géographe. *La Géographie*, 1513, 27-34.

L'IMPACT DES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES DE L'ETE 2007 SUR L'ETAT DE SANTE DE LA POPULATION DE L'EUROREGION BIHOR-HAJDU-BIHAR

MĂHĂRA Gheorghe¹, SULI-ZAKAR Istvan², AMBRUS L. Attila³

¹Universit  d'Oradea, Département de Géographie, Tourisme et l'Aménagement du Territoire, Str. Universitatii, nr. 1, 410087, Oradea, Roumanie, gheorghemahara@yahoo.com, ² Université d' Debrecen, F ep let 410/b, s lizi@tigris.klte.hu, ³Lyc e „Ady Endre”, Str. Moscovei, nr.1., Oradea, attilaambros@freemail.hu.

Résumé : Le travail analyse les éléments climatiques de deux centres urbains : Oradea et Debrecen situés dans l'Eurorégion Bihor-Hajd -Bihar-Bih r, en juillet 2007. C'était un mois très chaud par rapport à juillet 2006, considéré normal du point de vue thermique. L'étude présente l'étroite corrélation entre les éléments climatiques (température, pression de l'air, humidité de l'air) et la mortalité de juillet 2007 enregistrée dans les deux villes mentionnées.

Mots-clés : Oradea, Debrecen, conditions climatiques, santé.

Abstract: This work analyzes the climatic elements of two urban centres: Oradea and Debrecen located in Eurorégion Bihor-Hajdú-Bihar, in July 2007. It was one month very hot compared to July 2006, considered normal from the thermal point of view. The study presents the narrow correlation between the climatic elements (temperature, pressure of the air, moisture of the air) and the mortality of July 2007 recorded in the two cities mentioned.

Key words: Oradea, Debrecen, climatic conditions, health.

Introduction

L'Eurorégion Bihor-Hajdú-Bihar inclut le Département de Bihor sur le territoire de la Roumanie, ayant pour centre Oradea et le Département Hajdú-Bihar sur le territoire de l'Hongrie avec le centre à Debrecen (fig. 1).

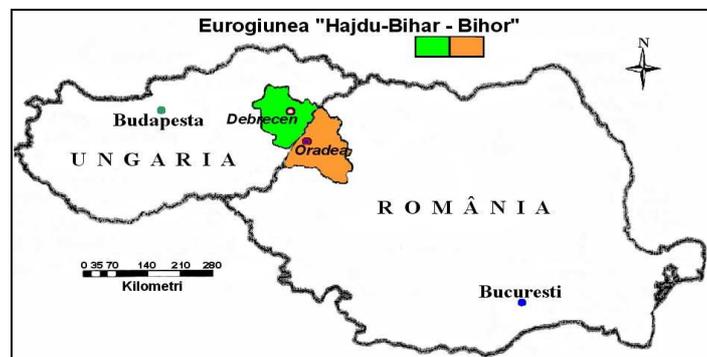


Figure 1. Localisation géographique de l'Eurorégion Bihor-Hajd -Bihar –Bih r (Ilie , Alexandru 2003).

Au cours de l'été 2007 l'Europe Centrale fut confrontée à une vague de chaleur responsable de sévères sécheresses, lesquelles ont eu un impact sur l'état de santé de la population de l'Eurorégion investiguée.

1. Méthodologie du travail

Pour mettre en évidence les effets du réchauffement de l'air de cet été 2007, on a analysé et interprété les données climatiques enregistrées aux stations météorologiques d'Oradea et de l'Observatoire Agrom t orologique de l'Université de Debrecen. Quelques données ont été obtenues de l'Agence Météorologique de Hongrie pour le mois de juillet 2007, dont es valeurs maximales absolues de la température ont été comparées à celles du mois de juillet

2006, année considérée normale du point de vue thermique. De plus, on a identifié le degré de mortalité des deux centres urbains –Oradea et Debrecen- sur la base des données statistiques acquises par les Directions Sanitaires Départementales et les mairies de ces deux villes.

On a représenté les données sur des cartes et des graphiques. Le résultat montre une croissance de la mortalité dans la troisième décade du juillet 2007 sous l'influence des températures très élevées de l'air ainsi que de la baisse de la pression et de l'humidité de l'air.

Pour l'explication causale de ces phénomènes climatiques, on a analysé les images satellitaires synoptiques des températures (fig. 3, 4).

2. Résultats et commentaires

La température de l'air représente le plus important facteur climatique d'action pathogène parce que sa valeur et sa variabilité déterminent des réactions physiologiques qui stimulent ou au contraire réduisent la capacité de l'organisme humain. En plus ce facteur thermique offre des conditions propices au développement des agents pathogènes. On a constaté que les jeunes enfants, les personnes âgées et les personnes affectées de différentes maladies présentent des difficultés d'adaptation face à la variabilité du climat, ce qui se manifeste par face par des symptômes de maladie ou même des décès.

En juillet 2007, une masse d'air tropicale a pénétré dans l'espace de l'Europe Centrale et méridionale. Elle a engendré un changement profond des conditions climatiques 'normales' (fig. 2).

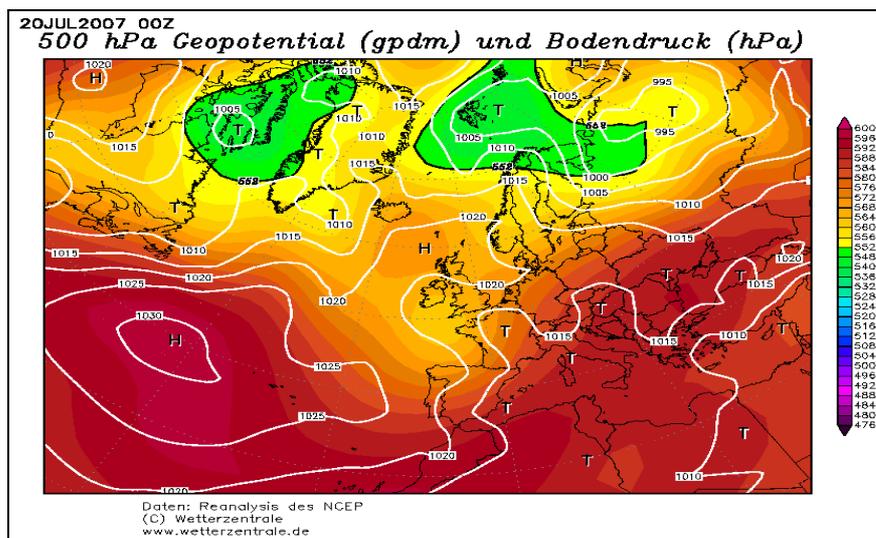


Figure 2. La carte synoptique de l'espace européen le 20 juillet 2007.

2.1. Le régime de la température de l'air.

En suivant l'évolution quotidienne des valeurs maximales de température du mois de juillet 2007 par rapport à celle de l'année 2006, on peut constater au cours de la troisième décade du mois de juillet 2007 l'existence de valeurs thermiques record, tant à Debrecen qu'à Oradea (fig.3, 4).

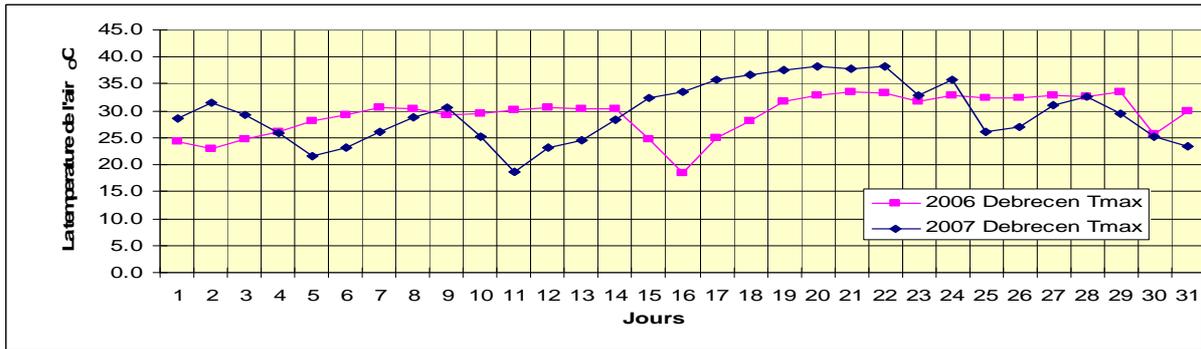


Figure 3. L'évolution de la température maximale à Debrecen en juillet 2006 et 2007.

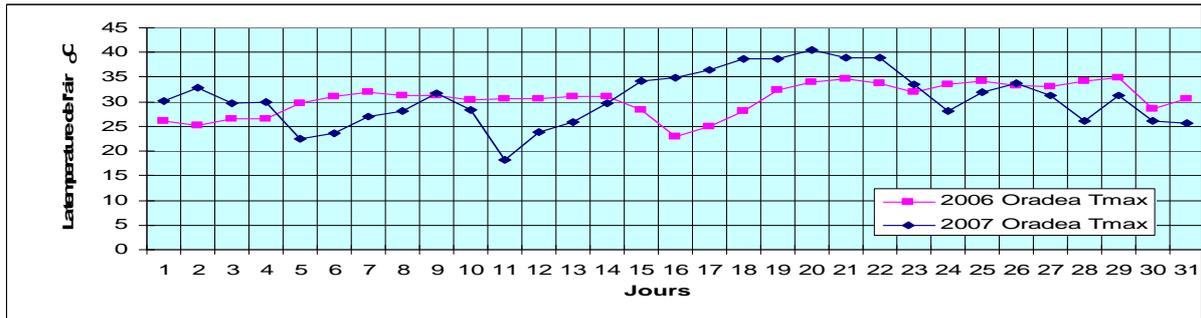


Figure 4. L'évolution de la température maximale à Oradea en juillet 2006 et 2007.

La température maximale de l'air à Oradea a atteint 40.4°C le 20 juillet 2007. A Debrecen, la valeur maximale a atteint le même jour 38,3°C. On mentionne que ces valeurs des températures maximales ont eu une déviation positive par rapport à la valeur moyenne des températures quotidiennes de ce mois tant à Oradea qu'à Debrecen (fig. 3 et 4).

Ces valeurs se sont produites dans des conditions synoptiques caractérisées par l'advection d'air tropical via l'Afrique du Nord (fig.2).

Les anomalies thermiques positives ont dépassé 7 à 10 °C par rapport aux situations normales dans l'Eurorégion analysée.

Du régime thermique dépendent aussi les autres caractéristiques climatiques de l'air avec un impact sur la santé des hommes à cause de la hausse de la température, de la pression et de l'humidité de l'air, et inversement. Ces anomalies thermiques ont été accompagnées de l'augmentation du nombre des décès. (fig.5 et 6).

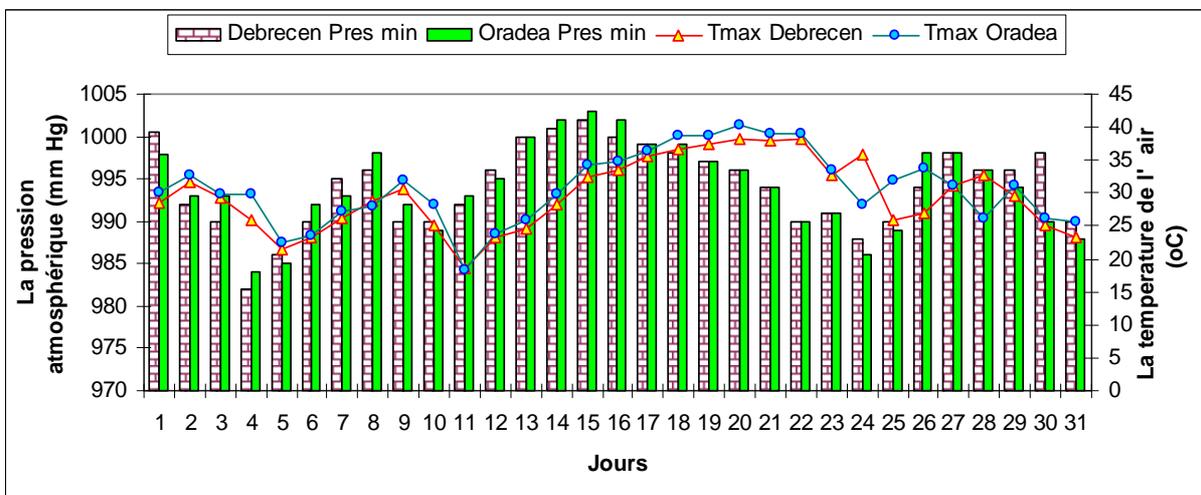


Figure 5. L'évolution de la température maximale et de la pression minimale à Debrecen et à Oradea en juillet 2007.

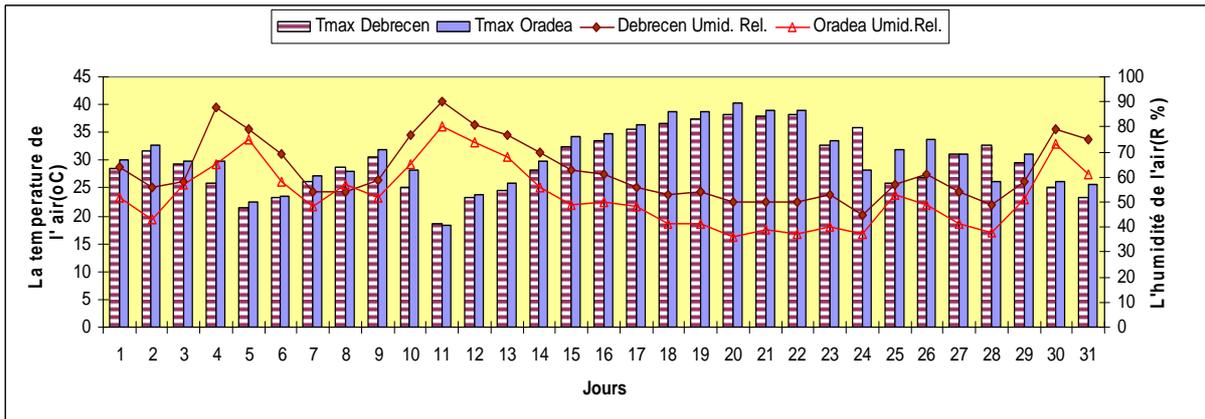


Figure 6. L'évolution de la température maximale et de l'humidité à Debrecen et à Oradea en juillet 2007.

Les figures 5 et 6 révèlent une évolution inverse de la température, de la pression et de l'humidité de l'air à Debrecen et à Oradea.

Compte tenu du fait que l'Homme est météosensible, les caractéristiques climatiques extrêmes laissent leur empreinte sur celui-ci, sous la forme d'un stress bioclimatique accompagné d'un accroissement de la mortalité.

En présentant la relation entre la température et la mortalité, on note que dans la troisième décennie 20-26 juillet 2007, les valeurs thermiques ont été les plus élevées (38,3 - 40,4°C). Parallèlement, le nombre de décès a été le plus important, entre 14 et 19 décès par jour à Debrecen et entre 11 et 15 décès par jour pour la même période à Oradea. Il est à préciser que les températures les plus élevées furent enregistrées à Oradea, mais la grande majorité des cas de décès se sont produits à Debrecen. C'est à cause de la durée plus longue de la vague de chaleur dans le Département de Hajdú-Bihar.

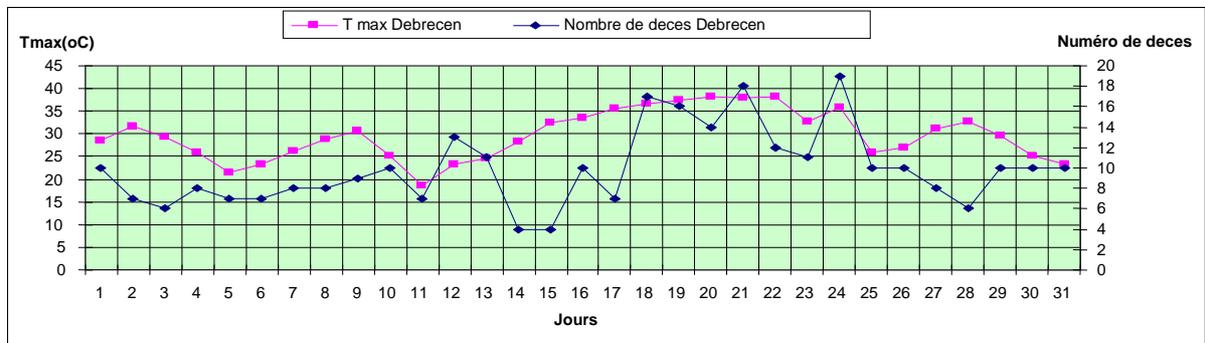


Figure 7. La relation entre la température et la mortalité à Debrecen en juillet 2007.

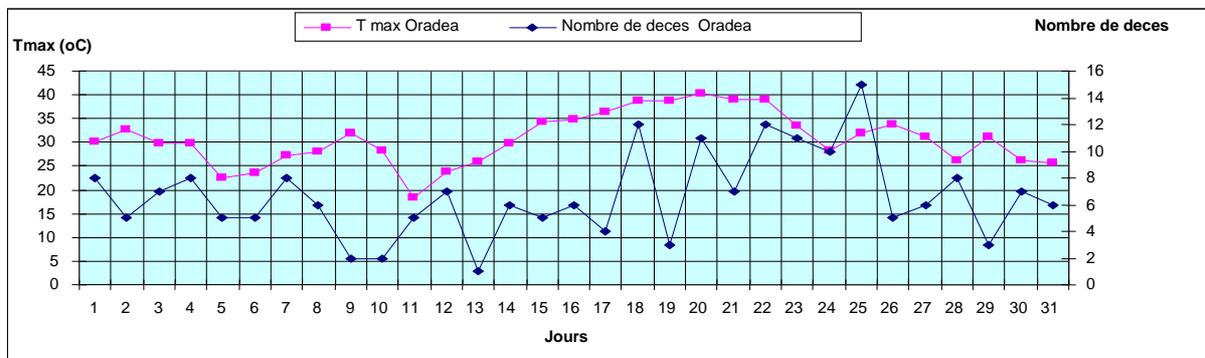


Figure 8. La relation entre la température et la mortalité à Oradea en juillet 2007.

Les données présentées reflètent l'évolution de la température à Debrecen et à Oradea, par rapport à l'évolution des décès enregistrés en juillet 2007 dans les deux villes il y a une

relation directe entre la température et le nombre de décès (fig. 7 et 8). Les informations médicales montrent que les températures élevées de l'été 2007 ont plutôt affecté les personnes âgées et les enfants, ainsi que ceux déjà atteints par des affections cardiaques, rhumatisques ou asthmatiques, dont la capacité de thermorégulation est réduite.

2.2. Effet de l'humidité de l'air

L'évolution quotidienne de l'humidité relative de l'air de juillet 2006 et 2007 montre que les valeurs ont été plus basses en 2007 par rapport au mois de juillet 2006. Ainsi peut-on constater que parallèlement à l'augmentation de la température, l'humidité relative de l'air diminue (fig. 9) ce qui conduit à l'augmentation du stress pulmonaire et du nombre de décès.

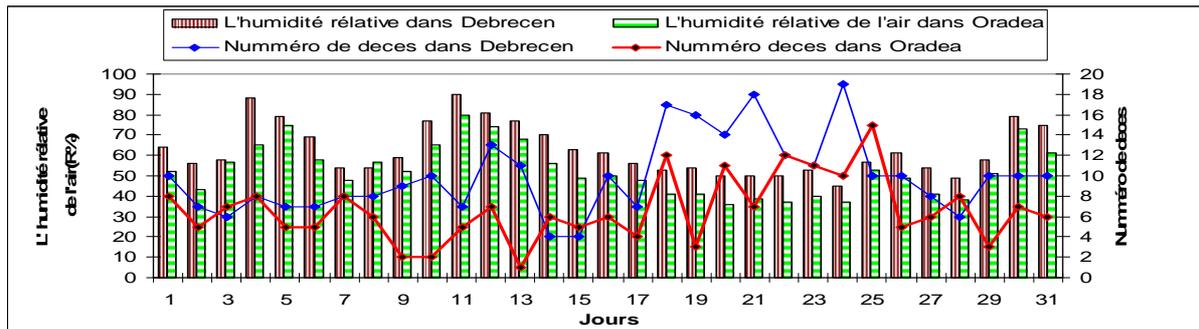


Figure 9. L'influence de l'humidité de l'air sur la mortalité à Debrecen et à Oradea en juillet 2007.

2.3. Effet de la pression atmosphérique

La pression de l'air, associée à la température et à l'humidité sont des éléments qui influencent la santé de l'Homme. La pression de l'air a des effets météotropes considérables. En effet, on sait que les grandes variations de la pression de l'air influencent les variations de la pression sanguine ce qui affecte le système nerveux, surtout dans le cas des diminutions accentuées de la pression.

L'évolution quotidienne de la pression de l'air en juillet 2006 et 2007 à Debrecen et à Oradea est similaire. Dans la 1^{ère} et la 3^{ème} décade du mois de juillet 2007 la pression de l'air s'affaiblit au point de se répercuter sur la mortalité des deux villes de l'Eurorégion.

Les conditions météorologiques extrêmes de la 3^{ème} décade de juillet 2007 ont influencé considérablement le nombre de décès dans le cadre de deux municipalités (fig.10 et 11). On considère que le plus grand nombre de décès à Debrecen est surtout lié à la persistance de la vague de chaleur, au relief de plaine, au manque de surface aquatique et à la faible représentation d'espaces forestiers.

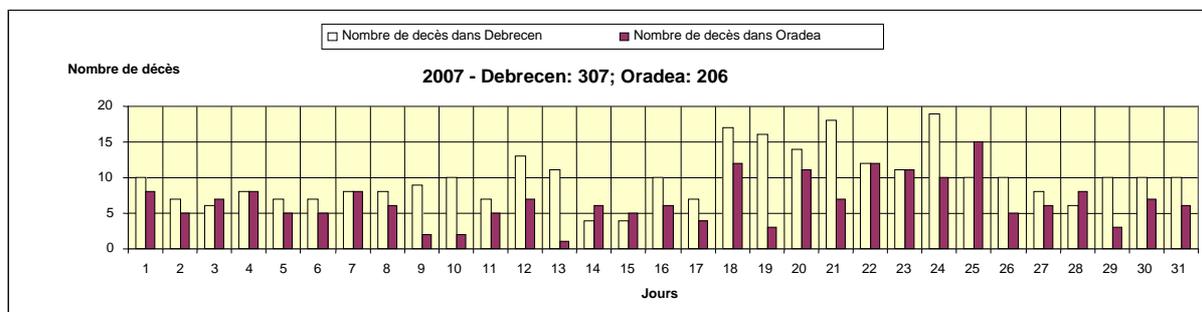


Figure 10. L'évolution de la mortalité générale à Debrecen et à Oradea en juillet 2007.

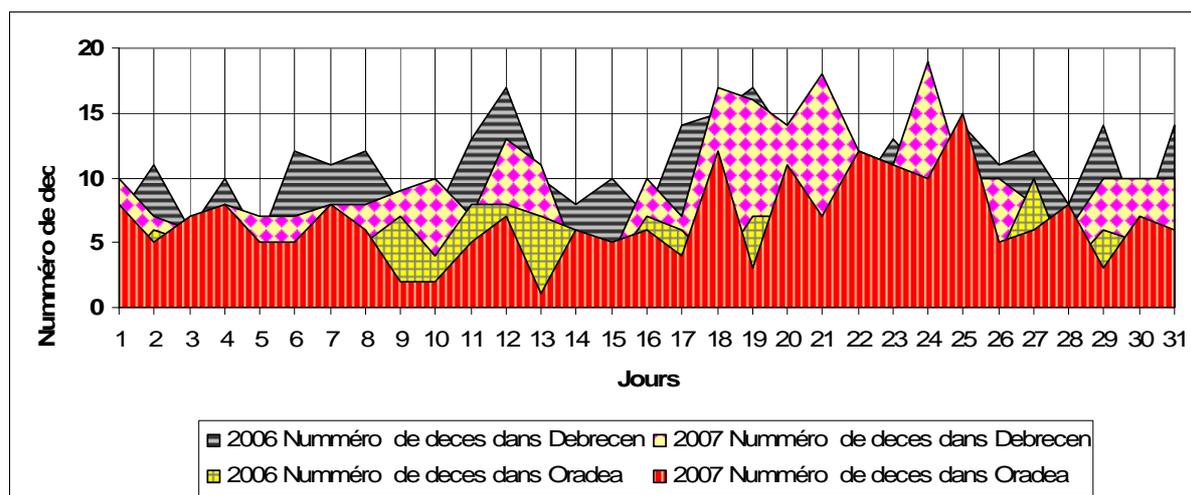


Figure 11. L'évolution de la mortalité générale à Debrecen et à Oradea juillet 2006 et 2007.

L'évolution de la mortalité générale dans l'Eurorégion Bihor-Hajdú-Bihar en juillet 2006 et 2007 indique une augmentation significative de la mortalité dans la 3e décade de juillet 2007 par rapport à la même période de l'année 2006.

Conclusion

Les éléments météorologiques ont un impact important sur l'organisme humain surtout dans le cas des vagues de chaleur qui sont apparues au le cours de l'été 2007 dans l'Eurorégion Bihor-Hajdú-Bihar. Cette hausse de la chaleur influence à son tour la pression et l'humidité relative de l'air, provoquant un inconfort thermique et pulmonaire, d'où une augmentation du nombre de décès. La chaleur est plus facile à supporter par les jeunes, les personnes en bonne santé, mais plus difficile pour les personnes âgées et les enfants. Pour ces derniers, les avertissements météorologiques et les prévisions météomédicales ainsi que les mesures élémentaires de protection et de prévention (éviter l'exposition prolongée au soleil) peuvent réduire les risques. Un système efficace de protection sanitaire peut contribuer à surmonter ces périodes de stress bioclimatique jusqu'au rétablissement du temps normal, auquel l'organisme est adapté.

Références bibliographiques

- Besancenot J-P., 2007. Conditions météorologiques, pollution atmosphérique et accidents athérothrombotiques. L'exemple de Dijon, Conférence Internationale de Climatologie, Paris.
- Ilieş A., 2003. *România între milenii. Frontiere, areale frontaliere și cooperare transfrontalieră*, Editura Universității Oradea, Oradea.
- Măhăra Gh., 2001. *Meteorologie*, Editura Universitatea din Oradea, 2001.
- Măhăra Gh., Suli-Zakar I., Ambrus A., 2007. *Debrecen és Nagyvárad határon átvélő agglomeráció környezeti aspektusai in Határok és a határon átnyúló(CBC) kapcsolatok szerepe a kibővült Európai Unió keleti periferiáján*, Debrecen.
- Süli-Zakar I., Béres Cs., 1993. *Hajdú-Bihar megye térbeli társadalmi-gazdasági fejlődés lehetőségei és problémái*, Debrecen.
- Teodoreanu E., 2007. *Valurile de căldură și sănătatea* – manuscris.

LE BILAN THERMIQUE DE L'ANNEE 2007 : UN « RETOUR VERS L'AVENIR » ?

MAHERAS P., TOLIKA K., TEGOULIAS I.

Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki 54124, Thessaloniki, Grèce, Tel. 00.30.2310.998471, Fax. 00.30.2310.995392, e-mail: maheras@geo.auth.gr

Résumé : *Les températures des huit premiers mois de l'année 2007 (janvier-août) ont été vraiment exceptionnelles du point de vue de l'intensité et de la durée. Dans ce travail, on évaluera statistiquement le caractère exceptionnel de l'année 2007 en utilisant les données de la station météorologique de l'Université de Thessaloniki (1946-2007). On comparera ensuite les situations extrêmes observées avec les conditions des températures simulées pour la fin du 21^{ème} siècle par le modèle KNMI-RACMO2, forcé par le modèle GCM ECHAM, 25 Km x 25 km ; les trois premières saisons exceptionnellement chaudes de l'année 2007 constituent une sorte d'avertissement des conditions climatiques que l'on attend pour l'avenir.*

Mots-clés : *année 2007, températures extrêmes, scénarios, Thessaloniki.*

Abstract: *The temperatures of the 8 months for the year 2007 (January-August) were exceptional in intensity and duration. This paper investigates statistically the anomalous character of the year 2007 by using data from the Meteorological station of the University of Thessaloniki (1946-2007). To achieve this, the seasonal statistics were compared to those simulated by the models (KNMI-RACMO2, forced by GCM ECHAM, 25x25km) for the end of the 21st century. The anomalously warm seasons of winter and summer allow a projection of the conditions that may occur in the future.*

Key words: *year 2007, extreme temperature, scenarios, Thessaloniki.*

Introduction

La caractéristique fondamentale du climat de la Grèce est la dissociation saisonnière de la chaleur et de l'humidité : sécheresse et températures élevées durant l'été, précipitations élevées et températures tempérées durant l'hiver. Ces conditions climatiques favorables à plusieurs activités peuvent être, de temps en temps, extrêmes avec des anomalies contraignantes pour le confort de la population et pour les activités de plein-air, voire à l'intérieur des bâtiments.

En l'occurrence, les températures des premiers huit mois de l'année 2007 (janvier-août) ont été vraiment exceptionnelles, tant du point de vue de l'intensité que de celui de la durée avec de graves conséquences sur la production agricole, la consommation d'énergie, l'environnement et l'augmentation de la mortalité surtout durant le trimestre juin-août 2007. Dans ce contexte général à l'ensemble de la péninsule Balkanique, la Grèce a souffert de cette séquence anormalement douce durant l'hiver et extrêmement chaude durant l'été.

Dans ce travail on évaluera statistiquement le caractère exceptionnel de l'année 2007 en utilisant les données de la station météorologique de l'Université de Thessaloniki (1946-2007). On va ensuite comparer les situations extrêmes observées avec les températures simulées pour la fin du 21^{ème} siècle (années 2071-2100) par les modèles KNMI-RACMO2, forcée GCM ECHAM, sur une maille de 25 Km (<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs>).

1. Données et méthode

On utilise les données journalières des températures maximales (Tmax) et minimales (Tmin) de la station de l'Université de Thessaloniki pour la période 1946-2007. On utilise également les données des mêmes paramètres simulées pour le 21^{ème} siècle (2020-2100) par le modèle KNMI-RACMO2, forcé par le modèle GCM ECHAM (scénario A1B), avec une résolution de 25 Km x 25 Km. Parmi les nombreux points de grille on a choisi le plus proche de la station de l'Université, à une distance de 8 Km à l'ouest de la station.

Pour l'ensemble des données, en accord avec la méthode proposée par Beniston (2007) on a calculé les valeurs statistiques quartiles et déciles pour bien connaître les valeurs extrêmes et les différents seuils (le premier et neuvième décile, par exemple). Ainsi, on a considéré la distribution temporelle des températures à savoir si les températures élevées ont été isolées ou si elles ont eu lieu lors des journées consécutives et dans ce cas, sur quelle durée. Cette caractéristique de séquences de jours chauds ou très chauds pour de longues durées permet d'avoir la dimension exacte des événements extrêmes enregistrés.

2. Résultats

2.1 Variation interannuelle des températures moyennes maximales et minimales saisonnières.

La figure 1 illustre la variation interannuelle des températures moyennes maximales saisonnières à Thessaloniki durant la période 1946-2007. D'après cette figure, on constate qu'en été les sept années les plus chaudes se concentrent surtout à la fin de la période étudiée, l'été 2007 étant le plus chaud de la période. En hiver, les années les plus chaudes se trouvent au début et à la fin de la période étudiée et enfin, durant les saisons intermédiaires (printemps et automne), les dix années les plus chaudes sont dispersées sur toute la période 1946-2007.

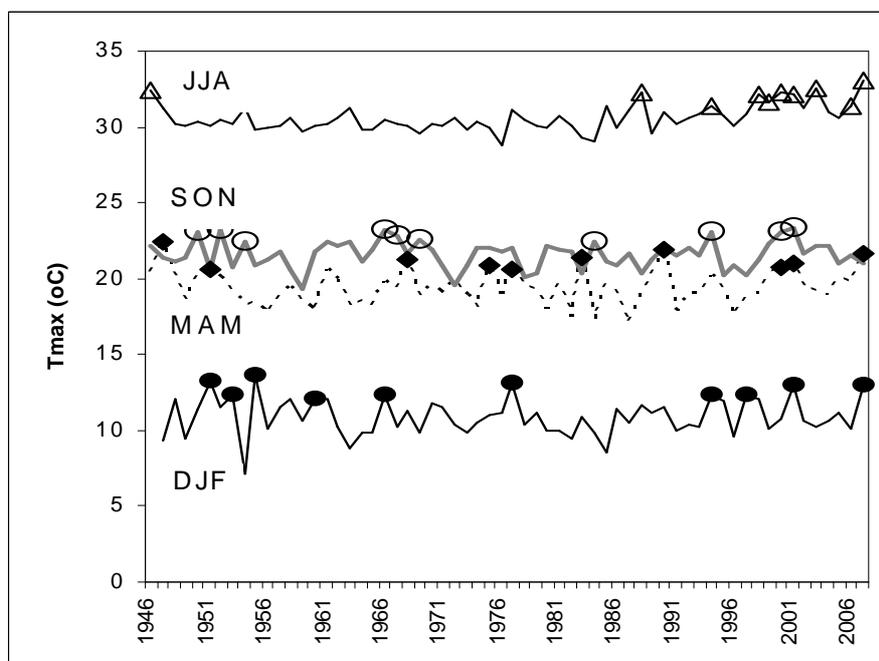


Figure 1. Variation interannuelle des températures moyennes saisonnières maximales. Les symboles sur les courbes indiquent les dix années les plus chaudes.

De même la figure 2 illustre la variation interannuelle des températures moyennes minimales saisonnières à Thessaloniki durant la période 1946-2007. Comme pour les températures maximales, durant l'été les années les plus chaudes se trouvent à la fin de la période étudiée. Au contraire, en hiver et en automne les années les plus chaudes sont dispersées sur toute la période. Enfin, durant le printemps, parmi les dix années les plus chaudes, on en trouve quatre concentrées entre les années 2000 et 2007.

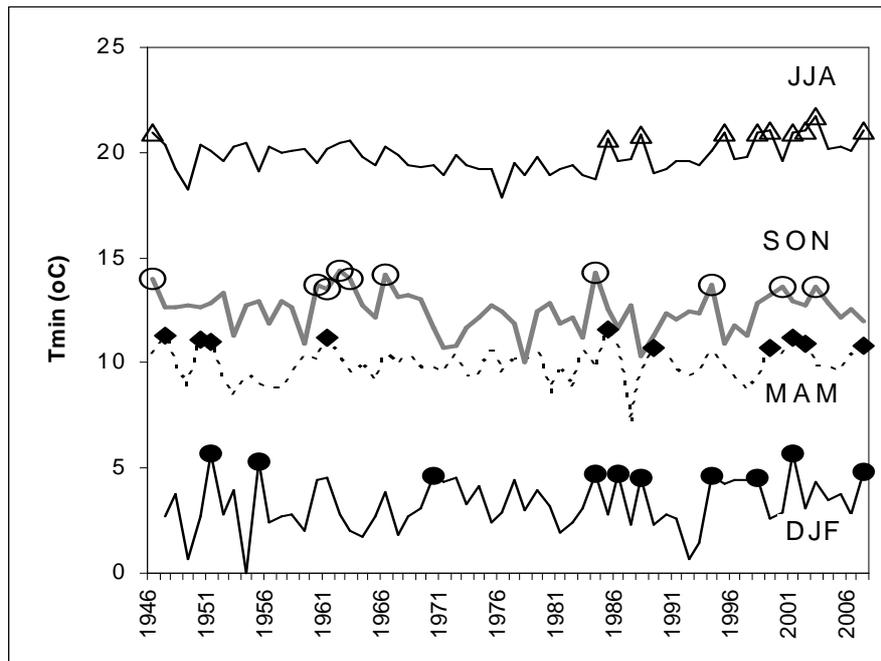


Figure 2. Variation interannuelle des températures moyennes saisonnières minimales. Les symboles sur les courbes indiquent les dix années les plus chaudes.

2.2 Les températures exceptionnelles de l'année 2007

La figure 3 illustre les températures moyennes mensuelles maximales de la période étudiée, les températures moyennes mensuelles maximales de l'année 2007 et les températures mensuelles maximales correspondant aux quantiles Q10, Q25, Q50, Q75 et Q90 de la période 2070-2100 (scénarios).

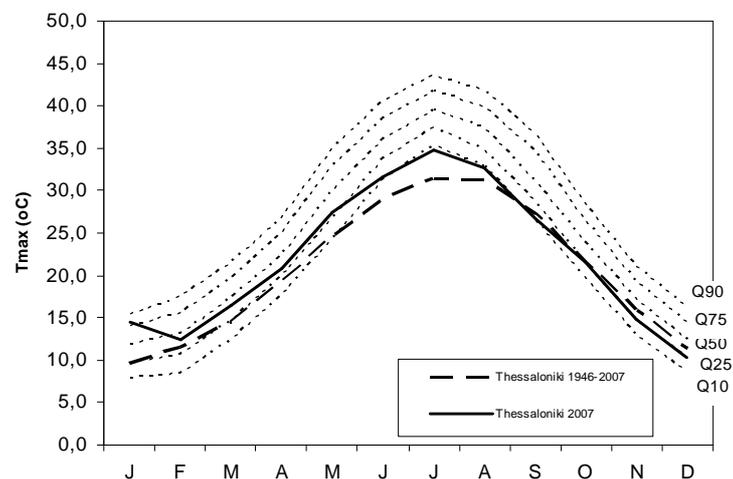


Figure 3. Variation annuelle des températures moyennes mensuelles maximales de la période étudiée et de l'année 2007. Variation annuelle des quantiles : Q10, Q25, Q50, Q75 et Q90 des températures maximales mensuelles de la période du futur (2070-2100, scénario A1B).

D'après la figure 3, on constate que les températures moyennes maximales de la période estivale (juin-août) apparaissent équivalentes aux valeurs du quantile 10% du scénario A1B. Pourtant, si l'on considère les températures moyennes maximales de l'hiver et du printemps, on constate que :

- 1) les températures du mois de janvier sont supérieures à la limite Q75 = 75%
- 2) les températures des mois de février, mars, avril et mai sont à peine inférieures à la limite Q50 = 50%.

Les températures de la période hivernale et du printemps apparaissent donc, statistiquement, plus exceptionnelles que celles de la période estivale.

La figure 4 illustre les statistiques des températures moyennes mensuelles minimales. Comme pour les températures maximales ainsi que pour les températures minimales, les températures hivernales et printanières apparaissent plus exceptionnelles que les températures estivales.

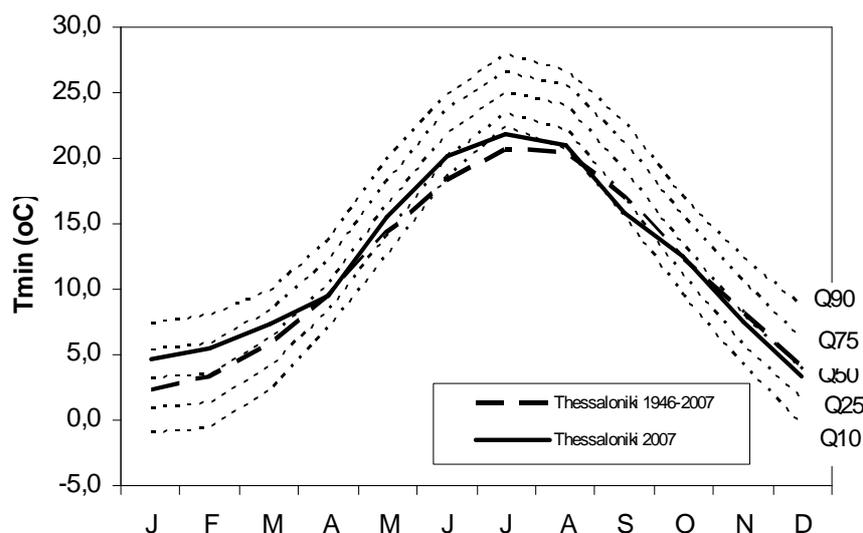


Figure 4. Variation annuelle des températures moyennes mensuelles minimales de la période étudiée et de l'année 2007. Variation annuelle des quantiles : Q10, Q25, Q50, Q75 et Q90 des températures maximales mensuelles de la période du futur (2070-2100, scénario A1B).

Afin de rechercher plus profondément les températures exceptionnelles de l'année 2007 nous avons construit les figures 5 et 6.

Dans la figure 5 on peut suivre la variation des températures journalières maximales absolues de la période estivale de l'année 2007 (juin-août) par rapport aux températures journalières de la même période correspondant aux limites 50% et 75% du scénario A1B (période de 2070-2100). D'après cette figure, on constate que les températures maximales absolues d'un certain nombre de jours sont supérieures aux températures maximales absolues correspondant aux limites 50% et 75%. Plus particulièrement neuf jours dépassent la première limite et cinq la seconde : ils correspondent aux trois épisodes de canicule de l'été 2007 (en juin, juillet et août, avec une durée de six à neuf jours pour chaque mois).

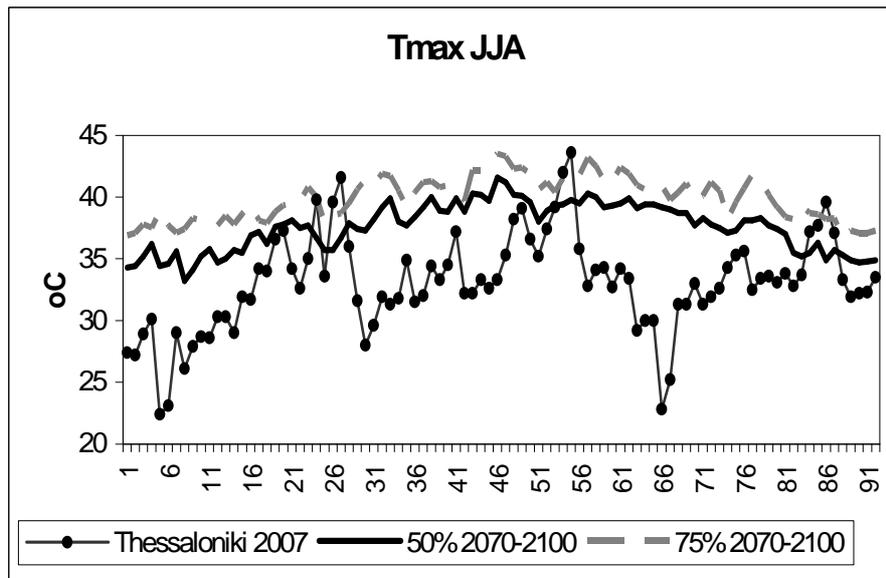


Figure 5. Températures journalières absolues maximales de l'été 2007, comparées avec les quantiles Q50 et Q75 des températures journalières absolues maximales (juin – août) de la période du futur (2070-2100, scénario A1B).

De même, dans la figure 6, on peut suivre les températures minimales absolues de la période hivernale par rapport aux températures journalières minimales absolues de la période correspondant aux limites 50% et 75% du scénario (décembre-février, 2070-2100). D'après cette figure on constate qu'il y a un grand nombre des jours dont les températures minimales absolues sont nettement plus élevées que les températures des limites 50% et 75%. Plus spécialement, on trouve cinquante sept jours avec des températures supérieures à la limite 50% et trente six jours dépassant la limite 75%. Donc, on constate, encore une fois que les températures hivernales apparaissent statistiquement plus exceptionnelles que celles de la période estivale.

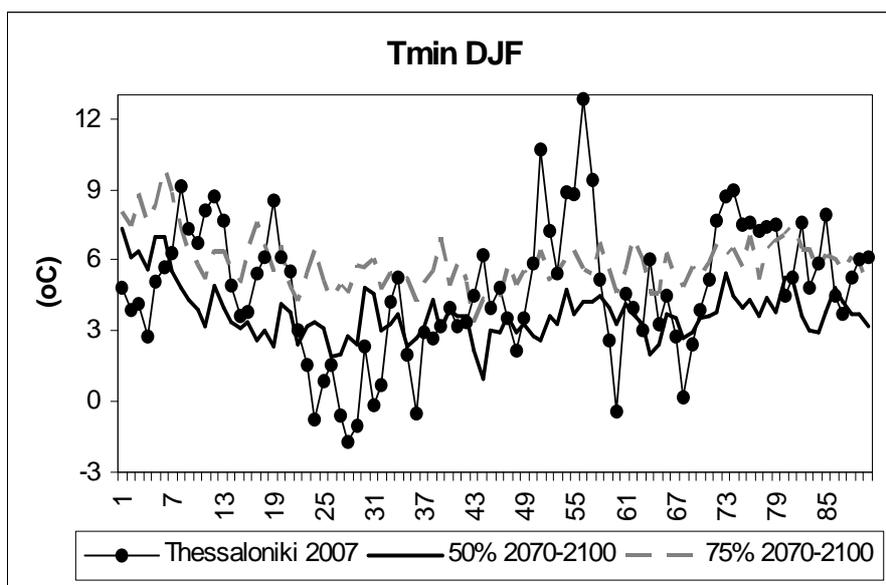


Figure 6. Températures journalières absolues minimales de l'hiver 2007, comparées avec les quantiles Q50 et Q75 des températures journalières absolues minimales (décembre - février) de la période du futur (2070-2100, scénario A1B).

Conclusion

Cette communication se réfère aux conditions des températures exceptionnelles de l'année 2007. C'est ainsi que la comparaison des températures extrêmes de cette année avec les mêmes paramètres concernant la période du futur (2070-2100) fait apparaître que les températures maximales et minimales très élevées, équivalentes aux mêmes paramètres attendus pour le futur, ont été observées mais leurs fréquences et leur intensité sont plus élevées durant la période hivernale qu'estivale. Le « retour vers l'avenir » est plus rapide en hiver qu'en été ?

Il est certain que de telles conditions exceptionnelles, si elles se répètent fréquemment dans le futur proche, auront des conséquences très importantes pour l'environnement, l'agriculture, l'économie et les sociétés de notre pays.

Références bibliographiques

Beniston M., 2007. Entering into the « greenhouse century »: Recent record temperatures in Switzerland are comparable to the upper temperature quantiles in a greenhouse climate. *Geophysical Research Letters*, **34**, 1-5.

LE CLIMAT ET LA GEOGRAPHIE REGIONALE L'EXEMPLE DES GEOGRAPHIES UNIVERSELLES

MARCHAND Jean-Pierre

Université Rennes 2

COSTEL UMR 6554 LETG

jean-pierre.marchand@univ-rennes2.fr

Résumé : *Les géographies universelles sont de bons reflets de l'évolution de la géographie et de ses relations au climat. Elles permettent de mettre en évidence que la priorité donnée au climat en tant que tel est la plus forte entre les deux guerres, reflétant ainsi la dichotomie classique entre géographie humaine et géographie physique qui allait perdurer jusque dans les années 1980. Dans la dernière GU, le climat, selon les auteurs, est soit un cadre (France) soit un élément du cadre de vie (Espagne), soit intégré dans sa dimension régionale comme une contrainte parmi les autres (Europe du Nord Ouest, Inde) et convoqué, en fonction de l'objectif régional à traiter.*

Mots-clés : *Histoire de la géographie, Climat et analyse régionale, géographies universelles.*

Abstract: *The « Géographies universelles » give good reflections on the development of French geography in relation with climate. The focus on climate is more evident between the two world wars, showing the classical distinction between human and physical geography. In the last "géographie universelle" (1989-1996), the climate, is seen according to different authors either as a "setting" for human life or as a factor able to explain a regional problem.*

Key words: *History of geography, climate and regional planning, "geographies universelles".*

Le climat a toujours été abordé par les géographes, qu'ils se soient « affirmés » climatologues ou qu'ils aient eu besoin de faire référence au climat dans les approches régionales. Mais tout en affirmant la nécessité des liens entre les faits de nature et de société, la « tentation du cadre » a le plus souvent été la plus forte. Qu'elle vienne d'un géographe « physicien » ou « social », l'affirmation du problème est toujours bien posée mais le développement reste toujours fortement lié à la spécialisation du chercheur.

Pour les « géographes sociaux », on affirme que le risque climatique existe, on le pose en constat, puis le développement scientifique porte sur les adaptations, les réactions, les conséquences socio économiques. Cette organisation de la pensée, sauf chez Max Sorre (1943) a toujours existé chez des chercheurs se réclamant de la géographie humaine et qui s'intéressent explicitement aux questions climatiques.

Réciproquement, chez nombre de « climatologues-géographes » ou de « géographes-climatologues » (l'ordre des termes n'est pas anodin), le schéma contraire est récurrent. L'introduction de la publication pose le problème socio-économique, le spatiale, en le localisant, puis l'article cherche les causes de l'accident, du phénomène, en fait une analyse statistique et/ou synoptique, le modélise le cas échéant. Un dépouillement systématique des actes des colloques annuels de l'Association Internationale de Climatologie le montre bien. Dans les deux cas, le retour sur la société pour les climatologues, celui sur l'aléa en géographie sociale est le plus souvent absent.

On aurait pu penser que la forte demande sociale devant la montée des risques aurait modifié la donne, mais il semble bien que l'étude simultanée de l'aléa et de la vulnérabilité reste rare.

Or, en géographie, une entrée par le territoire pourrait sembler logique. Quelle est la réponse que donne la géographie régionale ? Ne revenons pas sur les plans à tiroir des manuels de jadis qui « continuaient à aligner dans un ordre établi, l'économie ou la démographie après le milieu physique, laissant supposer que celui-ci est déterminant, source

de véritables différences » (R. Brunet 1972). Et, le plus souvent, le relief passait avant le climat sauf, sur l'Irlande, dans les ouvrages de J. Verrière (1973) ou dans la thèse plus ancienne de P. Flatrès (1957). (Mais est ce un hasard, tant la contrainte pluviométrique y est forte ?).

Les Géographies Universelles (GU) d'Elisée Reclus à la fin du XIX^e siècle, celle dirigée par Paul Vidal de la Blache et Lucien Gallois entre les deux guerres, et celle dirigée par Roger Brunet à la fin du XX^e siècle sont de bons reflets de l'évolution de la géographie et de ses relations au climat.

Elles permettent de mettre en évidence que la priorité donnée au climat en tant que tel est la plus forte entre les deux guerres, reflétant ainsi la dichotomie classique entre géographie humaine et géographie physique qui allait perdurer jusque dans les années 1980. Dans la dernière GU, le climat, selon les auteurs, est soit un cadre (France) soit un élément du cadre de vie (Espagne), soit intégré dans sa dimension régionale comme une contrainte parmi les autres (Europe du Nord Ouest) et convoqué, en fonction de l'objectif régional à traiter.

E. Reclus, (1873 pour les Iles britanniques) tout en utilisant des cartes de valeurs moyennes, intègre les genres de vie face au climat, en particulier en Scandinavie. De même, il met explicitement le climat en relation avec la végétation comme le fera également la GU suivante.

Ainsi parmi les documents récurrents, tant chez E. Reclus que dans ses successeurs de l'entre deux guerre, les cartes de valeurs moyennes de précipitations et de température sont les plus fréquentes. Elles sont reprises de travaux de Bénévent pour la France par E. De Martonne, de Bartolemew pour les Iles britanniques par A. Demangeon.

Entre les deux guerres, il y a un hiatus dans le temps entre le tome premier sur les Iles britanniques (1927) rédigé par Albert Demangeon (qui a également rédigé celui sur Belgique et Pays-Bas, ainsi que les deux tomes de la géographie humaine et économique de la France) et le dernier tome de la collection sur la « Géographie physique de la France » d'Emmanuel de Martonne qui paraît en 1942 mais découpé du volume de géographie humaine de Demangeon ! Cette coupure est pour le moins curieuse pour une géographie qui affirmait que l'approche régionale était la synthèse de faits de nature et de sociétés... Cette période de vingt ans a connu des progrès importants de la météorologie qui sont plus ou moins intégrés dans les textes. A. Demangeon montre des cartes de pressions moyennes et E. de Martonne des exemples de successions de situations synoptiques au sol pour des cas bien identifiés de types de temps (froid hivernal, pluies d'ouest, mistral...). Deux des apports majeurs d'E. de Martonne sont l'étude et la cartographie des indices d'aridité, traduisant les propres recherches de l'auteur en climatologie d'une part, une analyse fine des climats régionaux d'autre part. Il est vrai que sur ce dernier point il disposait, avec un volume entier pour la géographie physique de la France, d'un nombre de pages sans communes mesures avec n'importe quel autre auteur des trois GU... Quels que soient les auteurs, les cartes en noir et blanc sont toujours présentes et le plus souvent très claires.

Les auteurs associent le plus souvent le climat à la végétation, soit dans le même chapitre (Iles britanniques, ou dans la même partie France) en négligeant les autres conséquences spatiales, même si A. Demangeon souligne les ambiances sombres de l'atmosphère hivernale à Londres ainsi que la forte variabilité intrajournalière. Mais dans tous les cas, les considérations climatiques restent réduites par rapport à l'étude géomorphologique. C'est flagrant chez de Martonne dans son volume sur la géographie physique de la France, mais aussi chez Demangeon et Zimermann pour les Iles Britanniques et la Scandinavie.

Jamais le climat n'apparaît pas comme un acteur d'organisation régionale. Dans les analyses plus localisées, le relief, voire la géologie, sont abordés comme facteurs explicatifs, en particulier dans les chapitre sur l'agriculture. Mais le climat est le plus souvent simplement cité quand il n'est pas oublié. L'approche de l'Irlande par Demangeon tranche cependant car l'auteur insiste sur le rôle de la pluviométrie sur la prééminence des herbages sur les céréales.

Cette vision de 1927 tranche avec celle retenue par Demangeon pour la géographie économique et humaine de la France où le climat est exécuté en deux ou trois lignes pour chaque grande région agricole. Il est vrai que sa tâche n'était pas des plus faciles car le volume de géographie physique d'E. de Martonne est un tout totalement déconnecté des réalités économiques. De surcroît, il a été rédigé après ceux de Demangeon qui n'a pu s'appuyer sur les descriptions climatiques pourtant précises et bien informées du volume d'E. de Martonne. Ce découpage, absurde pour une collection de géographie régionale, préfigure les tentations du cadre décrites plus haut et qui perdurent entre les différentes branches de la géographie.

Qu'en est-il de la géographie régionale contemporaine ? Pour le savoir, j'ai analysé les dix volumes (soit vingt grandes divisions du monde) de la « Géographie Universelle » R.E.C.L.U.S parus de 1990 à 1996 sous la direction de Roger Brunet. Elle se caractérise par une plus grande diversité des auteurs, aux sensibilités différentes, même s'ils adhèrent à une même conception de la géographie. Mais ces visions de la discipline sont moins monolithiques que dans le cas de la GU de Gallois, et *a fortiori* celle de Reclus rédigée par un seul auteur ! Un volume général que les lecteurs sont censés avoir lu avant d'aborder les ouvrages régionaux dans les autres tomes, expose, entre autres, les grands problèmes climatiques (O. Dollfus et F. Durand-Dastes). Il y a là un net progrès, car ce volume d'introduction est absent des précédentes GU.

La variété des approches, selon les sensibilités des auteurs, reflète ainsi les débats sur la place de la géographie physique dans l'approche régionale. Les cartes climatiques sont absentes ou presque, mais les images satellites apparaissent. Dans la plupart des cas, le climat est traité comme un simple cadre aux activités humaines. Certes, il n'apparaît pas en premier, est souvent lié à des problèmes de division régionale, mais il est encore trop souvent réduit à des valeurs moyennes. La caricature pourrait en être le volume « France ». (D. Pumain et T. Saint-Julien), avec une carte des principaux types de climat européens dans le chapitre « *dans le champ de l'innovation* » et trois cartes des valeurs moyennes de températures, de l'ensoleillement et des précipitations dans le chapitre sur « *les grands contrastes* ». Dans le même volume, concernant le monde méditerranéen et l'Espagne, une autre vision est apportée par R. Ferras qui, en se situant sur le plan du climat vécu et perçu, aborde la forte variabilité du climat en dénonçant ses excès.

Ce n'est que dans deux volumes, ceux consacrés à l'Inde et à l'Europe du Nord, que le climat prend place dans une véritable analyse territoriale. Ce n'est pas tout à fait un hasard car les deux coordinateurs de ces volumes, F. Durand-Dastes et J-P Marchand ont débuté leur carrière de géographe par la climatologie. Pour l'Inde (F. Durand-Dastes), la description et l'explication de la mousson prennent place dans le chapitre sur « *le nombre des hommes* ». En Europe du Nord-Ouest (J-P Marchand), le climat est pris en compte à travers ses répercussions dans les organisations spatiales ainsi que sur sa perception. La prise en compte du modèle centre périphérie évoque « *des terres sous la pluie et la neige, aux marges de l'Europe* » alors que pour l'Irlande, « *L'écrin vert de l'humidité* » suit « *L'émigration comme solution* » et l'histoire est rappelée par les interactions entre la société et la nature lors de la « Grande Famine ». Le climat chez ces deux auteurs est expliqué et utilisé, non comme une fin en soit, mais comme une part de l'explication de l'organisation d'un territoire.

Trop souvent, la géographie régionale, dans un besoin de simplification, s'est contentée des régimes moyens, tant il est vrai que la plupart des classifications des climats reposent sur les moyennes thermiques et pluviométriques, qu'elles soient mensuelles ou saisonnières. Ce faisant, elle prend pour une réalité climatique, ce qui ne sont, au mieux, que des indicateurs de tendance spatiale, et ce, dans une hypothèse de stationnarité du climat. Il est certes plus difficile de décrire le rôle du climat dans une approche régionale, par sa variabilité. Ce devrait pourtant être la « norme » et l'élément le plus fort d'une description climatique.

Aussi, pour un géographe s'intéressant aux rapports climat/société, et plus généralement au climat en tant que contrainte susceptible de participer au fonctionnement et à la structuration d'un territoire, c'est par la prise en compte du système et des jeux de leurs

{ Climat ---territoire--- société }

interactions que peuvent être abordées les relations climat/société dans une logique territoriale. En particulier les boucles de rétroactions que le territoire réalise sur les deux autres composantes, peuvent alors être traitées.

C'est en utilisant une approche systémique, ainsi que les concepts de l'analyse spatiale tels que rugosité, diffusion des flux, centre périphérie, limites, discontinuités, gradients appliqués à la fois au climat et au territoire que l'on pourra débloquent la tentation du cadre.

A titre d'exemple, dans un chapitre consacré à « *Contraintes physiques et organisation de l'espace* », d'une « Géographie de la Chine » (J-P Larivière et J-P Marchand), les auteurs ont présenté les problèmes géographiques, les thèmes et les problèmes climatiques susceptibles d'intervenir dans l'organisation du territoire chinois, ce qui est résumé dans le tableau ci-dessous.

Problèmes géographiques	Titre de chapitres	Sous titres	Problèmes climatiques
CENTRE PERIPHERIE	I. LES CONTRAINTES MAJEURES	a) L'eau fait le centre b) Les marges et l'aridité	Circulation synoptique Blocage mousson
ESPACE DISCONTINU	II DISLOCATION et CONTINUITES	a) Fermeture continentale b) Les ruptures intérieures c) La chine des plaines d) Interface terre/mer	T . aridité P, vent, Erosion de versant Crues Nuances climatiques
RETROACTION DU SYSTEME TERRITORIAL	III° RISQUES et ENVIRONNEMENT	a) Aléatoires dans le temps et dans l'espace b) Les crues : risques localisés à proba de retour connue c) Quand la société crée le risque.	Typhon Action éolienne Etude de cas (été 1998) Pluie et déforestation

Références bibliographiques (classée par dates et collections de géographie universelle)

- Reclus E., 1880. *L'Europe scandinave et russe*. Hachette, 944 p.
- Reclus E., 1883. *La France*. Hachette, 1017 p.
- Reclus E., 1887. *L'Europe du nord ouest*. Hachette, 970 p.
- Demangeon A., 1927. *Iles Britanniques*. Armand Colin, 320 p.
- Zimmermann M., 1933. *Etats scandinaves*. Armand Colin, 328 p.
- De Martonne E., 1942. *La France 1^o partie. France physique*. Armand Colin, 463p.
- Demangeon A., 1946. *La France 2^o partie. France économique et humaine*. Tome I Armand Colin, 459 p.
- Demangeon A., 1948. *La France 2^o partie. France économique et humaine*. Tome II Armand Colin, Hachette, 440 p. Ces deux tomes ont été rédigés en 1939 et non révisés après le décès de Demangeon en 1940.
- Brunet R., Dollfus O. (avec collaboration de François Durand-Dastes), 1990. *Mondes nouveaux*. Hachette, 551 p.
- Pumain D., Saint-Julien T., Ferras R., 1990. *France Europe du sud*. Hachette, 479 p.
- Mutin G., Durand-Dastes F., 1995. *Afrique du nord, Moyen Orient. Monde indien*. Belin, 480 p.
- Marchand J.P., Riquet P., 1996. *Europe du nord, Europe Médiane*. Belin, 480p.
- Brunet R., 1972. *Pour une théorie de la géographie régionale*. In *La pensée géographique française contemporaine*. PUB p.649-662.
- Flatres P., 1957. *La vie rurale de quatre contrées celtique*. Plihon, 618 p.
- Larivière J.P., Marchand J.P., 1999. *Géographie de la Chine*. Armand Colin, 297 p.
- Sorre M., 1943. *Les fondements biologiques de la géographie humaine*. T1 Armand Colin, 440 p.
- Verrière J., 1973. *La population de l'Irlande*. Mouton, 580 p.

FLUCTUATIONS DES ELEMENTS CLIMATIQUES ET CRISES D'ASTHME A TUNIS DURANT L'HIVER 2005

MEJRI épouse AZIZI Wahida

*Département de géographie, faculté des Lettres, des Arts et des Humanités
2010 Manouba, Tunisie.*

E_mail: wsirenne@yahoo.fr

Tel: + 216 98951212

Résumé : *Le présent article se situe dans le champ de la biométéorologie médicale. Il traite de l'effet des fluctuations de différents éléments climatiques sur les sujets asthmatiques à Tunis (Tunisie). Il s'avère que le climat et ses éléments agissent d'une façon directe et/ou indirecte sur le système respiratoire des asthmatiques, mais les résultats les plus parlants sont enregistrés au niveau des fluctuations climatiques (selon Dr J. Rivolier). Ces résultats sont confirmés par une étude de cas menée pendant la saison hivernale 2005 au service d'urgence de Iben Naffis (seul service d'urgence spécialisé à Tunis recevant les cas souffrant de gêne respiratoire ou de problèmes respiratoires et cardiaques sérieux). L'étude a démontré une étroite relation entre la variation du nombre de crises d'asthme et les fluctuations météorologiques.*

Mots-clés : *Biométéorologie, fluctuation climatique, asthme, Tunis.*

Abstract: *This article is part of the field of the medical biometeorology. It deals with the impact of various climatic elements on the asthmatic in Tunis (Tunisia). It proves that the climate and its elements have direct and/or indirect effects on the respiratory system of the asthmatic subject, but the most expressive result was register with the climatic fluctuations. These results are reinforcing by a case study undertaken during winter 2005, in an urgency service, which is Iben Naffis (the only emergency service specialist receiving the emergencies cases, which suffer from respiratory issues and serious cardiac problems in Tunis). The study demonstrate a close relation between the seasonal variation of the number of attacks of asthma and the climatic fluctuations.*

Key words: *Biometeorology, climatic fluctuation, asthma, Tunis.*

Introduction

L'asthme n'est pas une maladie au sens pasteurien du terme : une cause précise et unique n'a jamais été identifiée. C'est un syndrome multifactoriel : plutôt que de facteur étiologique, il est préférable de parler de facteurs déclenchant. Ceux-ci sont variables d'un malade à l'autre et, chez le même malade, d'un moment (de la vie) à l'autre.

Le climat et ses éléments forment l'ambiance du temps et du milieu extérieur. En effet, ces derniers agissent d'une façon directe ou/et indirecte sur le système respiratoire des sujets asthmatiques. Nous nous limiterons dans cet article à l'étude de l'effet des fluctuations climatiques sur le nombre de crises d'asthme admis par le service d'urgence d'Iben Nafiss pendant la saison hivernale 2005.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Cette étude repose sur deux types de données :

D'une part, des données météorologiques de la station de Tunis Carthage, tirées des bases de données de l'Institut National de la Météorologie. Dans ces séries nous avons relevé des moyennes trihoraires de température, humidité et pression atmosphérique. La période d'étude s'étale sur la saison hivernale de 2005 (la saison la plus gênante climatiquement pour les asthmatiques par l'effet de froid).

D'autre part, des données cliniques, le nombre journalier de crises d'asthme fourni par le service d'urgence de l'hôpital de Iben Nafiss qui reçoit les cas urgents souffrant de gêne

respiratoire ou de problèmes respiratoires et cardiaques sérieux. L'originalité de ces données est qu'elles ne répondent pas au système de rendez-vous appliqué dans les services d'allergologie dans les autres hôpitaux.

1.2. Méthodes

L'approche statistique comporte deux volets :

- L'utilisation de la méthode de classification, qui consiste à classer les valeurs de chaque élément climatique (température, humidité et pression atmosphérique) selon ses seuils de fluctuation et voir l'effet sur le nombre de crise d'asthme. La procédure GLM (general linear Model, SAS.2005) a distingué des groupes dits groupes de Duncan et les signale par des lettres tels qu'A, B et C selon leurs effets sur le nombre de crises d'asthme (la variable expliquée). Nous avons partagé les données des séries climatiques en deux groupes : les jours à fluctuations importantes et les jours à faibles fluctuations (nous avons pris les seuils de fluctuations proposées par Dr. J. Rivolier).

- L'observation de la variation temporelle des fluctuations climatiques et la détection de leurs effets sur le nombre de crises d'asthme du jour même de fluctuation et du jour suivant.

2. Les résultats

2.1. L'effet des seuils de fluctuation des éléments climatiques sur le nombre de crises d'asthme journalières selon la méthode de classification de Duncan

Selon P. Escourrou une faible variation diurne des éléments climatiques amollit l'organisme, tandis qu'une forte variation est source de stress, est très fatigante et rend cet organisme vulnérable. Un seul auteur s'est à l'heure actuelle attaché à définir ces variations : le docteur J. Rivolier. Il estime que les variations suivantes sont néfastes (tab. 1).

Eléments climatiques	Les fluctuations néfastes
Température	plus ou moins 12°C en 3 heures
Humidité	plus ou moins 30% en 3 heures
Pression atmosphérique	plus ou moins 18 hPa en 12 heures

Tableau 2. Les fluctuations climatiques supposées néfastes d'après J. Rivolier.

Nous avons enregistré les valeurs de fluctuations précisées par J. Rivolier seulement pour l'humidité. Les températures et les pressions atmosphériques n'enregistrent pas des valeurs qui arrivent au niveau de celles de J. Rivolier. Mais nous enregistrons quand même des variations importantes. Nous allons vérifier l'effet des variations les plus importantes.

<i>Eléments climatiques</i>	<i>Les seuils de fluctuations climatiques (selon Dr. J. Rivolier)</i>	<i>Moyenne de nombre de crises d'asthme</i>	<i>Groupe de Duncan</i>
Température en °C	≥ + -5	12	A
	< + -5	12	A
Humidité relative en %	≥ + -26	13	A
	< + -26	11	B
Pression atmosphérique en hPa	≥ + -9	12	A
	< + -9	12	A

Tableau 2. Les fluctuations des éléments climatiques et le nombre des crises d'asthme journalières selon la méthode de classification de Duncan.

Source : Résultat des données prise de l'urgence de Iben Nafiss d'après la procédure GLM « General Linear Model » (SAS, 2005).

Les remarques à retenir du tableau 2 sont les suivantes :

- Les résultats enregistrés ne soulignent pas toujours l'effet néfaste des changements brusques des éléments climatiques sur les asthmatiques.
- L'effet néfaste des fluctuations climatiques sur les asthmatiques est confirmé en ce qui concerne l'humidité relative (selon la méthode de Duncan) : nous enregistrons l'augmentation du nombre de crises d'asthme avec les fluctuations de l'humidité relative de + ou - 26 %.
- Les fluctuations au niveau des températures et des pressions atmosphériques n'agissent pas sur le nombre de crises d'asthme, puisque celui-ci ne varie pas même avec les changements brusques ; il est toujours le même, douze crises par jour.
- Ces résultats paraissent de peu d'utilité et ne repèrent pas l'effet des changements brusques des éléments climatiques sur les sujets asthmatiques.

Vu les limites de cette méthode nous avons eu recours à une autre méthode plus fiable et plus proche de l'image réelle de la situation des asthmatiques en rapport avec les fluctuations climatiques.

2.2. La variation temporelle des fluctuations climatiques et la détection de leurs effets sur le nombre de crises d'asthme du jour même de fluctuation et du jour suivant.

Notre étude se limitera aux fluctuations diurnes vu les effets négligeables des changements nocturnes sur les asthmatiques.

- *Les fluctuations des températures durant l'hiver 2005.*

Quatorze jours enregistrent des changements $\geq +5^{\circ}\text{C}$ (tab. 3). 80 % des jours qui enregistrent ces changements brusques enregistrent le jour même où le jour qui suit un nombre de crises d'asthme > 12 (la moyenne). Excepté le 13 février, le nombre moyen devient environ 8 crises d'asthme par jour.

<i>Variation trihoraire diurne de la température en hiver 2005</i>				
Date	Période trihoraire	Variation en $^{\circ}\text{C}$	Nombre de crises d'asthme du jour de variation brusque	Nombre de crises d'asthme du jour suivant
03/12/04	9h-12h	+5.6	18	15
13/12/04	6h-9h	+6.5	9	8
	15h-18h	-6.3		
14/12/04	6h-9h	+5.6	8	6
09/01/05	9h-12h	+5.1	18	14
	15h-18h	-5		
10/01/05	6h-9h	+7.8	14	13
11/01/05	9h-12h	+5.9	13	13
07/02/05	6h-9h	+6.6	9	15
13/02/05	15h-18h	+5.1	8	8
21/02/05	6h-9h	+5.8	18	13
23/02/05	9h-12h	+6.7	4	13
	15h-18h	-6.3		
24/02/05	6h-9h	+6.1	13	4
	9h-12h	+6.5		

Tableau 3. Les plus importantes variations trihoraires diurnes de la température au cours de l'hiver 2005.

- *Les fluctuations de l'humidité durant l'hiver 2005 :*

C'est le seul paramètre qui atteint le niveau des valeurs de risque proposées par J. Rivolier. Mais nous avons retenu la valeur de 26 % au lieu de 30 % pour avoir une marge plus importante puisque les asthmatiques sont plus fragiles que les sujets sains.

<i>Variation trihoraire diurne de l'humidité au cours de l'hiver 2005</i>				
Date	Période trihoraire	Variation en %	Nombre de crises d'asthme du jour de variation brusque	Nombre de crises d'asthme du jour suivant
02/12/04	12-15h	+27	13	18
08/12/04	09-12h	-33	06	08
13/12/04	15-18h	+33	09	08
23/12/04	12-15h	-32	05	12
26/12/04	09-12h	-33	12	21
29/12/04	12-15h	+28	15	12
08/01/05	09-12h	-27	11	19
	15-18h	+27		
09/01/05	15-18h	+34	19	14
10/01/05	09-12h	-47	14	12
13/01/05	09-18h	+37	14	7
26/01/05	12h	-26	12	14
	15h	-26		
02/02/05	9h	-28	14	20
	15h	-27	15	17

19/02/05	12h	-33		
20/02/05	12h	-34	17	18
21/02/05	9h	-27	18	13
24/02/05	12h	-33	13	4
27/02/05	18h	+38	12	12

Tableau 44. Les plus importantes variations trihoraires diurnes de l'humidité au cours de l'hiver 2005.

D'après le tableau 4 nous remarquons que 88 % des jours enregistrant des changements brusques enregistrent le jour même ou le jour suivant un nombre de crises d'asthme supérieur à la moyenne saisonnière. Nous trouvons même qu'environ 64 % des jours de fluctuations enregistrent le jour même et le jour suivant un nombre élevé de crises d'asthme. De ce fait nous pouvons insister sur l'effet néfaste de ces changements brusques sur l'état pathologique des asthmatiques.

Ces changements brusques agissent négativement sur l'état des asthmatiques en déclenchant des crises respiratoires. Les fluctuations au niveau des températures et de l'humidité agissent directement sur l'état des asthmatiques par effet sur l'appareil respiratoire. Nous allons voir si c'est le cas pour la pression atmosphérique qui n'a pas d'effet direct sur les asthmatiques et sur le mécanisme respiratoire.

- *Les fluctuations de la pression atmosphérique durant l'hiver 2005*

Les seuils extrêmes des fluctuations de J. Rivolier au niveau de la pression atmosphérique ne sont pas enregistrés. Mais nous avons quand même enregistré des valeurs importantes que nous allons classer, comme pour les deux autres éléments climatiques, en deux catégories : les variations diurnes et nocturnes. La première remarque à retirer du tableau 5 est la répétitivité des changements brusques au cours d'une même journée. Ceci semble avoir des effets néfastes sur les asthmatiques.

<i>Variation trihoraire diurne de la pression au cours de l'hiver 2005</i>				
Date	Période trihoraire	Variation en hPa	Nombre de crises d'asthme du jour de variation brusque	Nombre de crises d'asthme du jour suivant
25/12/04	9h	-11,6		
	12h	+13	12	12
	15h	+11,7		
26/12/04	12h	+9,3	12	21
	15h	-11,1		
18/01/05	12h	+10,2	12	07
	15h	+10,7		
20/01/05	6h	-11,2	12	20
02/02/05	6h	-9,1	14	20
13/02/05	15h	+10,9	08	08
	18h	12,3		

Tableau 5. Les plus importantes variations trihoraires diurnes de la pression au cours de l'hiver 2005.

Seulement un cas n'enregistre pas de nombre de crises d'asthme important le jour de fluctuation ni le jour suivant (tab. 5) : donc même pour les pressions atmosphériques qui n'ont pas des effets directs nous enregistrons un nombre important de crises d'asthme le jour même des fluctuations et le jour suivant.

Les fluctuations des éléments climatiques qu'intègre la pression atmosphérique paraissent avoir un effet important sur les asthmatiques.

Conclusion

Les résultats obtenus par la méthode de classification de Duncan semblent ne pas atteindre nos attendus, puisqu'elle ne repère pas l'effet des fluctuations climatiques sur les sujets asthmatiques.

Par contre l'observation de la variation temporelle des fluctuations climatiques trihoraires semble avoir une utilité très importante puisqu'elle met en évidence des résultats significatifs entre les changements brusques de certains éléments climatiques et le nombre de crises d'asthme du jour même de fluctuation et du jour suivant.

La relation climat/asthme semble être assez complexe. Le climat n'est pas le seul facteur irritant pour cette pathologie.

Il est à signaler aussi que ces résultats sont fondés sur un nombre limité de données cliniques. Des données plus fournies permettront sûrement de mieux affiner les résultats.

Références bibliographiques

- Besancenot J.P., 2001. *Climat et santé*. PUF, Coll. Médecine et Société, 128 p.
- Bousquet J., Michel F.B., 1995. *Les allergies*, Dominos, Flammarion, 129 p.
- Chelbi N., 2001. *Moyens, Diagnostics et profil allergénique de l'asthme allergique*. Thèse de doctorat en médecine, 101 p.
- Escourrou P., 1994. Le climat et la santé de l'homme les modalités d'étude de leurs relations, *Variabilité du climat et l'homme en Tunisie, Université de Tunis I*, 175-189.
- Hénia L., 1991. Variabilité du climat et stratégies d'adaptation humaines en Tunisie, *Facultés des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, série colloque 7ème, VI*, 165-178.
- Le Roux P., et coll. 1992. Climat, pollution et crise d'asthme en pédiatrie. In *Risques pathologiques, rythmes et paroxysmes climatiques*. Coordination J.P. Besancenot, 157-167.
- Mounir J., Gérard B., Mounir B.J., Damak J., 2005. Sirocco et pathologies respiratoires dans le secteur public de la santé à Sfax, Tunisie, *Publication de l'Association internationale de climatologie*, **21**, 334-339.
- Rachid M., 2002. *Climat et santé humaine au Maghreb*. Projet Régional PNUD/RAB/94/G31 .137p + 2 annexes.
- Razzouk H. et le collège des médecins de Briançon, 1992. Environnement climatique, asthme et allergie. In *Risques pathologiques, rythmes et paroxysmes climatiques*. Coordination J.P. Besancenot : 137-147
- Toumi M., Barneoud-Rousset, Charon C., 1992. Corrélations météorologiques dans l'asthme bronchique à Briançon. In *Risques pathologiques, rythmes et paroxysmes climatiques*. Coordination J.P. Besancenot, 133-137.

Sites Internet :

www.doctissimo.fr

www.allergienet.com

CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE SUD DE LA FRANCE

MOISSELIN Jean-Marc

*Météo-France, Direction de la Climatologie ; 42, av. G. Coriolis ; 31057 Toulouse CEDEX
jean-marc.moisselin@meteo.fr*

Résumé : *Hausse des températures et sécheresses estivales accrues sont les traits majeurs des changements climatiques observés dans le sud de la France. Tous les indices thermiques vont vers le chaud : températures moyennes annuelles (augmentation de 1°C en un siècle), baisse du nombre de jours de gel, etc. Côté précipitations, la baisse des cumuls estivaux est le fait principal. Dans le climat futur on s'attend à une forte hausse des températures et à la baisse des précipitations annuelles. La hausse des températures sera plus forte l'été (réchauffement de 4°C d'ici la fin du XXI^e siècle). Parmi les nombreux projets en cours qui concernent le bassin méditerranéen, figure l'étude de l'évolution des épisodes de précipitations intense.*

Mots-clés : *Changements climatiques, séries climatiques de référence, modélisation climatique, sécheresse.*

Abstract: *Temperature rise and increased summer droughts are the main features of observed climate change in the South of France. All thermal climate indices point to a warming climate: annual mean temperatures (increase of 1°C in a century), decrease of number of frost days, etc. For precipitations, lower summer rainfall amount is the main fact. Sharp warming and lower annual precipitation are expected in future climate of the Mediterranean region. Rise of temperature will be higher during summer (warming of about 4°C by the end of the 21st century). Many ongoing projects concern the Mediterranean area, for example the study of the evolution of heavy precipitation events.*

Key words: *climate, reference climate series, climate models, drought.*

Introduction

Le sud de la France présente la caractéristique d'être potentiellement touché par de nombreux et divers phénomènes météorologiques. Cette région est par exemple particulièrement touchée par les phénomènes de la procédure de vigilance de Météo-France (Météo-France, 2007). Certains phénomènes comme les épisodes cévenols lui sont même propres. La neige ne vient pas immédiatement à l'esprit quand on évoque la région méditerranéenne pourtant la région est régulièrement touchée (Jacq et Balaguer, 2007).

D'un point de vue des processus on note à la fois l'influence de processus régionaux (comme le relief, le contraste terre-mer) et l'influence du climat de plus grande échelle (rôle de la NAO¹⁴).

Il s'agit donc d'une région complexe et capitale à étudier. Nous allons décrire les évolutions passées et les changements climatiques attendus dans les décennies à venir.

1. Les changements déjà en cours

On a dénombré en 1963 à la station météorologique de Sète 31 jours de gel. L'examen de la figure 1 montre que cette valeur n'a plus été atteinte depuis cette date. Depuis les années 1990, le nombre annuel de jours de gel se maintient en dessous du seuil de 15. Sur la période 1951-2000, la tendance du nombre de jours de gel est à Sète de l'ordre de -70%. Notons que cette station fait partie des Séries Quotidiennes de Référence définies dans le projet GICC¹⁵ IMFREX (Moisselin et Dubuisson, 2006) et que les résultats sont confirmés sur l'ensemble du sud de la France, la région a pris de l'ordre de 1°C lors du dernier siècle. Des indicateurs comme les dates de vendange à Château Neuf du Pape ou à Tavel confirment également ce signal (ONERC, 2007). L'ensoleillement est plutôt en hausse sur le pourtour méditerranéen

¹⁴ North Atlantique Oscillation

¹⁵ Gestion et Impacts du Changement Climatique

sur la période 1931-2000 (et en baisse sur le reste de la France), le gradient de son évolution est cohérent avec celui des températures (Moisselin et Canellas, 2005).

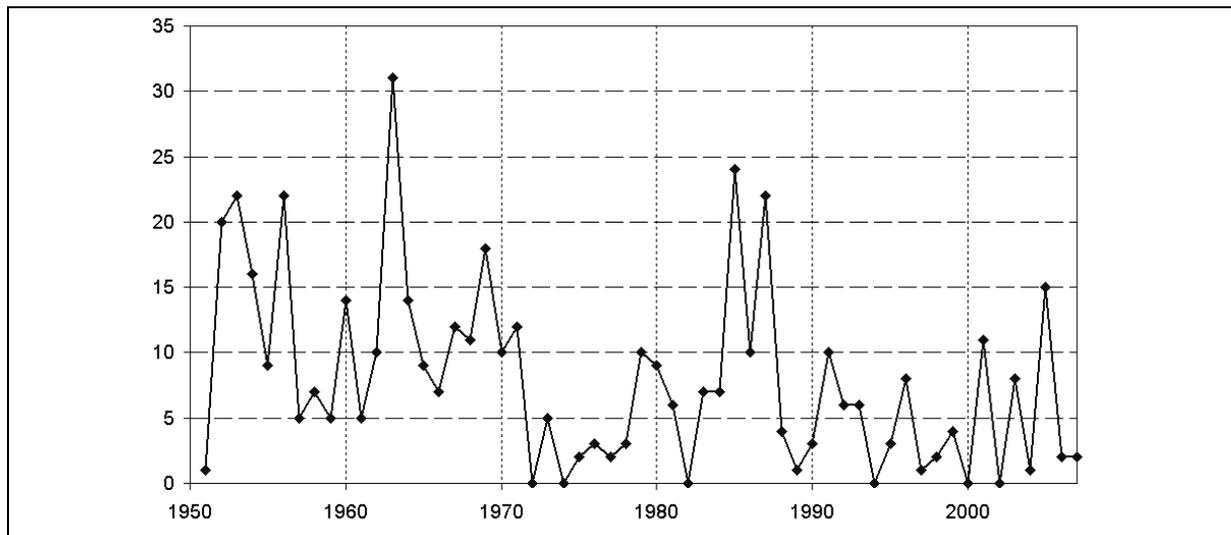


Figure 1. Nombre annuel de jours de gel à Sète de 1951 à 2007. Source Météo-France.

Les précipitations annuelles sont en hausse au nord de la France au cours du XXe siècle et présentent un visage plus contrasté au sud du territoire. En été, de nombreuses séries sont en baisse. Les sécheresses deviennent plus fréquentes et intenses et pour certains secteurs les effets se superposent à ceux liés à l'augmentation des températures (Moisselin et Dubuisson, 2006). L'indicateur des épisodes intenses de précipitations montre une forte variabilité interannuelle mais pas de tendance depuis 1958 (fig. 2). C'est d'ailleurs le cas d'un autre indicateur, les tempêtes sur la France (Drevetton, 2002). Ces deux indicateurs ont été proposés à l'ONERC¹⁶ pour le site rassemblant les indicateurs du changement climatique en France.

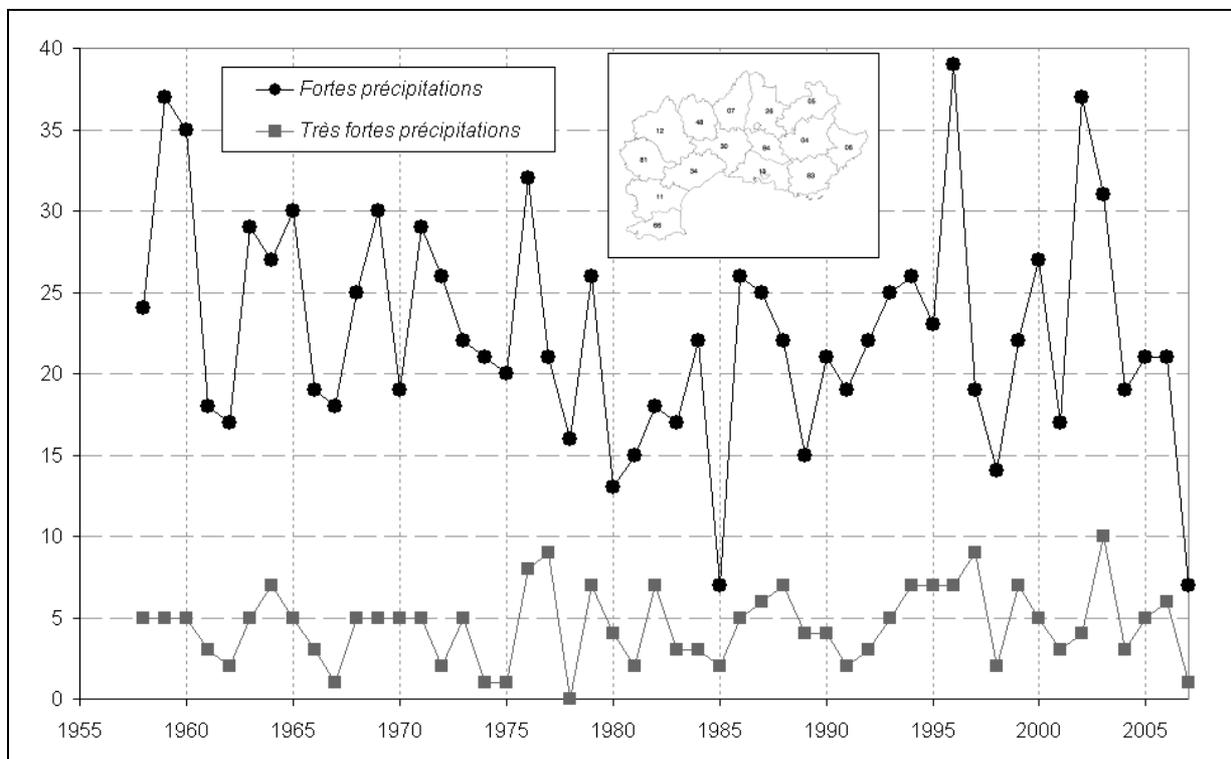


Figure 2. Nombre annuel d'épisodes de précipitations intenses depuis 1958 dans le sud de la France (Provence-

¹⁶ Observatoire National des Effets du Réchauffement Climatique

Alpes-Côte d'Azur et Languedoc-Roussillon, et départements limitrophes 71, 12, 07, 26, 05). Les fortes précipitations (resp. très fortes précipitations) sont définies quand une station météorologique au moins mesure plus de 100 mm (resp. 190 mm) en une journée. Source Météo-France, Direction Inter-régionale Sud-Est.

2. Les changements attendus

Les modèles globaux du GIEC¹⁷ donnent un très bon accord sur la région méditerranéenne (IPCC, 2007). Les conclusions majeures concernent l'augmentation forte de la température annuelle moyenne (fig. 3) avec un réchauffement maximal en été, une diminution des précipitations moyennes sur l'année (et à partir de 2050 une diminution plus forte en été), un risque de sécheresse plus important (assèchement des sols), une diminution de la période enneigée, une diminution des débits des fleuves. Sous un scénario A1B le réchauffement annuel entre la fin du XXe siècle et la fin du XXIe varie de 2.2°C à 5.1°C sur la zone méditerranéenne. En été, la moyenne des simulations est de l'ordre de 4°C sur la partie continentale.

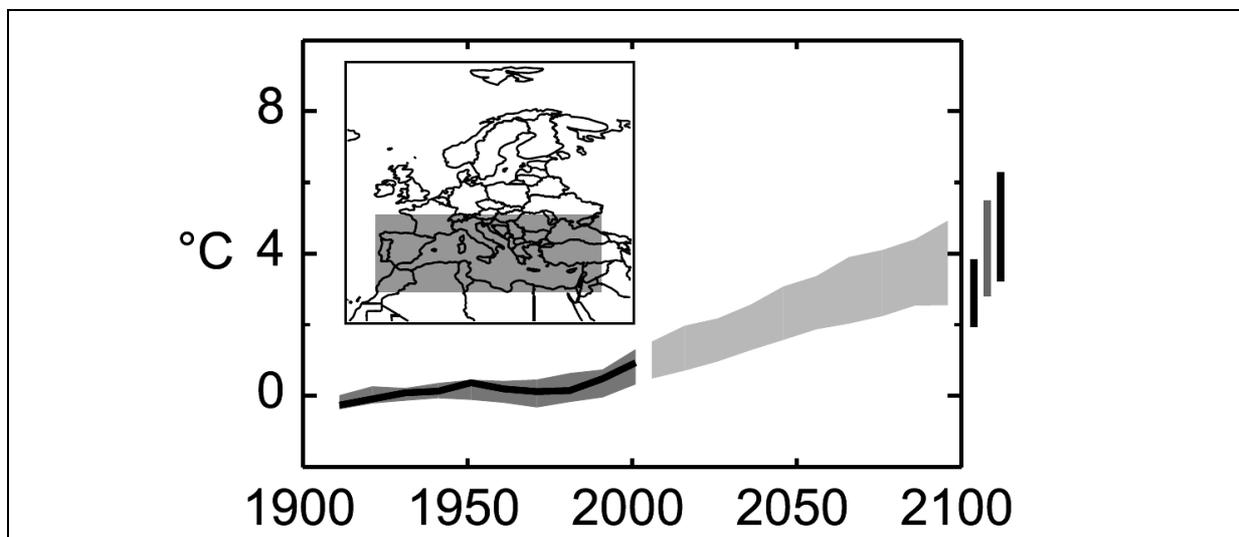


Figure 3. Anomalies de températures (par rapport à la première moitié du XXe siècle) observées (1906-2005) et simulées (2001-2100) par les modèles du GIEC (scénario A1B). Les barres verticales à droite du graphique représentent les fourchettes des scénarios B1, A1B et A2 (du moins chaud au plus chaud). Source (IPCC 2007).

La sensibilité du continent européen aux changements climatiques futurs obéit à un gradient nord-sud particulier (IPCC, 2007). Les observations, en France notamment, le laissent déjà apparaître. Dans les scénarios régionaux, le réchauffement méditerranéen le plus fort se fait sur le Sud-Ouest de la France, les Balkans, la Bulgarie et la Grèce (Somot et al., 2008).

Nombre d'études montrent que le sud de l'Europe sera plus gravement touché que le nord : son climat déjà chaud et semi-aride se réchauffera et s'asséchera progressivement. Concernant le reste du bassin méditerranéen, l'Afrique méditerranéenne subira un réchauffement plus marqué que la moyenne et des précipitations en baisse.

Le bassin Méditerranéen apparaît ainsi comme une zone particulièrement sensible, où le stress hydrique devrait largement augmenter. Si les vagues de froid vont diminuer, en Europe du Sud, cette diminution est moindre car la hausse de pression locale (en accord avec des phases positives de la NAO) favorise les advections d'air frais de Nord-Est sur tout le bassin méditerranéen en hiver (Terray et al., 2007).

¹⁷ Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (IPCC, *International Panel on Climate Change* en anglais)

Parmi les résultats du projet IMFREX, déjà cité, les projections (scénario A2, modèles de Météo-France et de l'IPSL¹⁸) ont montré une augmentation des sécheresses estivales et automnales, surtout dans le sud. On peut s'attendre à une faible augmentation des fréquences de vent fort sur la moitié nord, et pas d'impact ou un impact faiblement négatif sur le sud. Il n'y a pas de changement significatif dans le nombre de dépressions.

Météo-France a entrepris un effort spécifique de modélisation du bassin méditerranéen avec la mise en oeuvre d'un modèle régional zoomé sur la zone méditerranéenne (ARPEGE-Climat, résolution horizontale 50 km). Ce modèle atmosphérique peut depuis peu être couplé avec un modèle océanique (OPA-MED à 10 km de résolution) de la mer Méditerranée pour représenter les interactions océan-atmosphère régionales (Somot et al., 2008).

Le projet CYPRIM¹⁹ (CYPRIM, 2006) porte sur l'étude de la cyclogénèse des précipitations intenses. Dans le cadre de cette étude il a été mis en évidence l'existence de 7 régimes de temps sur la période automnale (Joly et al., 2007). Une méthode de descente en échelle statistique a permis de définir deux types d'environnements atmosphériques associés aux épisodes intenses. L'étude des propriétés d'une portion significative de ces événements montre que l'un des deux types décrits en temps présent semble devenir prépondérant en temps futur (celui correspondant à des cas de goutte froide ibérique, avec un fort flux de sud-est humide). Les perspectives d'obtenir des structures haute-résolution, via un modèle régional couplé Océan-Atmosphère AORCM (Somot et al., 2008) et du modèle non-hydrostatique Méso-NH de pluies simulées pour ces cas futurs sont encouragées par les premiers tests.

Conclusion

Reverra-t-on une année avec 31 jours de gel à Sète ? Parier que non n'est pas risqué tant ce qui a été noté dans le climat passé paraît un avant-goût de ce qui va se produire.

Les conséquences des changements climatiques sur les régions méditerranéennes sont majeures, et les changements climatiques se cumulent avec d'autres types de pressions anthropiques. Les impacts concernent de nombreux secteurs comme l'agriculture et les écosystèmes : dégradation de la terre cultivable, diminution des rendements, dommages et pertes de récoltes; décès accrus du bétail; plus grand risque de feux de forêts, etc. On peut analyser que les conséquences seront encore plus pressantes au sud. L'Afrique est l'un des continents les plus vulnérables aux changements climatiques, une situation aggravée par une faible capacité d'adaptation. Le tourisme fait également partie des secteurs touchés : le livre vert de la commission européenne sur l'adaptation (CE, 2007) fait état d'une dégradation générale des conditions de tourisme estival au sud de l'Europe à la fin du XXI^e siècle. Le document stratégique du Plan Bleu adopté par le PNUE/PAM²⁰ précise que « la dégradation de son environnement fait courir à la Méditerranée un grave danger, celui de perdre ses principaux atouts qui fondent son originalité, en particulier pour l'agriculture et le tourisme. La persistance d'une mauvaise gestion des ressources naturelles rares, notamment l'eau, les terres agricoles, l'énergie et le littoral, compromettra le développement économique, la qualité de vie et la stabilité social » (PNUE/PAM, 2007).

Les initiatives et projets autour du bassin méditerranéen se multiplient : on citera sans chercher l'exhaustivité l'initiative OMM²¹ MeDare sur le sauvetage des données, le projet

¹⁸ Institut Pierre Simon Laplace

¹⁹ Cyclogénèses et précipitations intenses en région méditerranéenne

²⁰ Programme des Nations Unies pour l'Environnement/ Plan d'Action pour la Méditerranée

²¹ Organisation Météorologique Mondiale

CIRCE²² de l'Union Européenne, les projets français de l'ANR²³ comme VULCAIN²⁴ et MEDUP²⁵, les programmes MedCLIVAR²⁶ et MEDEX²⁷ de l'OMM.

N'oublions pas non plus les retombées du programme européen/africain AMMA²⁸ et le rôle des téléconnexions entre climat méditerranéen et mousson africaine.

Références bibliographiques

CE, Green Paper From The Commission To The Council, The European Parliament, The European Economic And Social Committee And The Committee Of The Regions, 2007. *Adapting to climate change in Europe – options for EU action*, disponible en ligne.

CYPRIM, 2006. *Rapport intermédiaire de projet, programme national – ACI – FNS aléas et changements climatiques*, disponible en ligne.

Drevet C., 2002. L'évolution du nombre de tempêtes en France sur la période 1950-1999, *La Météorologie*, 37, pp 46-56.

IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jacq V., Balaguer S., *Neige en plaine sur la France Méditerranéenne de 1971 à 2006*, 10^e numéro de la collection « Phénomènes remarquables » de Météo-France, 48 p.

Joly B., Nuissier O., Ducrocq V., Joly A., 2007. Mediterranean synoptic-scale ingredients involved in heavy precipitations events triggering over southern France: a clustering approach. In *International Conference on Alpine Meteorology*, page 4p., 4-8 June 2007.

Météo-France, 2007. *La Vigilance météorologique – Bilan 2006*, Direction de la Production de Météo-France, 24 p.

Moisselin J.-M., Canellas C., 2005, Longues séries d'insolation homogénéisées en France, *C.R. Géoscience*, 337 pp729-734.

Moisselin J.-M., Dubuisson B., 2006., Evolution des extrêmes de températures et de précipitations en France au cours du XX^e siècle, *La Météorologie*, 54, pp 33-42.

ONERC, 2007. *Changements climatiques et risques sanitaires en France*, La Documentation Française, 208 p.

PNUE/PAM, 2007. *Stratégie méditerranéenne pour le développement durable*, 64 p., disponible en ligne.

Somot S., Sevault F., Déqué M., Crépon M., 2008, 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled Atmosphere-Ocean Regional Climate Model, *Global and Planetary Change* (in press, available on-line).

Terray L., Braconnot P., 2007. *Livre blanc Escrime : Etude des simulations climatiques réalisées par l'IPSL et Météo-France*, 70 p.

Principaux sites Internet

AMMA : <http://www.amma-international.org/>

ANR : <http://www.agence-nationale-recherche.fr/>

CIRCE : <http://www.circeproject.eu/>

²² *Climate change and impact research : the Mediterranean environment*

²³ Agence Nationale pour la Recherche

²⁴ *Vulnerability of hydrosystems to combined effect of climate changes and human activities in Mediterranean area*

²⁵ *Forecast and projection in climate scenario of MEDiterranean intense events : Uncertainties and Propagation on environment*

²⁶ *Mediterranean CLimate VARIability and predictability*

²⁷ *MEDiterranean EXperiment*

²⁸ *African Monsoon Multidisciplinary Analyses*

Climats et risques climatiques en Méditerranée

CYPRIM : <http://www.cnrn.meteo.fr/cyprim/>

IPCC : <http://www.ipcc.ch/>

MEDARE : <http://www.omm.urv.cat/MEDARE-workshop-outcomes/index.html>

MEDCLIVAR : <http://www.medclivar.eu/>

MEDEX : <http://medex.inm.uib.es/>

MEDUP : <http://www.cnrn.meteo.fr/medup/>

OMM : <http://www.wmo.ch>

ONERC : <http://www.ecologie.gouv.fr/-ONERC-.html>

PLAN BLEU : <http://www.planbleu.org/>

L'IMPORTANCE DES DEPRESSIONS MEDITERRANEENNES POUR L'EVOLUTION DU TEMPS DANS LE NORD-OUEST DE LA ROUMANIE

MOLDOVAN Florin, CROITORU Adina-Eliza, HOLOBACA Iulian-Horia

Université "Babeş-Bolyai", Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, ROUMANIE

Tel. : 0040-264-596116. Fax : 0040-264-597988

Courriel : moldovan@geografie.ubbcluj.ro, croitoru@geografie.ubbcluj.ro, holobaca@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : *Les dépressions méditerranéennes jouent un rôle important pour l'évolution du temps dans l'Europe Centrale et l'Europe de Sud-Est. En Roumanie, leur influence se fait sentir dans tout le pays. Les phénomènes sont plus spécifiques pour le sud-ouest, le sud, le sud-est et l'est du territoire, mais ils sont présents aussi dans le nord-ouest de la Roumanie. Par généralisation, on peut dire qu'il y a deux trajectoires principales suivies par les dépressions méditerranéennes qui arrivent au-dessus de la Roumanie : la trajectoire trans-pannonienne et, plus importante, la trajectoire trans-balkanique. Le poster présente quelques situations synoptiques qui ont produit des phénomènes météorologiques et hydrologiques à risque dans le nord-ouest de la Roumanie.*

Mots-clés : *dépression méditerranéenne, trajectoire, phénomènes météorologiques de risque, nord-ouest de la Roumanie*

Abstract: *Importance of the Mediterranean depressions for weather evolution in the North-Western Romania. The Mediterranean depressions play an important role in weather's evolution in Central and Eastern Europe. In Romania, their influence is felt over the entire area of the country. The phenomena are more specific to the SW, S, SE and E of the territory, but their influence can also be observed in the NW part of Romania. Generalizing, it can be argued that the Mediterranean depressions reach the geographical area of Romania following two main trajectories: the trans-Pannonian and, most important, the trans-Balkanian. The poster presents several case studies regarding the manifestations of various meteorological and hydrological risk phenomena associated with the Mediterranean depressions, particularly in the NW part of Romania.*

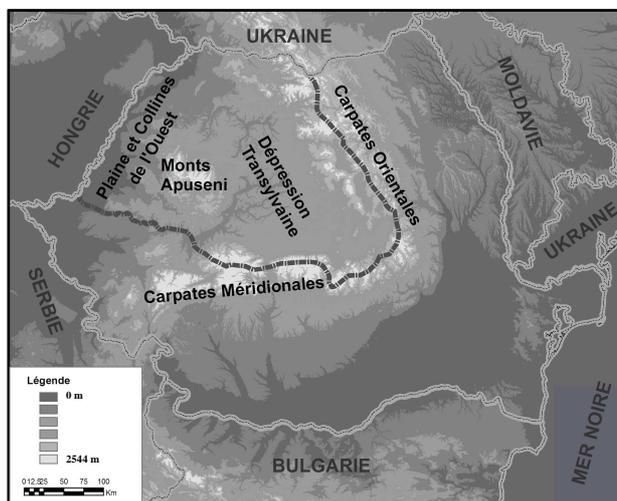
Key words: *Mediterranean low, trajectory, meteorological risk phenomena, North-Western of Romania*

1. Problématique

L'évolution du temps en Roumanie est déterminée par l'action de plusieurs centres barométriques. Parmi ceux-ci, certains se manifestent tout le long de l'année, aussi ont-ils été appelés centres d'importance majeure. De cette catégorie font partie: l'anticyclone des Açores, le minimum d'Islande, les dépressions méditerranéennes et l'anticyclone Est Européen.

Etant donnée leur importance pour l'évolution du temps en Roumanie, les dépressions méditerranéennes ont été étudiées par beaucoup de chercheurs roumains, dont nous rappelons: A. Doneaud (1958), C. Şorodoc (1962), N. Topor et C. Stoica (1965), Margareta Struţu (1966), Ecaterina Ion-Bordei (1983), Brînduşa Chiotoroiu (1999).

L'influence des dépressions méditerranéennes sur l'évolution du temps en Roumanie se fait sentir tout au long de l'année, mais avec une plus grande fréquence dans le semestre froid. Les régions les plus affectées sont celles du sud-ouest, sud, sud-est et de l'est du pays. Cependant, ces influences se manifestent aussi dans le nord-ouest de la Roumanie. Dans cette partie de la Roumanie, on inclue les suivantes unités majeures de relief : La Plaine de l'Ouest et les Collines de l'Ouest (le secteur situé au nord de la rivière de Mureş), les Monts Apuseni, la Dépression Transylvaine, les Carpates Orientales et les Carpates Méridionales (fig. 1).



la Dépression Transylvaine, auxquelles il faut ajouter les versants transylvains des Carpates Orientales et des Carpates Méridionales (fig. 1).

Figure 1. Le nord-ouest de la Roumanie

2. Données et méthodes

Les sources de données ont été les bulletins météorologiques quotidiens et l'archive de l'Administration Nationale de Météorologie, de même que l'archive électronique de l'Institut Météorologique de Karlsruhe (Allemagne). La méthode principale de travail a été l'analyse des cartes synoptiques en surface et en altitude. Les effets des phénomènes météorologiques dangereux ont été présentés à partir de documents de l'administration locale et des médias.

3. Résultats

Synthétisant les informations de la littérature de spécialité étrangère (Berenger, 1957, Maheras, 1976, Fons, 1979, Radinović, 1987, Flocas, 1988) et roumaine, on peut dire, brièvement, qu'il y a deux trajectoires principales des dépressions méditerranéennes qui arrivent au-dessus de la Roumanie.

La trajectoire trans-pannonienne (trajectoire no. 1 dans la figure 2) suppose le déplacement des dépressions formées au-dessus de la plaine du Pô et de la mer Adriatique, en traversant les Alpes Dinariques, jusqu'au-dessus de la plaine de Pannonie. Ce type se peut développer surtout dans la présence d'un anticyclone sur l'Afrique du Nord ou les parties centrales de la mer Méditerrané (Chiotoroiu, 1999). Dans le cas d'une direction vers le Nord de la dépression méditerranéenne arrivée au-dessus de la plaine hongroise, dans le nord-ouest de la Roumanie peuvent se produire des réchauffements accentués, surtout en mai, juin et juillet. Si la dépression, en arrivant dans la plaine de Pannonie, se dirige vers l'est (la trajectoire 1 a), elle va traverser la Roumanie. Cela entraîne des manifestations météorologiques complexes (fortes

précipitations sur les versants exposés, processus foehniques sur les versants abrités, etc.), car la perturbation traverse deux chaînes montagneuses à peu près perpendiculaires à sa direction de déplacement, les Monts Apuseni (en appartenant aux Carpates Occidentales) et les Carpates Orientales. Les deux chaînes sont séparées par la Dépression Transylvaine, qui est située entre les deux zones montagneuses.

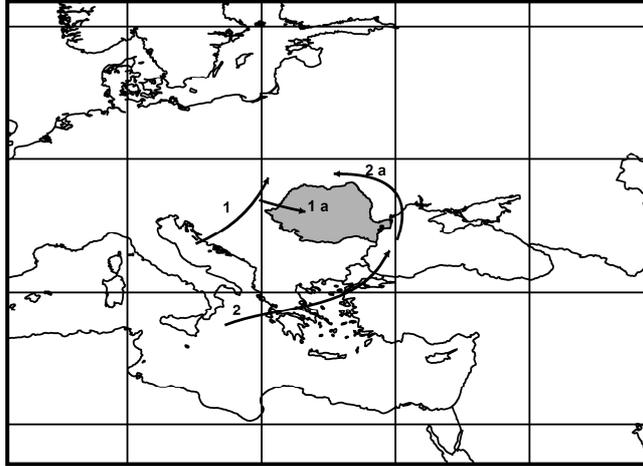


Figure 2. Les principales trajectoires des dépressions méditerranéennes vers le territoire de la Roumanie
 1 – trajectoire transspannonienne; 1a – trajectoire transspannonienne déviée
 2 – trajectoire transbalkanique; 2a – trajectoire rétrograde

Les trajectoires dites trans-balkaniques (trajectoire no. 2 sur la figure 2) préfèrent trois directions du passage : l'extrémité nord des Alpes Dinariques, l'entonnoir et la vallée de Drina dans la partie centrale de la côte ouest balkanique ou celle qui passe entre le sud de la Grèce et la Bulgarie et les mers environnantes (Ecaterina Ion-Bordei, 1983). Dans ces situations, les dépressions méditerranéennes influencent moins le nord-ouest de la Roumanie. On constate cette influence surtout quand une dépression, arrivée au-dessus du bassin de la Mer Noire, reçoit un caractère rétrograde, c'est à dire en se déplaçant de l'est vers l'ouest (trajectoire no. 2 a). Dans ces circonstances, les fronts froids associés à une circulation de nord-ouest seront accompagnés par des phénomènes météorologiques sévères, surtout dans la période chaude de l'année (précipitations abondantes, décharges électriques puissantes, grêle, intensifications de la vitesse du vent). L'intensité des phénomènes est bien accrue si en altitude est présent un talweg dépressionnaire ou une goutte froide.

Les principaux types de trajectoires et leurs conséquences météorologiques et hydrologiques sont illustrés par des études de cas. Ainsi, on a analysé plusieurs situations synoptiques.

3.1. L'épisode des 5-6 novembre 1995

Au niveau du sol, la situation synoptique de la période 3-6 novembre 1995 s'est caractérisée par l'évolution d'une perturbation méditerranéenne formée dans la partie centrale de la Méditerranée, qui a évolué dans les journées suivantes selon la trajectoire 2, donc une trajectoire trans-balkanique ouest sud-ouest – est nord-est, jusqu'à l'ouest du bassin de la Mer Noire. Puis, la perturbation a été déviée vers nord-ouest, devenant une dépression rétrograde. En altitude, un talweg froid descendu du nord de la Péninsule Scandinave s'est déplacé de l'Europe Centrale vers l'Europe de l'Est (fig. 3).

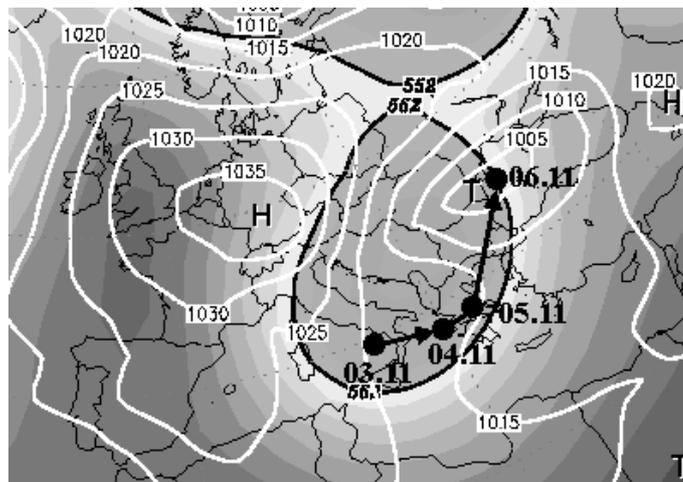


Figure 3. La trajectoire du centre de la dépression dans la période 3-6 novembre 1995.

Les phénomènes météorologiques associés ont été les chutes de neige, qui ont affecté presque toute la Roumanie, et, en particulier, les intensifications de la vitesse du vent (jusqu'à 20 m/s), suivies d'abattages massifs d'arbres (produits surtout dans les Carpates Orientales), de même que d'autres dégâts importants.

3.2. L'épisode des 9-11 janvier 2003

La dépression formée au-dessus de la Corse et de la Sardaigne s'est déplacée vers l'est, jusqu'à l'Adriatique, et elle est arrivée très vite, le lendemain même, au nord de la Mer d'Azov. En altitude, pendant toute la période d'évolution, il y a un talweg froid, qui s'est déplacé lui aussi vers l'est (fig. 4).

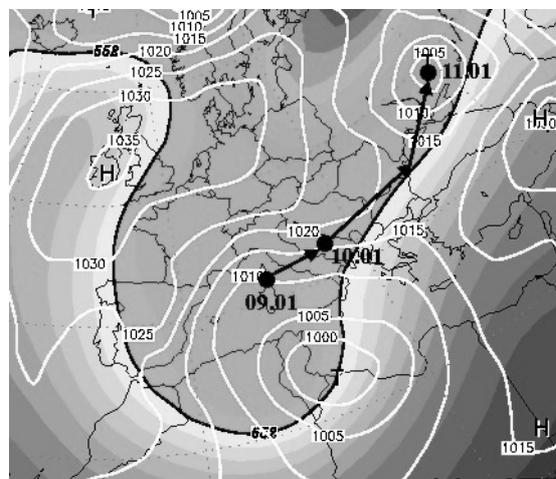


Figure 4. La trajectoire du centre de la dépression dans la période 9-11 janvier 2003.

Le nord-ouest de la Roumanie a été affecté par des chutes de neige. Au sud et au sud-est du pays sont tombées des précipitations liquides et il y a eu du verglas, puis, pendant la nuit de 11/12 janvier, une tempête de neige s'est déclenchée.

3.3. L'épisode des 14-15 avril 2005

Au niveau du sol a été présent un tourbillon cyclonique formé dans la région de la Corse et de la Sardaigne, qui s'est déplacé vers le nord-ouest de la Mer Noire, d'où, à cause du blocage anticyclonique présent au nord de la Mer Noire, il a rétrogradé et a contourné la Roumanie par le nord. À partir du 11 avril, le couplage entre la dépression méditerranéenne et le noyau froid

d'altitude superposés a donné naissance à une structure de type cut-off, qui s'est maintenue jusqu'au 15 avril (fig. 5).

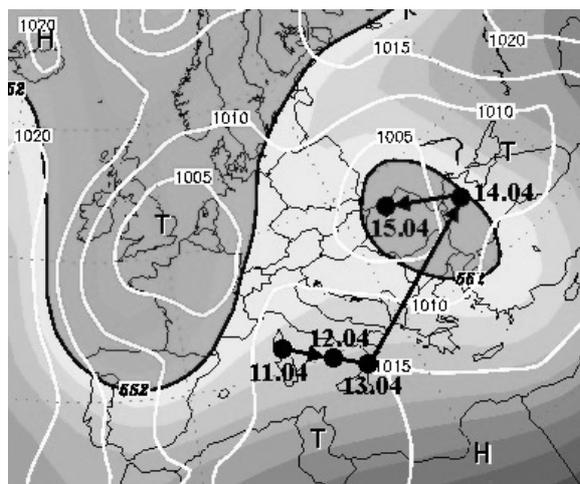


Figure 5. La trajectoire du centre de la dépression dans la période 11-15 avril 2005.

Dans la Transylvanie et le Banat (sud-ouest de la Roumanie), sont tombées des précipitations abondantes, accompagnées de décharges électriques et de grêle. Elles ont été suivies d'inondations, qui, dans le Banat, ont été catastrophiques.

3.3. Le 23 mai 2007

La dépression méditerranéenne suit une trajectoire orientale, vers l'est du bassin de la Mer Noire. En altitude, on a observé une diminution du géopotential et l'apparition d'un noyau faiblement mis en évidence (fig. 6).

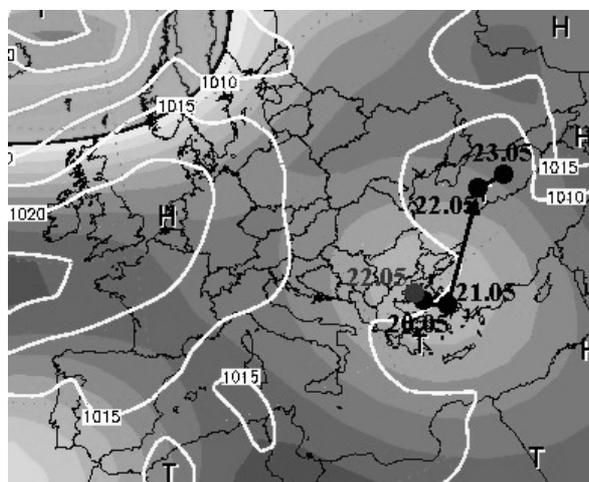


Figure 6. La cinématique du centre de la dépression dans la période 20 – 23 mai 2007.

La Transylvanie (surtout son côté est) et le Banat ont été affectés par de forts orages, qui ont produit de grands dégâts : inondation locale, arbres abattus, lignes électriques détruites, toits arrachés par le vent, grêle, incendies provoqués par la foudre, ce dernier produisant également une victime.

Conclusion

Les dépressions d'origine méditerranéenne qui influencent l'évolution du temps en Roumanie suivent deux trajectoires générales: trans-pannonienne et trans-balkanique. Bien que plus rare, la présence de ces perturbations dans le nord-ouest de la Roumanie détermine

des phénomènes météorologiques et hydrologiques dangereux. Les dégâts produits peuvent être importants et parfois on peut enregistrer des victimes.

Références bibliographiques

Bordei-Ion Ecaterina, 1983. *Rolul lanțului alpino-carpatic în evoluția ciclonilor mediteraneeni*, Editura Academiei R.S.R., București, 136 p.

Chiotoroiu Brîndușa, 1999. *Les tempêtes dans le bassin occidental de la Mer Noire*, Editeur Presses Universitaires du Septentrion, Lille, France, 224 p.

Archiva de date climatice, 1991-2009. Administrația Națională de Meteorologie, București.

www.wetterzentrale.de

PRESSIONS LIBYENNES ET FRONT INTER-TROPICAL

MOREL Robert

*Ingénieur Général d'Agronomie (C.H.) 19 Rue Henri LOT 91860 EPINAY SOUS SENART.
Tél. 33 (0)1 60 47 29 98. Courriel : bobmorel@orange.fr.*

Résumé : *Les pressions libyennes diminuent pendant l'été. Cela correspond à la période pluvieuse au Sahel. Les pressions de la zone sahélienne s'affaiblissent alors surtout avec le passage des dépressions pluvieuses. Mais les pressions des zones méditerranéennes ont toujours des valeurs supérieures à celles du sud. On décrit leurs variations aux échelles annuelles et saisonnières. Les relations entre pressions et autres paramètres comme pluie, humidité de l'air et températures sont évoquées.*

Mots-clés : *Pression atmosphérique, Méditerranée, Sahel, variabilité pluviométrique.*

Abstract: *Libyan atmospheric pressures are decreasing during summer. It is corresponding to rainy season in Sahel. Pressures of Sahelian area become weak with passing of rains depressions. But if Mediterranean pressures fluctuate in the same direction, they are always higher to southern values. We describe tendencies at yearly and seasons scales. Relations between pressures ad others parameters like rains, air humidity and temperatures are invoked.*

Keys words: *Atmospheric pressure, Mediterranean, Sahel, rains variability.*

Les pluies sahéliennes et tropicales sont caractérisées par une grande variabilité inter mensuelle et interannuelle. La circulation atmosphérique permet de relier la circulation des masses d'air, réglées par les pressions à ces fluctuations. Les hautes pressions jouent-elles un rôle dans ce scénario ? Nous faisons ici, principalement l'inventaire des observations de pressions pour mettre en évidence les relations d'une station à l'autre.

Introduction

En provenance du nord-est, le vent dirige vers le sud-ouest un air continental sec et chaud issu des hautes pressions de Libye. Arrivant du sud-est le vent déplace des masses d'air océaniques humides et plus fraîches. Les deux masses d'air se rencontrent entre l'équateur et le nord du continent, leur surface de contact donne naissance à une structure atmosphérique : le front intertropical. Les formations nuageuses au sud du front suivent ses déplacements. La limite nord de l'avancée de ces formations est en relation avec les pressions atmosphériques libyennes.

Les stations présentant un grand nombre de mesures de pression sont peu nombreuses dans la zone d'étude. Nous avons retenu comme base de données les postes ayant environ 60 années de valeurs quotidiennes : moyennes journalières de la pression ramenée au niveau de la mer, moyennes de températures, températures extrêmes, humidités relatives et les pluies. Les moyennes décadales et annuelles ont été calculées. Ce sont ces valeurs qui sont reportées sur les graphiques où chaque alignement de points est constitué par les 60 valeurs annuelles ou décadales du paramètre représenté.



Figure 13. Localisation des stations.

Les stations sont trop peu nombreuses pour pouvoir déterminer avec précision la ligne de moindre pression qui borde la zone pluvieuse au nord. Nous étudierons deux transects nord-sud l'un à l'ouest entre Tobrouk et Makoua, l'autre de Nord-est au sud-ouest entre Tripoli et Lomé, cette orientation de biais est due à l'absence de données au Nigeria et évite aussi la zone montagneuse camerounaise qui joue un rôle particulier dans le fonctionnement atmosphérique. On observe ainsi le cas de Ndjamené dont les tendances de pressions sont inverses de celles de la côte. Les plus hautes pressions libyennes ne sont pas sur la côte mais plus au sud sur l'axe Sebha – Koufra

1. Les pressions annuelles entre Méditerranée et Sahel

La cellule de type Hadley au Nord suivant sa puissance freine ou favorise la remontée du front intertropical. On la caractérise par les pressions de Libye. En effet le Maroc et l'Algérie sont sous l'influence de l'oscillation Nord atlantique alors que la Libye prolonge la situation observable en Grèce (Maheras et al. 1998). L'étude consiste à rechercher, entre les années 1944 et 2007, les stations qui caractérisent le mieux les relations entre la côte nord et le sud du Sahel pour étudier leurs différentielles de pressions réduites au niveau de la mer.

1.1. Répartition méridienne des pressions

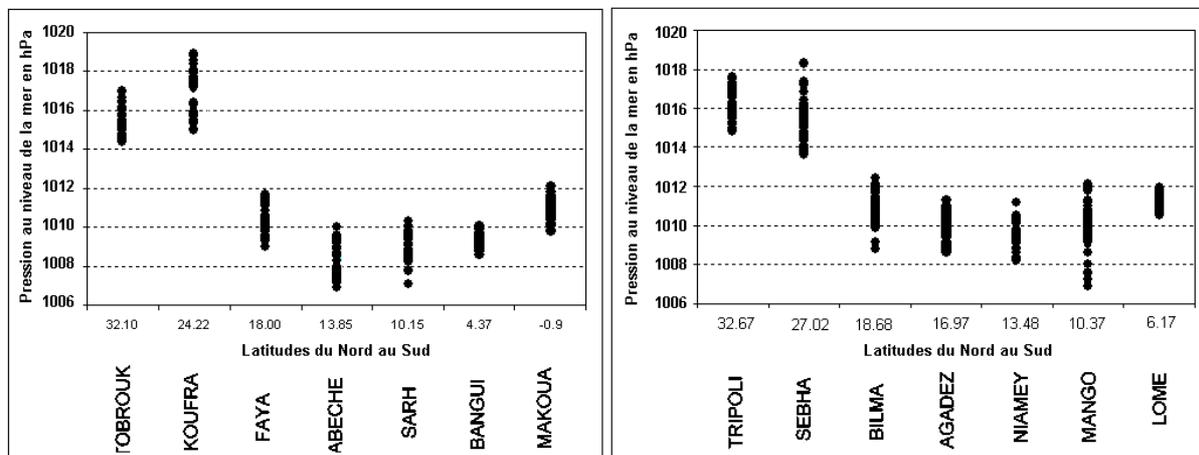


Figure 14. Transects est et ouest des pressions observées de 1944 à 2007.

Deux stations bordant la Méditerranée Tripoli et Tobrouk sont prises comme point de départ des transects, ensuite les pressions annuelles augmentent au sud à Sebha et Koufra. Les postes choisis au Niger et au Tchad présentent une position plus ou moins méridienne avec la Libye, Pour rechercher l'influence des quatre stations libyennes le travail se fait par couples avec les villes retenues au sud en calculant la variabilité des pressions et les corrélations entre les stations. En représentant l'ensemble des valeurs par stations on observe que les mesures des stations libyennes sont en permanence plus fortes que celles plus au sud (fig. 2). Mais si on établit les figures avec les écarts aux moyennes, on met en évidence qu'il y a des groupes d'années à hautes pressions ou à basses pressions, ces groupes se retrouvent aux mêmes moments sur tout le transect.

1.2. Evolutions interannuelles

Par exemple les années 1982 à 2006 sont à valeurs plus élevées à Tobrouk et Abéché, bien que distantes de plus de 2000 km (fig. 3). La dorsale des hautes pressions libyennes à Koufra et Sebha montre une légère décroissance sur 60 ans, alors que celles du Tchad augmentent de 2 hectopascals (fig. 4). Il faut noter le parallélisme des droites de régression pour chacun secteur géographique. Une autre présentation consiste à prendre comme valeurs des X les écarts à la moyenne d'une station, on porte en Y les écarts de l'autre station. On rend le graphique indépendant des années et on voit que la corrélation entre les écarts de pressions est bonne, les régions plus dépressionnaires restent liées aux conditions anticycloniques méditerranéennes (fig. 5). Plus au sud entre Koufra et Sarh on observe la même corrélation. Vérifions si l'évolution annuelle se retrouve au pas de temps mensuel. Signalons le curieux cas de Ndjamaena où il y a inversion des périodes excédentaires en périodes déficitaires.

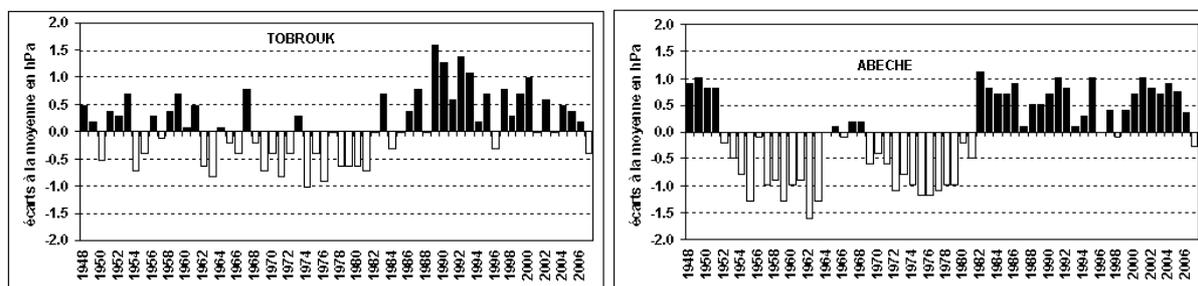


Figure 15. Comparisons des deux stations de Tobrouk et Abéché.

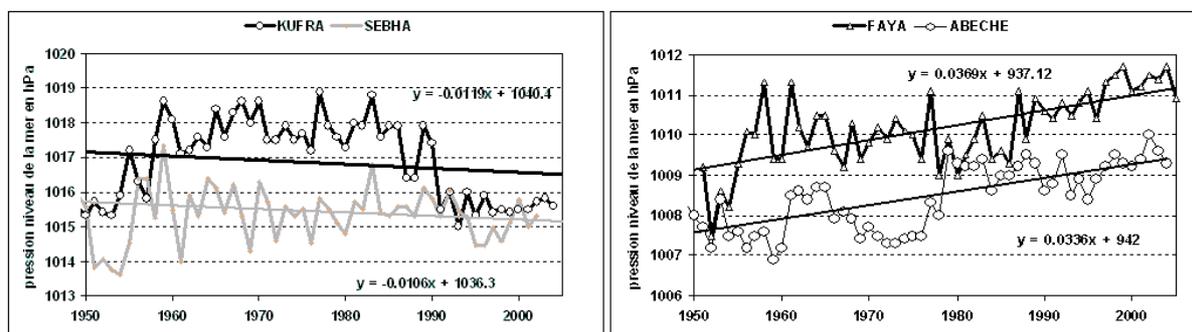


Figure 16. Courbes d'évolutions annuelles des pressions moyennes.

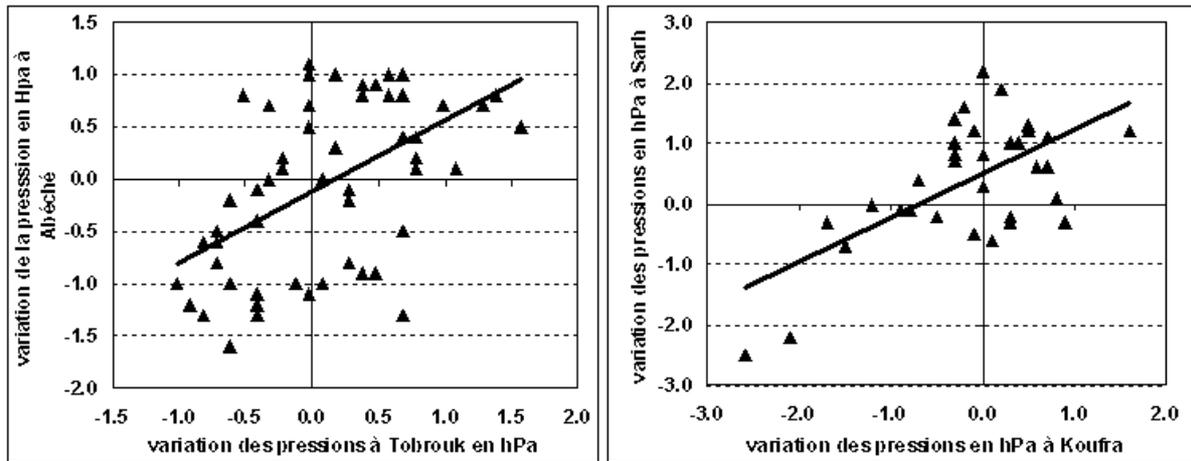


Figure 17. Relations par écarts de pression annuelles et étésiennes.

2. Variabilités mensuelles

Dans le nord de l'aire d'étude les pressions atmosphériques décroissent pendant la saison d'été mais jamais les pressions libyennes ne passent au dessous de celles du Tchad ou du Niger, même si leur décroissance relative est plus forte (fig. 6). Les courbes d'évolution sont plus régulières au Niger qu'au centre et au sud du Tchad. En outre les évolutions mensuelles s'accompagnent généralement d'une hétérogénéité fluctuante notamment à Koufra et à Sarh. Les écarts types varient régulièrement à Tobrouk, Faya et Abéché, et ils restent constants à Bangui (fig. 7). Il est intéressant de regarder ce qui se passe pendant la période étésienne en calculant les moyennes entre le mois de juillet et le mois de septembre. Ceci correspond à la saison pluvieuse du Sahel. L'étalement des représentations graphiques montre l'accroissement de variabilité pendant cette période. A l'extrême sud des transects, à Makoua en zone équatoriale et à Lomé, en bordure du golfe de Guinée, on voit les pressions remonter pendant l'été (fig. 8).

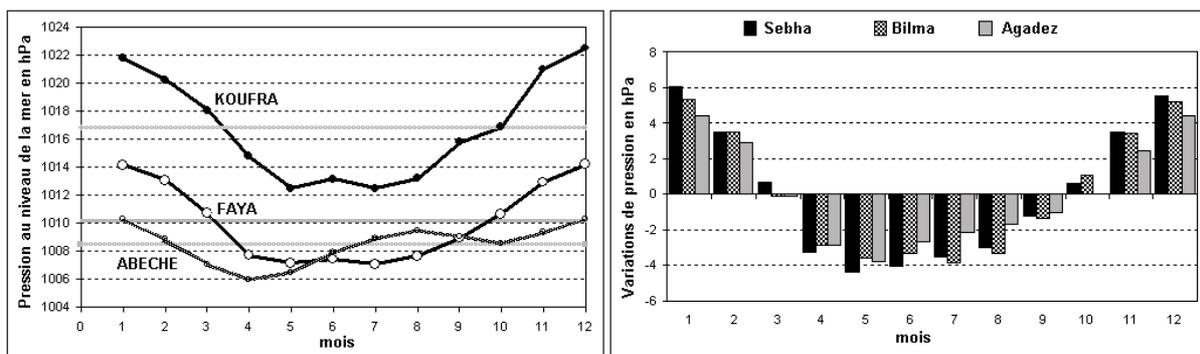


Figure 18. Exemple de variations inter mensuelles (période 1948 – 2007).

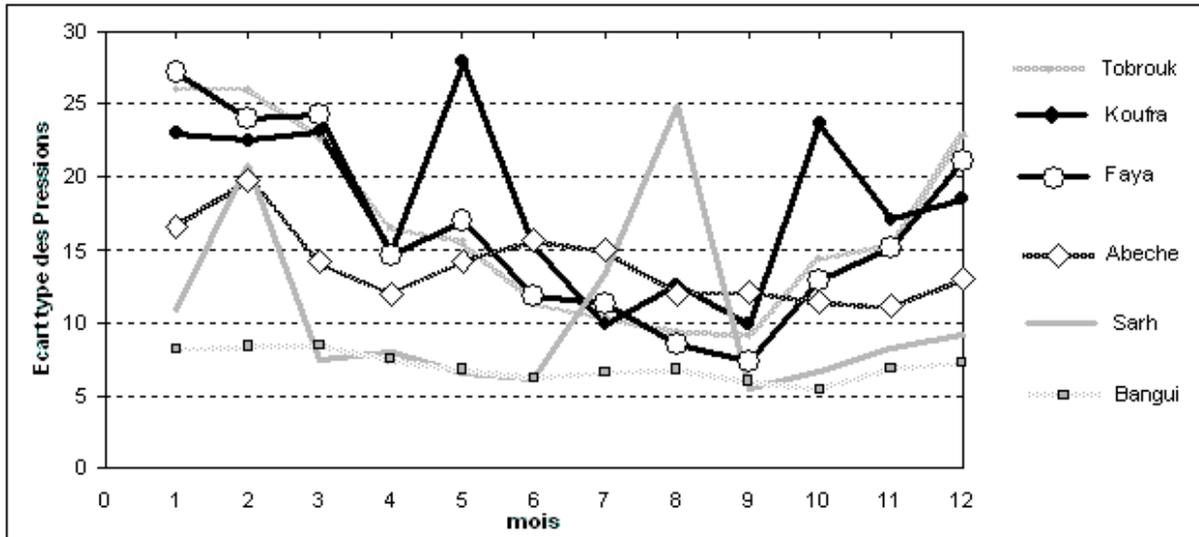


Figure 19. Variation des écarts types mensuels (période 1948 -2007).

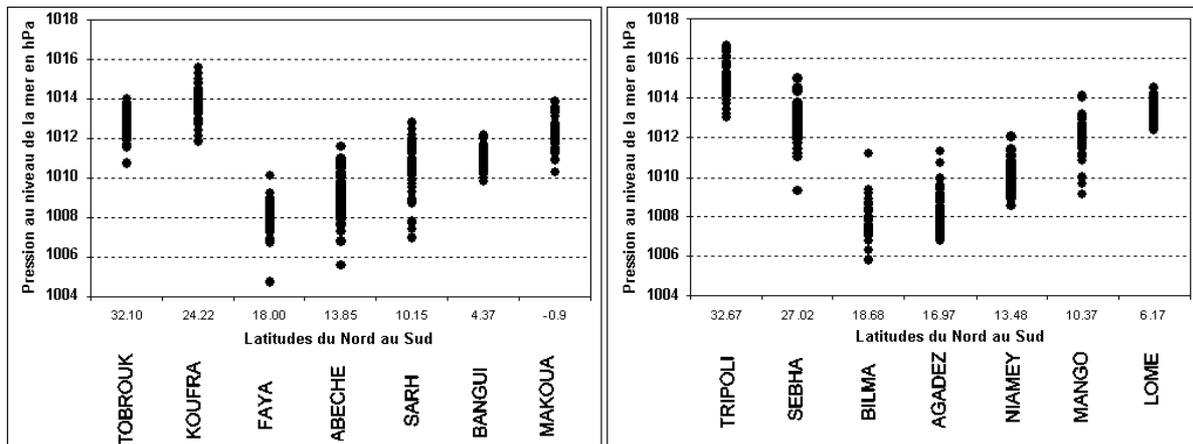


Figure 20. Ensemble des moyennes des pressions des mois d'été sur les deux transects de l'étude.

3. Les pluies et les températures

La progression des masses nuageuses vers le nord est toujours stoppée par les hautes pressions de Libye. Il y a une corrélation négative entre les pressions de Libye et les pluies du Sahel mais l'irrégularité des précipitations ne permet pas une bonne explication statistique. Par exemple la relation pressions - pluies est donné pour Sebha et Bilma (fig. 9) avec un coefficient de corrélation négative de -0,56. Les autres paramètres comme la température maximale, l'humidité relative sont également en corrélation négative avec $R = -0,70$. Si on représente la variabilité de l'humidité avec les écarts à la moyenne on voit que les années les moins humides correspondent aux périodes de hautes pressions. Mais l'influence très nette de la valeur des pressions ne peut pas être considérée comme une oscillation cyclique.

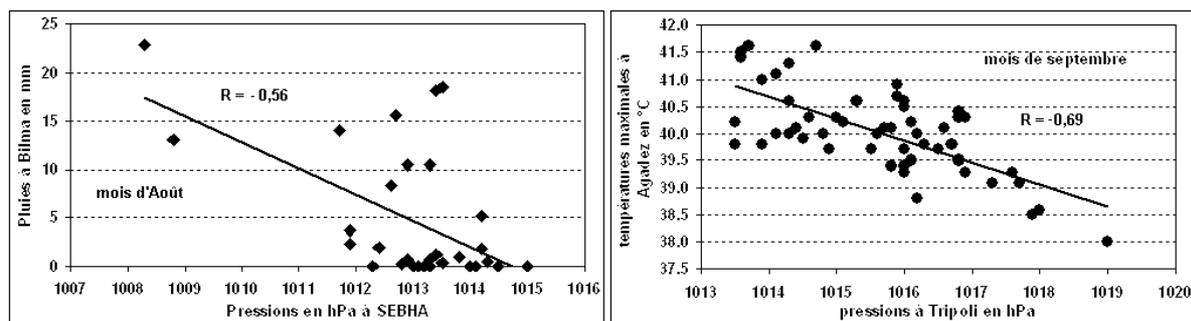


Figure 21. Relations des pressions avec les pluies et les températures maximales.

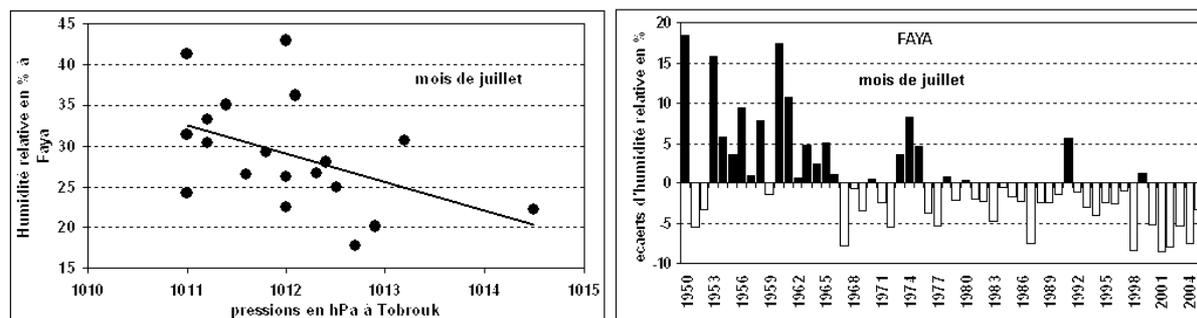


Figure 22. Humidités relatives en juillet à Faya.

La zone d'influence des pressions pour chaque paramètre est difficilement estimée par les niveaux de corrélation trop variable en fonction de la période et de la localisation et il est préférable d'attendre des études complémentaires au pas de temps décadaire.

4. Problèmes du complément d'étude

Cette approche nécessite la collecte de toutes les données existantes mais les stations complémentaires sur la zone d'étude présentent de nombreuses lacunes pour les pressions, les pluies, etc. La tentation est grande d'utiliser les fichiers NCAR pour combler les trous mais il y a des différences trop grandes entre les mesures et les fichiers interpolés. Il faudra alors rechercher les stations voisines d'Algérie, d'Egypte, du Soudan pour obtenir un échantillon plus important de données.

Conclusion

L'influence très nette de la valeur des pressions ne peut pas être considérée comme une oscillation cyclique. La présente étude présente surtout l'inventaire et l'analyse de quelques relations observables. C'est un point de départ avant d'appliquer les méthodes d'analyses statistiques déjà utilisées pour le bassin méditerranéen (Douguedroit, 2003).

Références bibliographiques

- Douguedroit A., 1998. L'oscillation méditerranéenne : le cas du printemps. *Publi. de l'AIC*, **11**, 383-390.
- Maheras P., Kutiel H., Vafiadis M., 1998. Tendances spatiales et temporelles de la pression atmosphérique de surface et des géo potentiels de 500 hPa en Europe méridionale et en Méditerranée durant la période 1950-1994. *Publi. de l'AIC*, **11**, 345-351.
- Norran C., Douguedroit A., 2003. Tendances saisonnières des précipitations et des pressions de surface dans le bassin méditerranéen (1915-1988). *Publi. de l'AIC*, **15**, 276-283.

GLISSEMENTS DE TERRAIN ET CLIMAT DANS LES SUBCARPATES DE IALOMIȚA (ROUMANIE)

MURARESCU Ovidiu, PEHOIU Gica, BRETCAN Petre

Université « Valahia » de Târgoviște (Roumanie), rue Lt. Stancu Ion, no. 34-36A ;

e-mail : ovidiu_murarescu@yahoo.com, gpehoiu@yahoo.com, petrebretcan@yahoo.com

Résumé : *Les Subcarpathes font partie des unités géographiques dont la dynamique des processus géomorphologiques de versant et d'auge est extrêmement active, déterminant des effets des plus défavorables pour la société humaine et pour l'économie. La propension naturelle aux glissements provient des conditions spécifiques géologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques. La prédominance des argiles et des marnes, l'alternance avec des couches de grès (pliocènes et néocènes) ou des dépôts de sables, graviers (pliocènes), sel et gypse, la rythmicité de la stratification, la structure fortement pliée, les failles et la dislocation des couches, la présence des hydrostructures et les oscillations de niveau de celles-ci sont des éléments qui concourent à la réduction de la résistance du soubassement.*

Mots-clés : *Particularités climatiques, facteurs de stabilité, glissements de terrain, environnement.*

Abstract: *The Subcarpathians are a geographic unit whose riverbed and slope geomorphological processes have an extremely active dynamics, determining very unfavorable effects on the human society and on the economy. The natural tendency towards landslides is given by the specific geological, hydrogeological and geomorphological conditions of the area. The predominance of clays and marls, the fact that they alternate with (Pliocene and Neocene) grit stone strata or (Pliocene) sand and gravel deposits, as well as salt and gypsum deposits, the rhythmic stratification, the extremely folded structure, the faults and the strata dislocation as well as the presence of hydrostructures with their level oscillations are all together elements triggering the diminution of the resistance of the rock layer.*

Key words: *Climatic particularities, stability factors, landslides, environment.*

Introduction

La morphologie de cette sub-unité réunit des indices quantitatifs et qualitatifs favorables aux glissements de terrain. Ces particularités géologiques et géomorphologiques s'avèrent défavorables en présence de certains paramètres météorologiques. Parmi ceux-ci, nous pouvons mentionner : l'évolution spatio-temporelle de la température de l'air, l'importance spéciale du début et de la fin de la période froide de l'année. A la fin de l'automne et au début du printemps, les variations significatives de température du jour à la nuit peuvent agir sur la structure lithologique, surtout là où la couverture végétale manque.

Un autre paramètre important est représenté par les précipitations, surtout par leur quantité, spécialement pendant les années pluvieuses. Les propriétés physico-chimiques des roches, des dépôts diluviaux et des sols subissent alors une série de modifications qui conduit au dépassement du seuil de stabilité. Les pluies lentes de longue durée, les pluies intenses qui surviennent après une période de sécheresse, les neiges abondantes augmentent l'infiltration à travers les fissures acquises. Par conséquent, le niveau piézométrique s'élève et réduit la friction interne, les argiles et les marnes (qui ont un rôle décisif dans le déclenchement des glissements) se ramollissent. Ainsi, des glissements de grande ampleur et à effets graves se sont produits aux années où l'on a enregistré les valeurs pluviométriques les plus élevées (1970-1972, 1975, 1995-1996, 2001, 2005). En ce sens, nous avons analysé les séries statistico-mathématiques de valeurs de deux stations météorologiques (Voinești, Târgoviște) et de 12 postes pluviométriques situés à des altitudes de 290 à 800 m.

A ces facteurs s'ajoute l'intervention anthropique avec ses aspects négatifs (déboisements, pâturage excessif, sectionnement des talus, exploitations de carrière à ciel ouvert ou souterraines).

1. Situation géographique

L'unité subcarpatique située entre les rivières Dâmbovița et Ialomița, localisée dans le sud-est de la Roumanie et ayant une orientation nord-ouest - sud-est, fait partie des Subcarpates de Ialomița, qui appartiennent aux Subcarpates de Courbure. Cette unité est située dans les bassins hydrographiques de la Dâmbovița (à l'ouest) et de la Ialomița (à l'est), étant constituée d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux orientés est-ouest. Au nord, elle entre en contact avec la zone alpine des Carpates Méridionales, et au sud, avec la Plaine Haute de Târgoviște. Elle présente une différence altimétrique de 500 m (altitudes de 800 m au nord et de 300 m au sud).

Figure 1. Les Subcarpates de Courbure

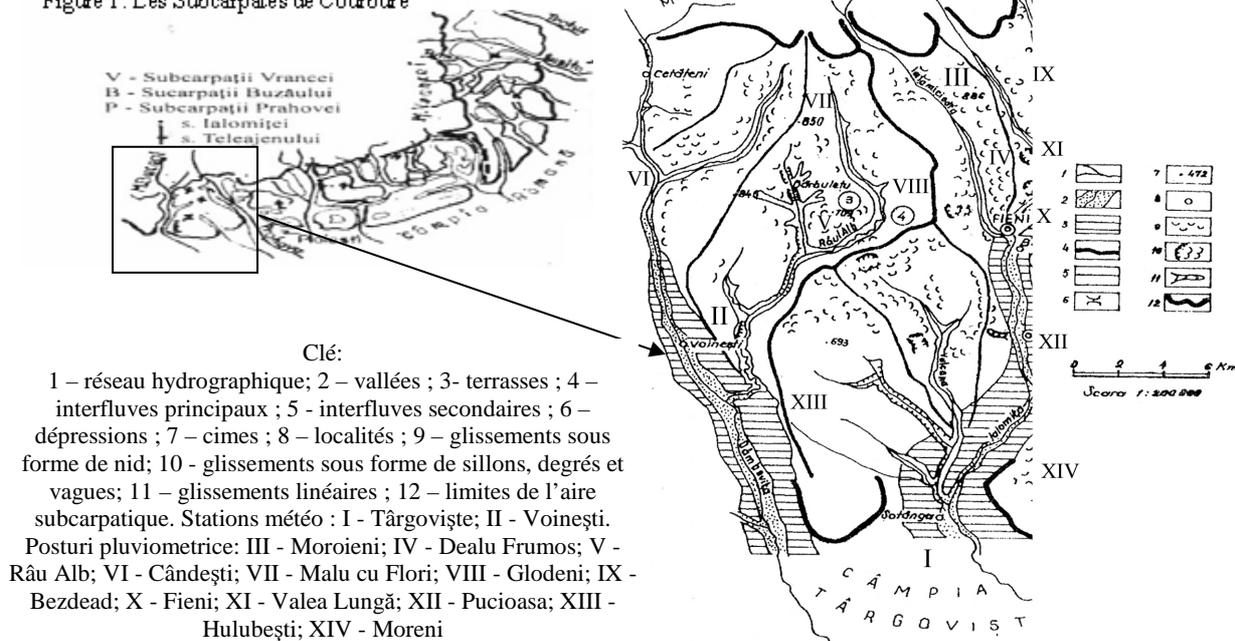


Figure 2. Glissements de terrain dans les Subcarpates de Ialomița.

2. Données et méthodes

Pour l'analyse climatologique nous avons transformé et interprété les séries de données statistiques des stations météorologiques de Voinești et de Târgoviște, qui ont centralisé à leur tour des valeurs à partir de 10 postes pluviométriques et 12 postes hydrométriques, pour la période d'observations 1976-2007. Nous avons utilisé les lois de répartition altitudinale et latitudinale de différents paramètres météorologiques permettant de mettre en évidence les particularités principales d'ordre climatique qui contribuent au déclenchement et au maintien des phénomènes géomorphologiques de versant spécifiques de cette zone.

3. Résultats

Dans la zone analysée, le potentiel de glissement est très élevé, à cause des conditions géologiques (lithologie, structure, néotectonique), hydrogéologiques et géomorphologiques.

Il faut ajouter aussi, parmi les facteurs qui déclenchent et entretiennent ces phénomènes, la variabilité temporelle de certains paramètres météorologiques, comme par exemple la température de l'air et les quantités de précipitations. En ce qui concerne l'évolution temporelle de la température de l'air, on constate que, dès le mois de février et jusqu'en juillet, la température mensuelle moyenne va croissant. La croissance la plus grande est enregistrée entre les mois de février et mars, période qui correspond au processus de

réchauffement de l'air, donné par les valeurs élevées du bilan radiatif et au développement de la convection thermique. Dès le mois d'août, la température moyenne baisse légèrement, la baisse la plus grande étant enregistrée aux mois d'octobre et de novembre.

St. météo	Mois												Moyenne
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Voinești	-2,2	-0,8	4,1	9,0	14,5	17,6	19,6	19,4	14,1	9,14	5,0	-1,0	9,0
Târgoviște	-1,3	0,2	5,0	10,4	16,6	19,7	22,1	21,3	15,3	10,4	4,9	-0,7	10,3

Tableau 1. Températures mensuelles multi-annuelles moyennes (1976-2007).

L'aire géographique analysée présente une amplitude thermique de 20-22° C, correspondant à un climat modéré, sans valeurs thermiques excessives. Mais, au fil des années, à cause de l'influence des conditions climatiques locales, pendant la période froide peuvent apparaître certaines anomalies locales par rapport aux températures mensuelles, lorsque le processus de réchauffement a été plus rapide (février 1980, mars 2005).

L'évolution de la température de l'air d'une décade mensuelle à l'autre correspond à une courbe ascendante, dès la deuxième décade du mois de février, jusqu'au mois d'août ; après cela, la courbe des températures par décades a un sens descendant, phénomène causé par les invasions de masses d'air froid provenues du nord de l'Europe. Les valeurs par décade grandissent dans l'intervalle février-mars, enregistrant des hausses d'environ 1-2° C, après quoi, en avril, la température de l'air enregistre une hausse plus prononcée, d'environ 3° C. Dès le mois d'août (la deuxième décade), la température de l'air baisse progressivement, et dès les mois de novembre-décembre elle enregistrera fréquemment des valeurs négatives qui disparaissent aux mois de février-mars.

Les températures quotidiennes moyennes négatives ont une fréquence plus élevée en janvier (74%), suivi par décembre (52%) et février (39%). Les températures quotidiennes moyennes positives perdent leur continuité dès la troisième décade du mois de novembre jusque dans la deuxième du mois de février. La fréquence minimale de ces cas est enregistrée en janvier (26%), suivi par décembre (48%) et février (61%).

Ces caractéristiques climatiques permettent de déterminer certaines catégories conventionnelles de jours pendant lesquels la température de l'air a crû ou a baissé en dessous de certains seuils (limites) thermiques : jours glaciaux (températures inférieures à -10° C) : sont spécifiques pour l'intervalle décembre-février (12 cas). Pourtant, ils peuvent apparaître aussi en novembre, et les derniers peuvent être enregistrés au mois de mars. Les plus nombreux sont enregistrés en février ; jours d'hiver (températures inférieures à 0° C) : on a enregistré plus de 180 cas pendant l'intervalle novembre-mars ; les jours à gel (températures inférieures ou égales à 0° C) apparaissent dès le mois d'octobre jusqu'au mois de mai ; les jours d'été (températures supérieures ou égales à 25° C) sont enregistrés dans l'intervalle mars-octobre (82 cas par an), la fréquence la plus élevée étant enregistrée au mois d'août (25 cas/mois).

La variabilité des températures, mais surtout les fluctuations des mois de février-mars et octobre-novembre, du jour à la nuit (le couple gel-dégel) peuvent être des facteurs déclencheurs des processus de versant. Des phénomènes illustratifs en ce sens ont eu lieu pendant la période février 1980 (Vârfuri) et mars 2005 (Râu Alb, Răzvad), lorsque des précipitations liquides se sont superposées sur la variabilité thermique.

Dans la zone des Subcarpathes internes, le potentiel naturel (substrat géologique argilo – marno – gréseux, caractères morphométriques et morphographiques des versants, présence réduite des forêts) est favorable aux déplacements en masse, à l'érosion zonale et linéaire

(érosion superficielle, formation de petites vallées et de ravins). Un rôle important dans l'intensification de la dynamique de versant et dans le déclenchement des processus géomorphologiques destructifs revient aux formes variées d'intervention anthropique : déboisements, exploitation agricole inadéquate des terrains en pente (exploitation excessive des pâturages communaux, orientation des terrains arables perpendiculaire sur la courbe de niveau – par exemple, sur le versant gauche, dans le secteur de Doicești, l'exploitation inadéquate des roches de construction – à Fieni, Pucioasa et Doicești). Le glissement le plus représentatif s'est produit dans la commune de Vârfuri le jour du 13.02.1980 à partir de 10 heures, et a duré 6 heures. Il a eu comme conséquence la destruction du centre civique de la localité et des plantations d'arbres fruitiers situées sur les versants impliqués (entre Valea Neagră et Valea Părușului). Les glissements se sont produits dans la direction sud – sud-ouest, sur un versant à pente de 10%, ayant une vitesse de déplacement 6-7 m/h, sous la forme d'une bande longue de 700-800 m, avec des largeurs variant entre 200 m et 600 m et des profondeurs variant entre 5-20 m, créant des crevasses et des écroulements. Dans la proximité se trouvent la localité de Bezdead, qui a été affectée par des glissements de terrain (nouveaux ou réactivés) en 2001, 2005, 2006, et les localités de Buciumeni, de Fieni, de Moțăieni et de Pietroșița, qui entre 2001-2006 ont enregistré des glissements qui ont causé des dommages pour les économies locales.

Dans la zone des localités de Răzvad, de Ocnița et de Gura Ocniței, dans la zone externe, l'étude de terrain a montré que les glissements de terrain sont présents sur les versants sous la forme de canions sur la ligne de plus grande pente, qui ont évolué comme chaînons de l'érosion de grande profondeur. De Fieni jusqu'à Runcu et Brebu, les versants sont affectés par des glissements et des écroulements de terrain, associés à des érosions sous forme de ravin. Les glissements de terrain sont actifs dans les localités de Vulcana Băi, Șotânga, Glodeni, Doicești et Aninoasa, produisant des dommages matériels significatifs, en affectant des voies de communication, des logis, des établissements socio-économiques, des travaux hydrotechniques et artistiques.

Un autre paramètre météorologique qui favorise l'apparition et le développement des processus météorologiques de versant est la quantité de précipitations, leur période et leur intensité. Le régime des quantités de précipitations annuelles présente des fluctuations multi-annuelles. La moyenne mensuelle multi-annuelle des quantités de précipitations enregistrées aux stations météorologiques et aux postes pluviométriques de la zone géographique analysée présente des variations entre 600-900 mm/an. La quantité annuelle enregistrée aux stations et aux postes pluviométriques est la suivante : Voinești - 675 mm ; Târgoviște - 626 ; Moroieni - 815 ; Dealu Frumos - 797 ; Râu Alb - 835 ; Cândești - 834 ; Malu cu Flori - 801 ; Glodeni - 690 ; Bezdead - 780 ; Fieni - 706 ; Valea Lungă - 746 ; Pucioasa - 665 ; Hulubești - 874 ; Moreni - 715 (voir la figure 2).

Pendant la période analysée on a enregistré aussi des écarts annuels par rapport aux moyennes. Par exemple, on remarque l'an 2000, lorsque les valeurs totales de précipitations se sont situées vers la moitié de la moyenne normale (entre 350-400 mm/an), au pôle opposé étant situé l'an 2005 (lorsqu'on a dépassé fréquemment des sommes de précipitations de 1100 mm). La plupart des précipitations se produisent pendant la période chaude de l'année (350-400 mm - 65-70%), la différence appartenant à la période froide. Les valeurs maximales sont enregistrées aux mois de juin-juillet (plus de 100mm, fréquemment) et correspondent à une activité cyclonique et à des processus thermoconvectives intenses. Les quantités de précipitations les plus faibles tombent à la fin de l'automne et pendant l'hiver, quand le régime anticyclonal domine et les processus de convection thermique s'affaiblissent (30-40 mm). Rapportées à la moyenne annuelle (Târgoviște - 620-630 mm, Voinești - 670-690 mm), les années pluvieuses de la période analysée ont été : 1979-1980, 1981, 1983-1984, 1988,

1991, 1995-1996, 1998, 2002, 2005, et les années de sécheresse : 1976-1978, 1982, 1985, 1986-1987, 1989-1990, 1992-1994, 2000, 2003.

Si l'on analyse la fréquence du nombre de jours à précipitations de plus de 0,1 mm, à Voinești on enregistre 135 jours/an, et à Târgoviște, 127, leur régime mensuel étant d'environ 14 jours dans l'intervalle décembre-mai et 12 jours pendant la période juin-novembre. Quant au nombre moyen de précipitations dont la quantité est supérieure ou égale à 5 mm/m², on enregistre 56,2 jours à Voinești et 50,5 à Târgoviște, le mois avec la plus grande fréquence étant juin, et celle avec la plus faible fréquence, février.

Pour les précipitations dont la quantité est supérieure ou égale à 10 mm/m², la plus haute fréquence est enregistrée dans l'intervalle mai-août (16 cas à Voinești, 12 à Târgoviște), et pour des valeurs qui sont supérieures ou égales à 20 mm/m², il y a 12 cas à Voinești et 9,2 à Târgoviște, dans l'intervalle mai-juin. Des valeurs supérieures ou égales à 30 mm/m² sont enregistrées, d'habitude, au mois d'août à Voinești (0,9 cas) et juin, à Târgoviște - 1 cas par mois.

Sur la surface du territoire analysé tombent des précipitations dont la durée varie entre 5-12 minutes et 10-12 heures. Les pluies de grande intensité tombent pendant l'été, lorsqu'elles se développent brusquement dans des nuages convectifs, sous forme d'averses, déclenchant l'activité d'érosion torrentielle. Les pluies torrentielles ont des intensités élevées, d'environ 2,4 mm/minute, mais dans l'intervalle de temps analysé, les pluies tombées ont eu des intensités entre 0,6-3,5 mm/minute. Quant à la quantité maximale de précipitations tombées en 24 h, elle a un caractère local, présentant des valeurs différentes d'un mois à l'autre. Par exemple, pendant l'hiver, les précipitations peuvent totaliser, en janvier, 60 mm/m², et pendant la saison chaude, elles peuvent dépasser 150 mm/m², en mai-juillet. Par la suite, nous présenterons des études de cas sur quelques périmètres affectés par des glissements de terrain générés par les précipitations. Pendant la période 1976-2007, des modifications sont intervenues dans la morphologie et la dynamique des glissements, déterminées par le régime des précipitations, de l'infiltration et des eaux souterraines et par l'intervention anthropique. Le régime pluvial se remarque par la réduction de la quantité annuelle moyenne de précipitations (en dessous de 752 mm), par la fréquence des années arides, qui ont constitué des périodes longues de sécheresse, sans apparition de précipitations extrêmes.

Dans les Subcarpates, au contact des ponts de terrasse avec les versants se sont développés des glaciais diluviaux, colluviaux, proluviaux ou mixtes. Ils font partie de la catégorie des terrains instables, impropres aux constructions lourdes. Formés spécialement de corps de glissement, ils enregistrent un mouvement lent, mais qui s'intensifie pendant les périodes humides, lorsque l'infiltration de l'eau augmente. Tel est le cas de la plupart des localités du secteur subcarpatique de la vallée de Ialomița : Moroieni, Pietroșița, Dealu Mare, Buciumeni, Fieni, Moțaieni et Pucioasa.

Une autre zone de ce genre est l'aire du synclinal de Malu cu Flori (les zones de Micloșanii Mari et de Micloșanii Mici), composée de couches dont l'inclinaison générale est de 10⁰-18⁰. Vers le nord, les versants de Valea Largă ont été et sont affectés par des glissements de terrain (1979, 2001-2006) déterminés par des sources et par les précipitations en excès qui ont créé des accumulations d'eau qui alimentent continuellement les couches souterraines composées de successions de grès, argiles et marnes, créant les conditions de déclenchement des processus respectifs. Les facteurs anthropogènes (exploitation intense des roches de rivière pour les constructions) ont déterminé aussi le creusage de l'auge du ruisseau de Valea Largă, par l'intensification des processus d'érosion d'auge et l'éloignement de la terre située à la base des versants, ce qui a favorisé les glissements de terrain. Les glissements de terrain de Malu cu Flori ont affecté gravement des dizaines de logis, des voies de communication, la

rive gauche de la Dâmbovița, et plus de 1600 ha de plantations d'arbres fruitiers et il y a eu le danger du blocage du cours de la rivière de Dâmbovița. Des glissements de terrain sont enregistrés dans les localités de Râu Alb, Bărbulețu, Voinești, étant déterminés par les sources et les précipitations excessives qui ont créé des accumulations d'eaux qui alimentent continuellement les couches souterraines composées de successions de grès, argiles et marnes.

D'autres zones affectées par les glissements de terrain sont: Fieni, Moreni, Pucioasa, Malu cu Flori, Vârfuri, Glodeni, Buciumeni-Valea Leurzii, Vișinești, Runcu-Dealul Frumos, Vulcana Băi, Bărbulețu, Râu Alb, Pucheni, Valea Lungă-Șuvița-Izvoru, Iedera, Șotânga, Ocnița, Moroieni, Văleni Dâmbovița, Răzvad, Bezdead, Tătărani-Mărgineanca.

Conclusions

En guise de conclusion, nous pouvons remarquer que l'aire subcarpatique analysée est fortement affectée par les processus géomorphologiques de versant qui ont lieu à cause de la collaboration de certains facteurs favorables, comme la constitution lithologique spécifique d'une aire sédimentaire d'avant fosse à laquelle s'ajoute l'influence des facteurs climatiques qui peuvent réaliser les conditions nécessaires au déclenchement et au maintien de tels phénomènes.

De tout ce que nous venons de présenter, il ressort que les glissements de terrain de la zone géographique analysée sont déterminés, d'un côté, par les fluctuations de température d'un mois à l'autre, mais aussi du jour à la nuit, ce qui peut déclencher leur apparition sur les versants à structure lithologique sédimentaire. En ce sens, nous pouvons mentionner la série de glissements produits en février 1980, qui ont affecté des larges surfaces dans la zone des localités Vârfuri, Fieni, Pucioasa, Doicești, Răzvad, Ocnița.

Une deuxième cause est représentée par les quantités de précipitations liquides, par leur durée et intensité, qui, dans le contexte d'une lithologie favorable, détermine des glissements de terrain amples, comme ceux de juin 1979 (Malu cu Flori), de juin 2001 (Vișinești) et ceux de la période mai-septembre 2005 (Buciumeni, Bezdead, Pucheni, Răzvad, Văleni).

Références bibliographiques

Données climatiques obtenues aux stations météorologiques de Voinești et Târgoviște (1976-2007).

Bălțeanu D., Badea L., Dinu M., Cioacă S., Sandu M., Constantin M., 1994. *Geomorphological hazards in Romanian Subcarpathians*, Institutul de Geografie, București.

Bogdan O., Niculescu E., 1999. *Riscurile climatice din România / Les risques climatiques en Roumanie*, Editura SEGA International, București, 280 p.

Ielenicz M., Pătru I., Ghincea M., 2003. *Subcarpații României / Les Subcarpathes de la Roumanie*, Editura Universitară, București, 263 p.

Loghiu V., Păunescu E., 2002. *Tipizarea, clasificarea și caracterizarea alunecărilor din Subcarpații dintre Dâmbovița și Prahova, în vederea alcătuirii unei baze de date / Typisation, classification et caractérisation des glissements des Subcarpathes d'entre la Dâmbovița et la Prahova, en vue de créer une base de données*, « Analele Universității București. Seria Geografie », an LI, 2002, p. 101-109.

Murărescu O.M., 2001. L'écoulement liquide saisonnier sur les rivières de Dâmbovița et Ialomița dans le secteur Carpatique et Subcarpatique - Roumanie, in "Annuaire Geogr. Series", **Volume 2**, Universitate Valahia, Târgoviște, p. 246-250.

Murărescu O.M., 2003. *Resursele de apă din spațiul carpatic și subcarpatic dintre Dâmbovița și Prahova și valorificarea lor / Les ressources d'eau de l'espace Carpatique et Subcarpatique entre Dâmbovița et Prahova et leur valorisation*, Editura Transversal, Târgoviște, 212 p.

LE DÉFILÉ DU DANUBE AUX PORTES DE FER - CARACTÉRISATION TOPOCLIMATIQUE - *

NEAMU Gheorghe

Université d'Oradea, Dpt. de Géographie, Roumanie
e-mail : gneamu@yahoo.com

Résumé : *La construction du barrage sur le Danube, à la Portes de Fer, à la frontière entre la Roumanie et la Yougoslavie, a conduit à la formation du plus grand lac d'accumulation de la région, avec une longueur de 104 km et une profondeur moyenne du barrage de 33 m.*

L'apparition de ce grand bassin d'eau, dans le secteur du défilé du Danube, nous a poussé à effectuer des observations topoclimatiques, sur la rivière roumaine, à l'aide des thermomètres ordinaires et des psychromètres, dans les heures maximum d'échauffage, sous différentes conditions de temps et sur différentes surfaces actives.

Le défilé du Danube présente, dans sa configuration générale des éléments, qui permettent l'apparition de petits secteurs à nuances topoclimatiques différenciées : les élargissements forment des secteurs « de bassinettes dépressionnaires » et les rétrécissements forment des secteurs « de gorges ». Par des mesures directes on a différencié deux nuances climatiques et plusieurs topoclimats complexes.

Abstract : *The building of the dam on the Danube, at the Iron Gates, on the border between Romania and Yugoslavia led to the formation of the biggest artificial lake in the area, with a length of 104 km and a medium depth, at the dam, of 33 m. The appearance of this huge amount of water in the area gave us the idea of doing topoclimatic measurements on the Romanian side. This was done with ordinary thermometers and psychrometers, in the hours of maximal heating, in different conditions of time and on different active surfaces. The défilé of the Danube consists of broad and narrow spaces thus creating small areas with various topoclimates. The narrow spaces create small "small defiles" and the broad ones create "flat pools". Through direct measurements we determined two different types of climate and some complex topoclimates.*

Mots-clés : *défilé, différenciations topoclimatiques, échauffage maximum, calcaires, espace microclimatique.*

Key words: *defile, different topoclimates, maximal heating, limestone, microclimatic space.*

Introduction

Le cadre géomorphologique très varié et l'apparition du plus grand lac d'accumulation de Roumanie au défilé du Danube aux Portes de Fer a conduit à d'importantes différenciations dans la répartition et l'évolution des principaux processus et phénomènes atmosphériques.

Dans les zones étroites, avec des versants abrupts, les conditions de développement des processus atmosphériques sont liées aux valeurs réduites des radiations solaires directes, à cause de la réduction de la durée de l'ensoleillement, ainsi qu'à l'intensification des courants d'air orientés dans la direction ouest/est et à l'évaporation à la surface de ce grand lac d'accumulation (fig. 1).

Résultats

Les différenciations topoclimatiques sont dues également à la descente des masses d'air d'origine méditerranéenne du sud et du sud-ouest. Le défilé du Danube présente, dans sa configuration générale des élargissements et des rétrécissements, qui permettent l'apparition des petits secteurs à nuances topoclimatiques différenciées. Les élargissements et des rétrécissements forment des secteurs « de gorges » et « de bassins dépressionnaires ».

* La communication fait partie d'une étude plus ample rédigée en collaboration avec Dr. Elena Dumitrescu

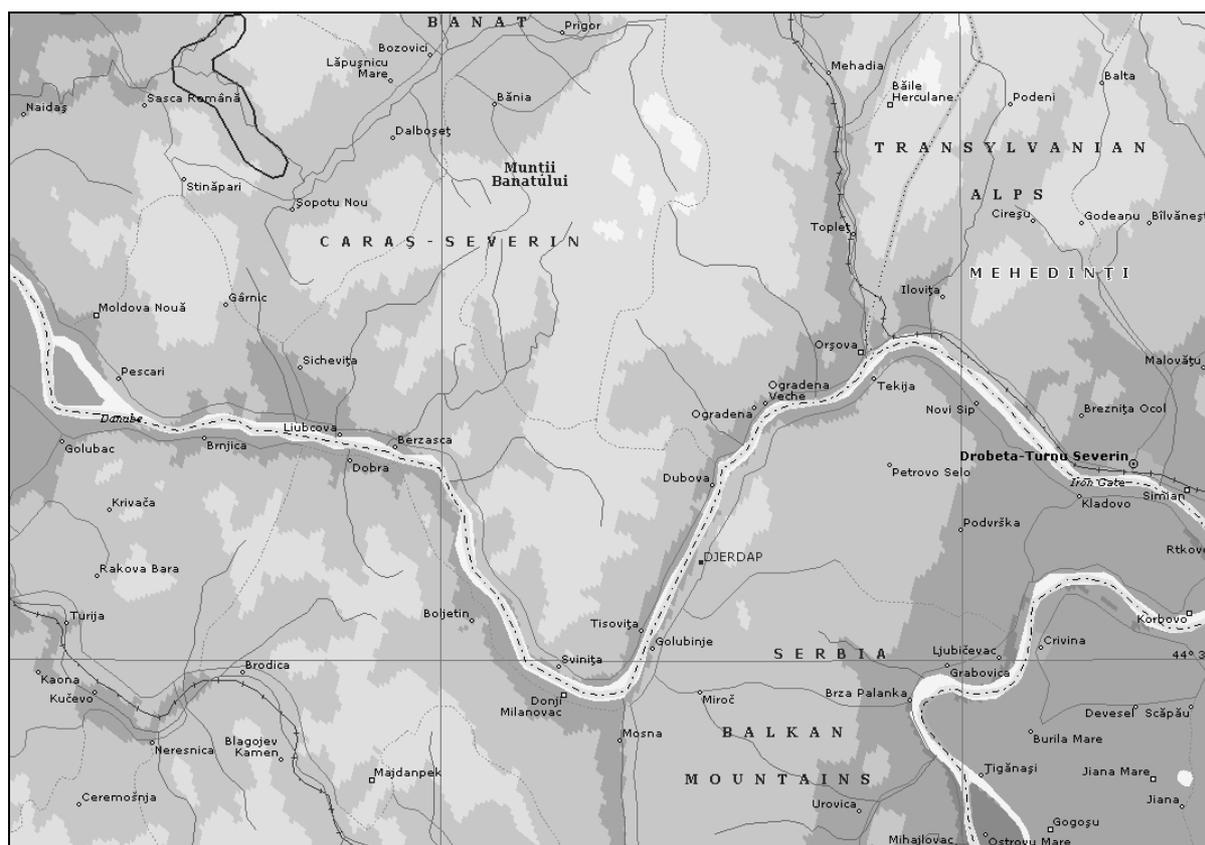


Figure 1. Défilé du Danube aux PORTES DE FER.

Dans les secteurs des dépressions, les conditions de développement des processus atmosphériques sont plus différenciées. Ici les radiations solaires atteignent des valeurs plus élevées les jours d'été et on observe une intensification de la convection thermique. La convection est plus active dans les petits golfes du lac d'accumulation, ce qui mène à une intensification des processus de développement des nuages et à la formation de précipitations.

L'élément essentiel qui introduit des modifications topoclimatiques dans le Défilé du Danube est la roche formée ici surtout de calcaire. C'est la raison pour laquelle nous avons fait, à l'aide des psychromètres et des thermomètres ordinaires, des observations sur la variation de la température d'air aux différents niveaux, au-dessus des calcaires découverts, en comparaison avec la variation de la température au dessus des calcaires couverts par un sol avec végétation.

Les observations ont été faites dans le secteur Cazanele Mari, dans la zone des versants abrupts (constitués par des calcaires jurassiques) durant les heures d'échauffement maximal (9-15h) le printemps (15-16 avril), l'été (5-7 juillet) et l'automne (25-27 septembre) aux niveaux de 0 ; 20 ; 100 et 200 cm au dessus de la surface active, représentée par des calcaires, dépourvus de végétation et des calcaires couverts de végétations.

Au niveau de la surface active (0 cm) il y a des différenciations importantes surtout au moment de la couverture du soleil par des nuages, quand la température sur les surfaces diminue de 8-10°C par rapport à celle enregistrée sur les calcaires découverts. Au niveau de 100 cm, la température à 15.00 heures est plus élevée d'1°C par rapport à la température enregistrée au même niveau sur le sol avec végétations.

Les transformations les plus actives, dans l'espace microclimatique sont constatées au niveau de 200 cm. Etant plus éloignées de la surface de radiations, les fluctuations thermiques sur les différentes surfaces actives sont plus réduites et les augmentations d'une heure à

l'autre sont plus basses. Entre les deux surfaces actives de l'espace libre sous-aérienne au dessus des calcaires, les différences sont plus grandes dans les heures d'augmentation intensive de la température (entre 9 et 12 heures). Dans cet intervalle les différences augmentent jusqu'à 10⁰C. A midi et dans l'après-midi les températures sont constamment plus élevées au-dessus des calcaires découverts de 1,5...2,0⁰C.

Sur les deux versants du Défilé du Danube aux Portes de Fer, les surfaces calcaires sont découvertes de végétation et ont donc un grand albédo reflétant les rayons solaires. De cette façon se sont créées des conditions pour que l'espace microclimatique au-dessus des calcaires s'échauffe excessivement. Nos stations topoclimatiques ont enregistré en juin, dans le secteur Cazanele Mari, des différences de 4-5⁰C entre le versant calcaire et la zone avec végétations au bord du lac d'accumulation. L'été, quand il fait beau, la température moyenne sur les versants calcaires est plus élevée de 2 – 3⁰C en moyenne face aux zones de terre au bord du lac. Donc, dans des conditions d'abri et d'échauffement intense, sous l'influence d'un albédo élevé des surfaces calcaires sont créées des conditions microclimatiques favorables au développement des plantes thermophiles d'origine méditerranéenne.

Au fond des dépressions et des bassins, pendant la journée, se produit l'échauffement intense et durant la nuit se reproduisent le refroidissement radiatif et une stratification thermique spécifique aux inversions. La fréquence de ces phénomènes d'inversion thermique est due à la végétation thermophile qui occupe le milieu des versants, c'est-à-dire la zone où, pendant la nuit se trouve l'air plus chaud. Certaines différenciations locales apparaissent dans les vallées des rivières et au-dessus des surfaces aquatiques. Elles sont mises en évidence par des valeurs thermiques plus basses et par des valeurs plus fortes de l'humidité de l'air.

La propagation de la chaleur et du froid, sur ces surfaces, se fait avec un retard et une intensité plus basse par rapport aux régions calcaires.

Conclusion

Selon les particularités physico-géographiques des différents secteurs, dans le défilé du Danube il y a deux nuances climatiques : le climat des défilés et le climat des bassins dépressionnaires.

Le climat de défilés englobe :

- le topoclimat des plateaux avec des valeurs élevées de l'insolation et avec des oscillations thermiques importantes ;
- le topoclimat des versants calcaires, avec une insolation plus réduite, couverts dans leur zone médiane par une végétation arborescente thermophile.

Le climat des bassins dépressionnaires surgit comme une mosaïque des topoclimats (fig. 2) :

- le topoclimat des versants nord et nord-ouest, avec des valeurs élevées de l'humidité de l'air et de la nébulosité ;
- le topoclimat des versants sud et sud-est, avec une longue période d'insolation et d'une température élevée ;



Figure 2. Photographie au Caznele Mari.

- le topoclimat des parties basses, dépressionnaires avec de nombreuses inversions de température et la répétition des phénomènes hydrométéorologiques (brouillard, rosée et rarement brume) ;

- le topoclimat du bassin aquatique, avec des valeurs constantes de la température de l'air, avec des valeurs élevées de l'humidité de l'air, des fréquents phénomènes hydrométéorologiques.

Références bibliographiques

- Bordei I.E., 1983. *Rolul lantului alpino-carpatic in evolutia ciclonilor mediteraneeni*, Editura Academiei, Bucuresti, 178.
- Dumitrescu E., Neamu G., 1976. *Portile de Fier*, capitolul clima, Editura Academiei Romane, Bucuresti, 74-90.
- Neamu G., 1971. Climat de influenta submediteraneeana in sud-vestul Romaniei, *Terra*, Bucuresti, **1**, 48-51.
- Neamu G., 1993. Est-ce qu'il y a un climat d'influence méditerranéenne en Roumanie, *Public. Ass. Intern. de Climatologie*, **6**, 373-379.

LES MOYENS DE PREVISION DES RISQUES ET L'ADAPTATION CLIMATIQUE

NICOLELLA Mariaelena, PELOSINI Renata

ARPA Piemonte – Area Previsione e Monitoraggio Ambientale
Via PIO VII n° 9, 10135 Turin – Italie.
Téléphone +39 011 1968 0302 - Fax +39 011 1968 1341
m.nicolella@arpa.piemonte.it

Résumé : *Ce rapport décrit l'expérience de l'Arpa Piemonte dans le développement et la distribution opérationnelle des services qui supportent la planification et les politiques d'aménagement du territoire, dans le domaine de la gestion intégrée des réseaux hydriques, de la politique agricole, de la prévention des effets des vagues de chaleur, de la gestion optimale de l'enneigement programmé et du tourisme hivernal.*

Mots-clés : *réchauffement, adaptation climatique, surveillance, prévision des risques.*

Abstract: *This report describes the activities of ARPA Piemonte in the development and in the operational distribution of the services which support the policies of regional planning for the integrated management of hydric networks, agricultural policy, prevention of heat waves effects, programmed snowing and winter tourism.*

Key words: *reheating, climatic adaptation, monitoring, forecast of the risks.*

Introduction

Les changements climatiques futurs sont inéluctables, mais c'est leur ampleur que l'on doit tout d'abord limiter avec le recours à l'atténuation.

Comme bien mis en évidence dans la synthèse pour les politiciens du Groupe de Travail II au Quatrième Rapport d'Évaluation de l'IPCC (IPCC signifie Intergovernmental Panel on Climate Change; en France: GIEC - Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat), approuvé à Bruxelles en Avril 2007, l'adaptation aux changements climatiques est un complément désormais indispensable aux actions d'atténuation engagées pour la réduction des émissions de gaz à effet de serre et elle permet la limitation des conséquences du réchauffement global.

Les scénarios du futur

Les anomalies climatiques intenses et prolongées qui se sont vérifiées au cours de la dernière décennie ont presque induit la communauté scientifique à admettre l'existence d'une modification du climat observé, due aux activités humaines.

Pendant le siècle dernier, l'homme a provoqué un profond changement de la composition de l'atmosphère terrestre en ce qui concerne les agents chimiques qui, même si présents en quantité réduites, contribuent de façon substantielle à la détermination de l'équilibre de la radiation de notre planète.

De petites variations dans les concentrations des « gaz à effet de serre » peuvent modifier l'équilibre du système climatique terrestre tant au niveau global qu'au niveau régional.

On peut ainsi résumer les conclusions relatives à l'entière planète qui émergent dans le Quatrième Rapport d'Évaluation de l'IPCC :

1. L'ensemble croissant des observations disponibles présente l'image d'un monde en voie de réchauffement global, avec de considérables changements dans le système climatique;

2. Les émissions de gaz à effet de serre et des aérosols dues aux activités humaines continuent à altérer l'atmosphère et à influencer le climat ;
3. De nouvelles preuves confirment que le réchauffement observé durant les dernières 50 années peut être attribué aux activités humaines ;
4. L'homme continuera à modifier la composition atmosphérique durant tout le 21^e siècle;
5. Tous les scénarios examinés conduisent à un état futur de la planète caractérisé par une augmentation globale des températures et du niveau des mers;
6. Le changement climatique dû à l'activité humaine persistera durant plusieurs siècles;
7. Même avec des interventions pour limiter à 2°C le réchauffement global par rapport à la période préindustrielle, on devra de toute façon faire face aux impacts du changement climatique déjà en cours.

Les effets du changement climatique peuvent même être observés à échelle réduite, avec des différences parfois très élevées.

Par exemple dans la zone méditerranéenne il est maintenant certain que dans les dernières 100 années il y a eu une diminution des précipitations et une considérable augmentation des températures, surtout durant la période estivale. En particulier les précipitations se manifestent différemment : on enregistre toujours plus souvent des événements pluviométriques intenses et de brève durée, plutôt que des pluies de modeste quantité et de plus longue durée.

Des études récentes qui évaluent les impacts à échelle locale de l'augmentation de la température signalent des variations des températures extrêmes, en montrant que la variabilité est plus importante que l'augmentation de la température moyenne (Katz R. *et al.*, 1992).

Ce sont l'augmentation de la température moyenne et un régime climatique comportant une variabilité des températures estivales qui permettent d'expliquer la vague de chaleur qui a intéressé l'Europe durant l'été 2003.

En ce qui concerne les précipitations, avec toute la prudence liée à l'incertitude des effets locaux, on peut imaginer une augmentation de celles-ci au nord des Alpes et une réduction au Sud, surtout pendant les mois d'été. On pourra donc vérifier une désertification progressive des régions de l'Italie insulaire et méridionale et même des manifestations sensibles de désertification dans les régions du centre-nord de l'Italie.

Les impacts

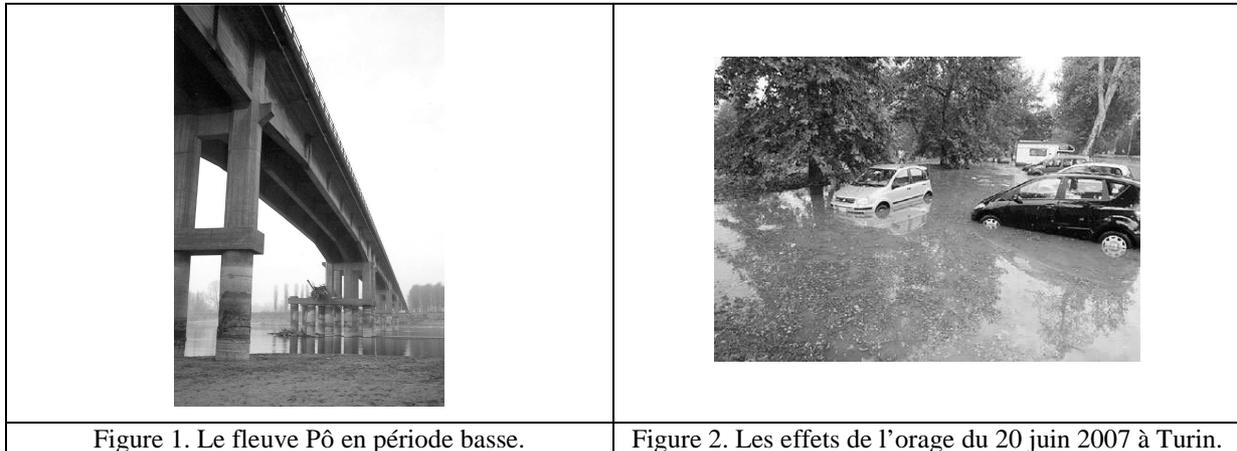
La dangerosité liée au changement climatique est différente de région à région et elle dépend de la nature locale et des conséquences des impacts dus à un tel changement. En particulier le risque auquel le système est effectivement soumis dérive de l'analyse de la vulnérabilité du système et de la capacité de mitigation et d'adaptation.

Un impact exprime un changement spécifique dans un système, positif ou négatif, provoqué par l'exposition aux changements climatiques.

On définit vulnérable au changement climatique un système qui est particulièrement sensible à un impact négatif, qui est incapable de le contraster ou de s'y adapter. Les vulnérabilités qui sont associés aux systèmes sensibles au changement climatique concernent la ressource hydrique, les écosystèmes, les aires côtières, l'approvisionnement de nourriture, l'industrie et la capacité productive, l'agriculture et la santé (fig. 1).

Les Nations Unies estiment que les changements climatiques constituent probablement la majeure menace au développement durable, avec de graves répercussions sur l'environnement, sur la santé, sur le bien-être et sur l'économie.

Les événements extrêmes, en terme de températures extrêmes, de vagues de chaleur, de phénomènes de précipitation intense, sont estimés devenir plus fréquents. On peut rappeler à titre d'exemple la vague de chaleur qui a intéressé l'Europe pendant l'été 2003 et l'orage violent du 20 juin 2007 sur la ville de Turin (fig. 2).



L'adaptation

Plusieurs impacts peuvent être efficacement affrontés par l'adaptation, en particulier les impacts à court terme; alors que l'importance du changement s'accroît, les options pour une adaptation efficace diminuent et les coûts associés augmentent.

Des études conduites au niveau international insistent aujourd'hui sur le fait que les dérèglements climatiques sont inévitables et demandent une adaptation de notre part.

Celle-ci dépend de facteurs spécifiques, géographiques et de risque climatique, d'exposition de la population et des infrastructures : les institutions locales et les acteurs territoriaux doivent donc être impliqués. Pour réduire la vulnérabilité environnementale, il faut connaître en détail non seulement l'environnement, mais aussi le territoire et les systèmes de monitoring.

Encourager, faciliter et déterminer les stratégies d'adaptation pour affronter dans les meilleures conditions les conséquences du changement climatique c'est le devoir des Agences pour la Protection de l'Environnement.

En particulier l'Agence Régionale pour la Protection de l'Environnement du Piémont (Arpa Piemonte) contribue à la détermination et à la promotion des stratégies et des actions d'adaptation pour faire face aux impacts du réchauffement.

Les moyens de prévision des risques comme options d'adaptation climatique

Le système prévisionnel des effets sur la santé des vagues de chaleur

À partir de l'été 2004, l'ARPA Piémont a réalisé un système pour la prévision des vagues de chaleur et des effets sur la santé jusqu'à trois jours en avance pour l'aire urbaine de Turin et des communes limitrophes (fig. 3). A partir de l'année suivante le système a été étendu aux chef-lieux de Province, avec la réalisation d'un second bulletin et un

produit spécifique a été réalisé pour la Province de Turin, qui, à cause de la complexe morphologie du territoire, présente des caractéristiques climatiques très différentes.

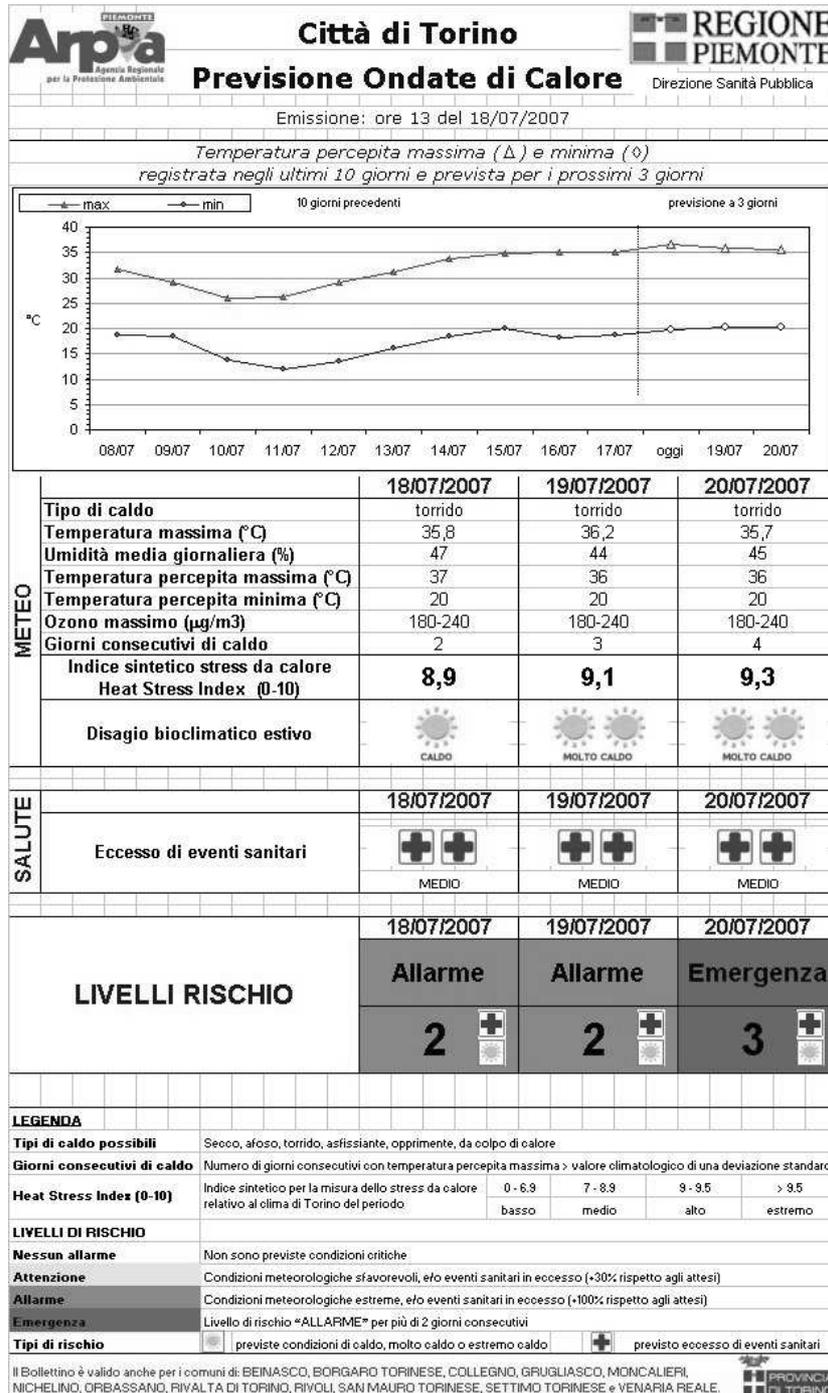


Figure 3. Le Bulletin relatif à la ville de Turin.

Le système d'alarme pour les vagues de chaleur utilise les paramètres météorologiques: par exemple la température maximale, la température apparente maximale et minimale (Steadman, 1984), le nombre de jours consécutifs avec température apparente élevée, le niveau d'ozone prévu et d'autres paramètres météorologiques nécessaires au calcul de quelques indices de malaise physique.

Les seuils biométéorologiques de tels indices ont été choisis pour représenter les conditions climatiques locales et les critères de spécificité et de sensibilité qui ne dérivent pas directement des valeurs de littérature.

Puisque la perception du malaise conséquent aux conditions météorologiques est particulière pour chaque zone, le système utilise l'indice relatif « Heat stress Index » (Kalkstein 2003).

L'«Heat Stress Index» est un indice biométéorologique qui évalue la réponse physiologique de la population aux variations météorologiques; il se base soit sur la localisation soit sur la saison de l'année (par moyen d'analyses de la distribution des probabilités des variables météorologiques mesurées dans le passé) et il tient donc implicitement compte de l'acclimatation de la population.

Un modèle épidémiologique construit sur l'indice HSI prévoit la mortalité liée à la vague de chaleur, il émet une alarme pour activer les procédures de prévention sanitaire et d'assistance et pour informer la population sur le degré de danger attendu.

Le système émet quotidiennement, tous les ans du 15 mai au 15 septembre, des bulletins qui sont publiés sur les sites Internet des organismes institutionnels concernés et qui sont aussi envoyés chaque jour, par email, aux adresses de courrier électronique communiquées par les Organismes institutionnels de l'aire sanitaire et de l'assistance sociale, afin de fournir prioritairement l'information aux sujets institutionnels des respectifs secteurs.

La possibilité de prévoir les variations météorologiques sur la courte période et l'impact potentiel sur la santé, permet de planifier et de gérer les interventions de prévention et de réduction du dommage.

Durant les années d'activité du système, des initiatives basées sur l'utilisation du niveau de risque attendu ont été développées: par exemple des interventions pour le transport des personnes âgées dans des locaux climatisés, des interventions d'associations de volontariat ou de la sécurité civile de la commune, ou encore des interventions au niveau des hôpitaux, comme la régulation des thérapies d'hydratation ou l'actionnement de la ventilation forcée.

La gestion des ressources hydriques durant les périodes de sécheresse

À partir de Juillet 2006, l'Arpa Piémont et la Région Piémont ont mis en place un nouveau service d'information sur la situation hydrologique régionale avec l'objectif de maintenir constamment à jour la connaissance de la disponibilité des ressources hydriques.

Ce service se base sur l'émission d'un Bulletin Hydrologique, émis au début de chaque mois, qui résume dans un cadre synoptique et synthétique les élaborations numériques et statistiques basées sur les données du réseau de monitoring régional et sur les données fournies par les gérants des principales réserves hydriques artificielles.

Le document concerne tout le territoire régional et condense les résultats des analyses effectuées sur les principaux bassins hydrographiques, relativement aux précipitations et à la couverture neigeuse.

Il résume en outre l'état des principales réserves artificielles et du Lac Majeur et l'évolution des débits des cours d'eau les plus importants, avec l'objectif de prévoir une possible pénurie hydrique et de fournir en conséquence le plus grand nombre d'indications utiles aux autorités pour la gestion des ressources hydriques.

En ce qui concerne l'indication des conditions de sécheresse, l'indice SPI (Standardized Precipitation Index) est utilisé afin de fournir des données sur les déficits de pluie calculés sur une échelle temporelle multiple (fig. 4).

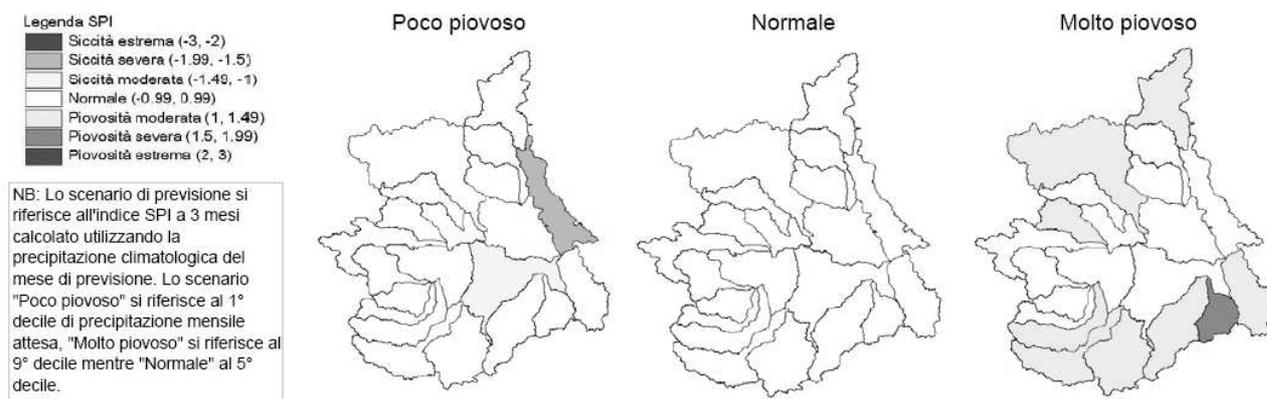


Figure 4. Scénarios de prévision de l'indice SPI à 3 mois pour Juillet.

Les volumes de pluie représentent la donnée principale du système et sont sans doute le premier indicateur de l'état du système hydrologique dans le bref et moyen terme.

La couverture neigeuse est importante par le fait que la réserve hydrique dans les bassins alpins durant les mois d'hiver est souvent importante et influence la disponibilité hydrique des périodes printanières et estivales. En particulier on peut utiliser un modèle qui en simule l'évolution pour estimer correctement le contenu hydrique du manteau neigeux et son influence sur les débits des fleuves.

Enfin les débits des cours d'eau et les volumes d'eau versés dans les principales réserves naturelles et artificielles représentent l'effective disponibilité hydrique, principalement pour l'irrigation.

Références bibliographiques

- Beniston M., 2005. *Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. Pure and Applied Geophysics*. 162, 1587–1606.
- Ciccarelli N., von Hardenberg J., Provenzale A., Ronchi C., Vargiu A., Pelosini R., 2007. Climate Variability in North-Western Italy during the Second Half of the 20th Century, accettato da *Global and Planetary Change*.
- Ronchi C., Rabuffetti D., Salandín A., Vargiu A., Barbero S., Pelosini R., 2007. Development of the Piedmont Region Hydrological Bulletin as a support to water resources monitoring and management. In *Methods and Tools for Drought Analysis and Management Series. Water Science and Technology Library*, Vol. 62. G. Rossi, T. Vega, B. Bonaccorso, (Eds.) Springer 2007, XVI.
- Katz R. et al, 1992. Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages. *Journal Climatic Change*, 21, Number 3, 289-302.
- Schär C., Vidale P.L., Lüthi D., et al., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves, *Nature* 427, 332-336, doi: 10.1038/nature02300.
- IPCC, 2007. *Climate change 2007: Mitigation. Contribution of Working group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [B. Metz, O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave, L. A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kalkstein L.S., Jamason P.F., Greene J.S., Libby J., Robinson L., 1996. The Philadelphia Hot Weather-Health Watch/Warning System: Development and Application, Summer 1995. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1519-28.
- Kalkstein L.S., Watts J., 2003. *The Development of a Warm Weather Relative Stress Index for Environmental Applications, October 2003*. University of Delaware, Newark.

EPISODE PLUVIEUX INTENSE SUR LE LITTORAL ROUMAIN DE LA MER NOIRE

NITA Mirela*, CHIOTOROIU Brindusa**

*CMR Dobrogea (Centre Météorologique Régional Dobrodja), Boul. Mamaia 300, Constanta, Roumanie, tel. +40723176025, mirela.nita@meteo.inmh.ro

**Université Maritime de Constanta, Rue Mircea cel Batran 104, 900663, Constanta, Roumanie, tel./fax. +40241548154, tel. +40724152502, brindusa_chiotoroiu@yahoo.co.uk

Résumé : Une situation particulière de convection profonde dans la partie sud du littoral roumain de la mer Noire fait l'objet de cette étude. Cette région, généralement sèche, a connu des inondations meurtrières en septembre 2005, dues aussi bien à la situation météorologique (différences de température entre l'eau de mer en surface et la terre et circulation atmosphérique spécifique) qu'aux particularités du relief de la région de Dobrogea. L'analyse est réalisée à partir des modèles atmosphériques et des images du radar Doppler.

Mots-clés : littoral roumain, précipitations, circulation atmosphérique, inondations.

Abstract: In this paper, we propose an analysis of the special case of deep convections over the southern part of the Romanian coast. In September 2005 heavy rainfalls triggered severe flooding in this generally dry region with annual average precipitation under 400 mm, which was mainly due to meteorological conditions (thermic gradient between surface sea water and mainland as well as specific atmospheric circulation) and particularities of the Dobrudja Plateau and the coast area. The analysis was carried out using data from atmospheric models and Doppler radar images.

Key words: Romanian Black Sea coast, precipitations, atmospheric circulation, floods.

1. Introduction

La région de Dobrodja, dans le Sud-Est de la Roumanie, est l'une des plus sèches du pays, la durée moyenne des phénomènes de temps secs et de sécheresse en Roumanie (calculés à l'aide des climogrammes Walter-Lieth) étant de 4-5 mois (juin à octobre) à l'ouest du plateau de la Dobrodja et de 6 mois (avril à octobre) à l'est du plateau, sur le littoral roumain de la mer Noire (Bogdan *et al.*, 1995). La quantité moyenne annuelle des précipitations tombées sur le littoral roumain ne dépasse pas les 400 mm (Bogdan *et al.*, 2005).

Les quantités extrêmes tombées en 24h sur la Dobrodja de 1896 à 2000 ont souvent représenté la moitié de la quantité moyenne annuelle et ont souvent eu pour cause la cyclogenèse sur les côtes de la mer Noire (Bogdan *et al.*, 2005). Les mêmes quantités importantes sont tombées lors des événements produits sur le plateau de la Dobrodja et sur le littoral roumain les trois dernières années : plus de 190 mm à Constanta et 205 mm à Agigea de 9h à 21h le 28 août 2004; 204 mm à Negru Voda en septembre 2006; les épisodes de juin/juillet 2006 et d'août 2007 ont été moins violents, avec pourtant 146 mm à Independenta pour le premier et 139 mm à Techirghiol pour le deuxième (Nita, 2004 ; Stan-Sion *et al.*, 2004; Fratila *et al.*, 2006).

L'épisode du 22 septembre 2005 ne figure pas parmi les plus violents puisqu'il n'a dépassé que de peu les 150 mm. Son intérêt réside dans le fait que la topographie de la région a favorisé l'effet d'une inondation catastrophique dans la station touristique de Costinesti et dans la commune de Tuzla.

2. La zone affectée par les inondations

La station de Costinesti est située dans l'extrémité Sud-Est de la Roumanie, à 31 km Sud de Constanta. La station prolonge la commune de Costinesti - 3100 habitants et se situe à 7 km sud de la commune de Tuzla - 6228 habitants (fig. 1). Les premiers aménagements touristiques ont été réalisés en 1949, autour du lac naturel, mais la plus grande partie de

l'infrastructure touristique a été réalisée à partir des années 1960 par la construction de nombreux bungalows et villas. La capacité d'hébergement de la station est à présent de 60000 places, y compris les hôtels et les campings. Très recherchée par les touristes de juin à début septembre pour la thalassothérapie, la station a des plages larges et bénéficie, comme toutes les stations du littoral roumain, d'une durée d'ensoleillement de 10 à 12 heures par jour.

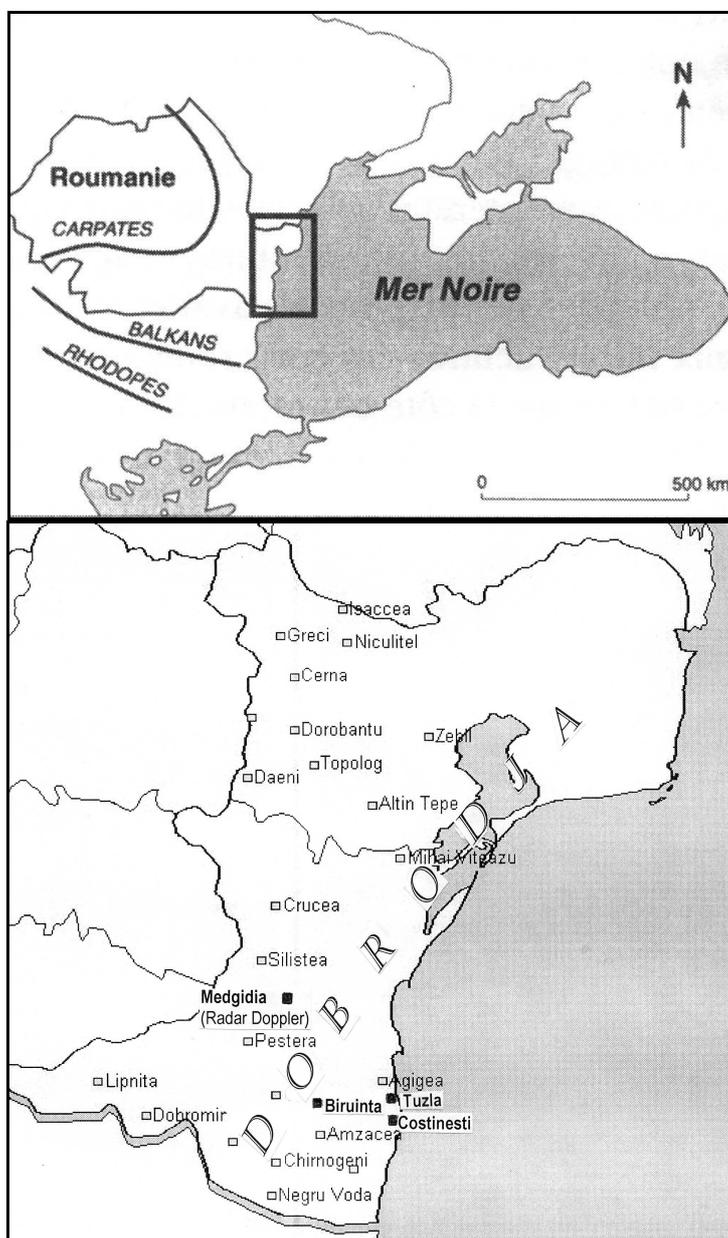


Figure 1. Littoral roumain de la mer Noire et localisation des postes pluviométriques et des communes touchées par les inondations.

3. Données et méthode

Les données utilisées sont celles du poste pluviométrique de Biruinta où les enregistrements ont été réalisés avec un pluviographe à auget basculeur. Les cartes de la topographie relative 1000-500 hPa ainsi que celles de prévision des précipitations proviennent du modèle AVN. Les images de la réflectivité composite proviennent du radar Doppler installé à Medgidia, 39 km ouest de la côte roumaine, dans le département de Constanta.

4. La situation météorologique

La carte au sol du 22 septembre 2005, 12h UTC montre le Sud-Est de la Roumanie situé au contact entre un anticyclone centré sur la Russie (avec des valeurs maximales de 1030 hPa) et une dépression à 1006 hPa sur la mer Noire (fig. 2). Ce type de circulation est favorable au processus de *frontogenèse de côte*, longuement décrit par Draghici (1985, 1988). Selon l'auteur, le phénomène se développe surtout dans la deuxième partie de la nuit. Tel est le cas du front quasi-stationnaire qui apparaît sur la carte au sol du 22/09/2005, dû aux gradients de température entre la terre et la mer qui atteignent des valeurs deux fois plus importantes que les valeurs climatologiques. Cette situation explique les précipitations abondantes tombées le 22 septembre, à partir de 05 heures .

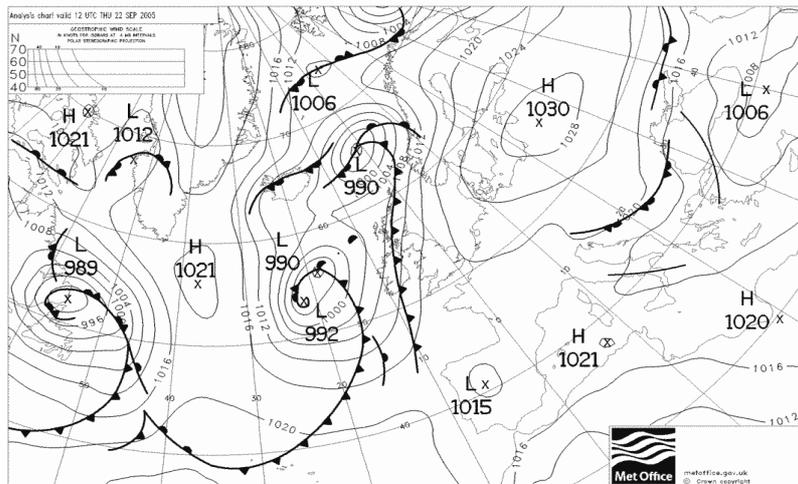


Figure 2. Situation synoptique le 22/09/2005 à 12h UTC, d'après Meteo Office, UK.

Selon les différents modèles de prévision, les précipitations cumulées, tombées le 22/09/2005 devraient atteindre : 75 mm jusqu'à 03h et 150 mm jusqu'à 15h, sur l'extrémité Est de la Dobrodja et l'Ouest de la mer Noire (modèle AVN); 140 mm dans la moitié Sud-Est de la Dobrodja (modèle non-hydrostatique Offenbach) (fig. 3).

La supercellule développée le matin du 22 septembre 2005 présentait sur le radar Doppler des échos de 55 DBZ et, par moments, des cisaillements du vent sur plus de deux niveaux d'élévation. Son développement vertical a atteint les 12 km d'altitude à 12h08, au moment de l'apogée (fig. 4). Elle a eu un cycle de vie très long (4 heures) et s'est déplacée lentement du Nord-Ouest vers le Sud-Est (de la pointe du triangle représenté sur la figure 4 vers sa base).

Le 22 septembre 2005 à 13h le poste pluviométrique de Biruinta enregistrait des quantités de précipitations de 154 mm de 10h15 à 13h00. La forme de la cellule et son évolution nous permet d'estimer que les mêmes quantités de précipitations sont tombées dans cet intervalle tout au long de sa trajectoire, jusqu'à la côte (fig. 4).

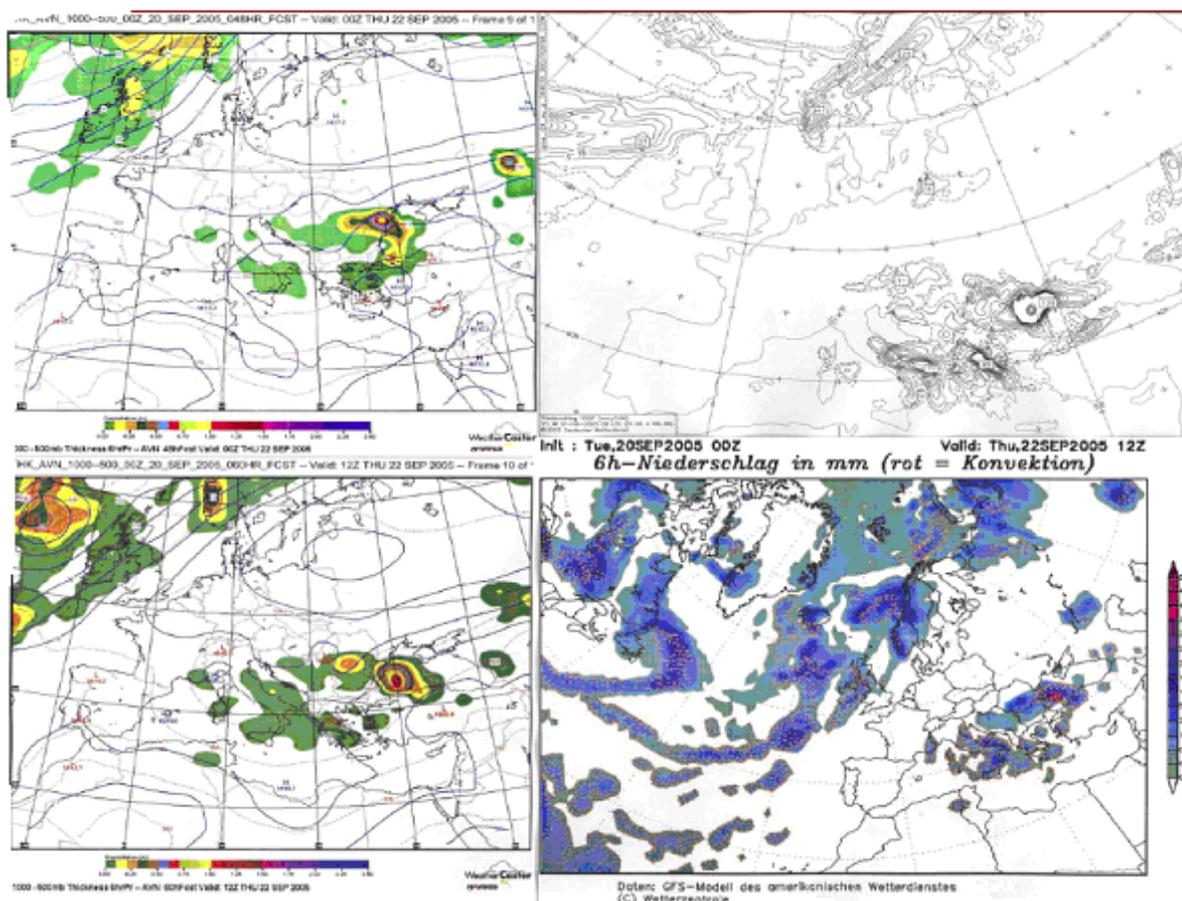


Figure 3. Prédiction des précipitations.

À gauche : La topographie relative 1000-500 hPa et les quantités de précipitations, prévues pour le 22/09/2005 à 06h UTC (en haut) et à 12h UTC (en bas) ; À droite : Répartition des précipitations, prévue pour le 22/09/2005 à 12h UTC d'après le modèle AVN (en haut) et le modèle GFS (en bas).

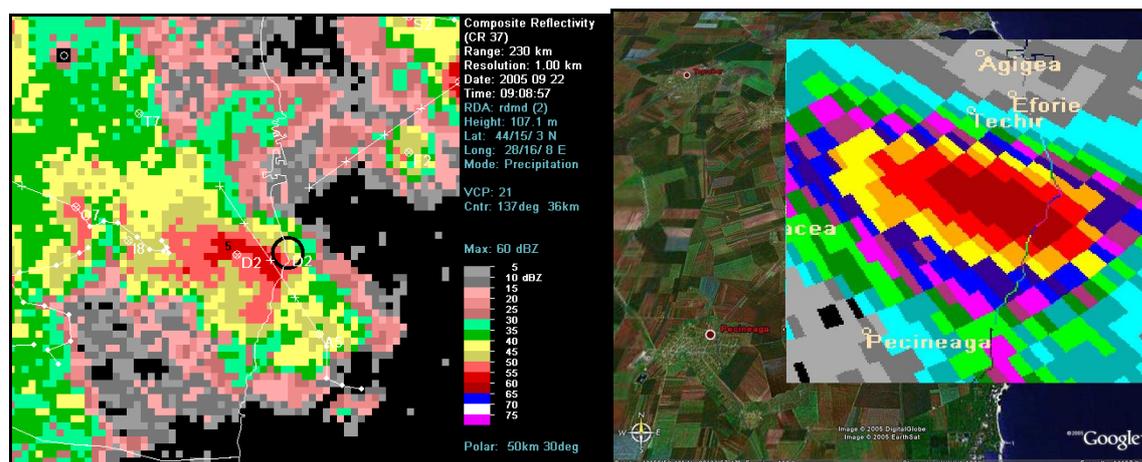


Figure 4. Apogée de l'épisode pluvieux, d'après les images du WSR 98-Doppler radar de Medgidia, département de Constanta.

À gauche : carte de synthèse illustrant la reflectivité composite, la trajectoire possible de la super-cellule et la présence d'un méso-cyclone; à droite : apogée de la super-cellule du point de vue de la reflectivité.

5. Les inondations. L'effet du relief

Les inondations meurtrières produites à Tuzla et Costinesti ont eu pour cause principale d'une part le développement de la supercellule au-dessus de la commune de Biruinta et son déplacement lent vers l'Est et d'autre part la pente du relief en direction de la côte : 70 m d'altitude à Biruinta alors que seulement 10-30 m à Tuzla et 0-10 m à Costinesti (fig. 5). L'inclinaison du terrain à l'intérieur du triangle marqué sur la carte a favorisé l'écoulement gravitationnel des précipitations tombées sur les pentes.



Figure 5. Trajectoire de l'écoulement gravitationnel de l'eau et du déplacement de la super-cellule.

De plus, la zone est sillonnée de petites vallées sèches (appelées localement „derea”) dont l'orientation est Nord-Ouest/Sud-Est et qui ont été empruntées par les torrents. On peut donc estimer que les quantités cumulées au sol ont atteint les 400 mm en trois heures.

À l'extrémité Ouest de la station touristique de Costinesti, le terrassement de la voie ferrée, emplanté à 7 m d'altitude a joué le rôle de barrage naturel, écrasé par la force du torrent d'eau qui y a créé une brèche de quelques mètres.

L'ampleur des inondations à Tuzla a été moins importante que celle de Costinesti grâce à l'altitude de la commune, supérieure à celle de Costinesti, ce qui explique l'écoulement gravitationnel de l'eau moins important. De même, le positionnement de la commune de Tuzla vers la périphérie de la supercellule explique les quantités plus réduites de précipitations tombées ici.

6. Les conséquences

Le torrent passé par la brèche a détruit toutes les maisons situées sur sa trajectoire vers la mer.

Les inondations ont provoqué la mort de 6 personnes. Les 23 enfants qui ont été isolés dans le bâtiment de l'école maternelle étaient en état de choc et se sont réfugiés dans le grenier de l'immeuble. Ils ont été sauvés par un hélicoptère. Plusieurs habitants se sont sauvés par les toits. De nombreuses maisons ont été détruites par la force du torrent (37 maisons individuelles entièrement détruites et 44 maisons inondées) et de nombreux animaux ont été

retrouvés morts dans la commune de Tuzla. Le torrent d'eau est passé par le lac naturel de la station de Costinesti (qui suite a cet événement communique avec la mer) et s'est dirigé vers la mer, enlevant le sable de la plage et y déposant des matériaux de construction en provenance des maisons individuelles, des terrasses et des bistrots détruits. La violence du phénomène a été très ressentie; les journaux parlent du „paysage hallucinant” de la station (*Evenimentul zilei* du 12/10/2005). Plusieurs hôtels et villas ont été inondés et plusieurs bungalows détruits, ainsi que les falaises, la station étant hors du circuit touristique pendant une année.

Références bibliographiques

- Bogdan O., Niculescu E., 1995. Phenomena of dryness and drought in Romania, *Revue Roumaine de Géographie*, **39**, 49-56.
- Bogdan O., Niculescu E., 2005. Clima, *România. Spatiu, Societate, Mediu*, Editura Academiei Române, Bucuresti, 93-96.
- Draghici I., 1985. The Carpathian low-level jet and the Black Sea coastal frontogenesis and the pontic cyclogenesis, *Meteorology and Hydrology*, nr. **1-2**, IMH Bucuresti.
- Draghici I., 1988. *Dinamica atmosferei*, Editura Tehnica, Bucuresti, 475 p.
- Stan-Sion A., Antonescu B., Nita M., Tomescu M., Burcea S., 2004. Tornada de la Mamaia din 28.08.2004, *Communication dans le cadre de la Session annuelle de l'Administration Nationale de Météorologie*, octobre 2004, Bucarest, Roumanie.
- Fratila M., Tomescu M., Torica E., Nita M., 2006. Studiu de caz: precipitatiile din 19.09.2006 in Dobrogea. Analiza sinoptica si interpretare radar, *Communication dans le cadre de la Session annuelle de l'Administration Nationale de Météorologie*, octobre 2006, Bucarest, Roumanie.
- Nita M., 2004. Base velocity versus classical observations in 22-24/01/2004 storm, *Proceedings of the international workshop Black sea coastal-air-sea interaction. Phenomena and related impacts and applications*, Administration nationale de météorologie, Roumanie et Office of Naval Research Global, Etats-Unis, 13-15 mai 2004, Constanta, Roumanie, CD, ISBN: 0-03624-1.

INFLUENCE DES TEMPERATURES DE SURFACE SUR LES MODIFICATIONS DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN (1950-2000)

NORRANT Caroline

*Institut de Géographie et Aménagement - EA 4019 TVES
Université des Sciences et Technologies de Lille (Lille 1)
Avenue Paul Langevin. 59625 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex – France
Tél. +33 3 20 33 70 55 Email: caroline.norrant@univ-lille1.fr*

Résumé : *A partir de la diminution constatée des précipitations régionales en Méditerranée pendant plusieurs mois et saison lors de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, il a été constaté que ces diminutions provenaient de modifications de la circulation atmosphérique d'altitude au-dessus de l'espace atlantico-européen lors de cette période. Les origines de ces modifications de la circulation sont ici recherchées dans l'évolution des températures de surface au-dessus du même espace, par la mise en évidence de tendances linéaires lors des mois et saison retenus. Puis des relations statistiques sont calculées entre les évolutions des températures de surface et les configurations de pression d'altitude afin de tenter de déterminer si les tendances des températures de surface peuvent expliquer les modifications de la circulation atmosphérique d'altitude.*

Mots-clés : *Températures de surface ; Circulation atmosphérique ; Bassin méditerranéen ; Changement climatique.*

Abstract: *Starting from the previously determined decreasing trends of the regional rainfall in the Mediterranean during various months and season during the second half of the 20th century, it has occurred that these decreases come from modifications of the high level atmospheric circulation in the Atlantico-European region. The origins of these modifications of the circulation are looked for in the evolution of the surface temperatures in the same region, highlighting linear trends during the retained months and season. Then, statistical relationships are computed between the surface temperature evolutions et the high level pressure patterns, in order to determine if the surface temperature trends can explain the high level atmospheric circulation modifications.*

Key words: *Surface temperatures; Atmospheric circulation; Mediterranean Basin; Climate change.*

Introduction

Lors d'analyses antérieures, des diminutions significatives des précipitations ont été détectées dans le Bassin méditerranéen dans quelques sous-régions lors de mois particuliers : en octobre en Ibérie méditerranéenne, en décembre dans le golfe de Gênes, en janvier, hiver et saison pluvieuse en Grèce, en hiver au Moyen-Orient et en mars en Ibérie atlantique (Norrant et Douguédroit 2006). Il a également été démontré lors d'études antérieures que ces diminutions significatives étaient dues à des modifications de la circulation atmosphérique, qui de circulation de flanc est de talweg ou zonale devenait de flanc ouest de talweg au-dessus de la région concernée, ou bien qui de flanc est de talweg devenait zonale (Douguédroit et Norrant 2005). Partant de ces constats, nous nous proposons de rechercher les origines de ces modifications de la circulation atmosphérique dans l'évolution des températures de surface.

En effet, dans le contexte actuel de changement climatique, les températures se sont élevées en moyenne sur la surface du globe, mais n'ont pas évolué dans toutes les régions de façon homogène (Klein-Tank et al. 2003). C'est pourquoi nous proposons dans un premier temps d'analyser les tendances des températures de surface dans l'espace atlantico-européen, selon les différents mois et saisons au cours desquels des diminutions significatives des précipitations méditerranéennes ont été détectées.

Dans un second temps, nous tenterons d'établir la relation qui pourrait exister entre les modifications des températures de surface dans le contexte actuel de changement climatique et la modification de la circulation atmosphérique d'altitude à l'origine des diminutions

significatives des pluies en Méditerranée constatées entre 1950 et 2000. Ce type de relation n'a été jusqu'à présent que peu analysé (Xoplaki et al. 2003), n'apportant pas de réponse au pas de temps mensuel sur les modifications de la circulation générale à l'origine des diminutions de précipitations dans la région qui nous intéresse.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données utilisées ici proviennent du centre de réanalyses du NCEP-NCAR (Etats-Unis), d'après le modèle CDAS-1. Aussi bien en ce qui concerne les données de géopotentiel au niveau 500hPa que celles de températures de surface, la qualité des réanalyses est dite de niveau A, c'est-à-dire qu'elles sont reconnues comme étant de très bonne qualité (Kalnay et al., 1996). Les deux paramètres, niveau du géopotentiel 500hPa et températures de surface, sont utilisés au pas de temps mensuel pour les mois et saison retenus, selon des points de grille avec une maille en losanges de 5° de latitude sur 5° de longitude, permettant d'alléger la taille des fichiers de même que les temps de calcul, sans pour autant perdre de l'information. La fenêtre d'étude s'étend de 20°N à 70°N en latitude et de 60°W à 60°E en longitude, soit 138 points de grille pour les deux paramètres analysés (fig.1).

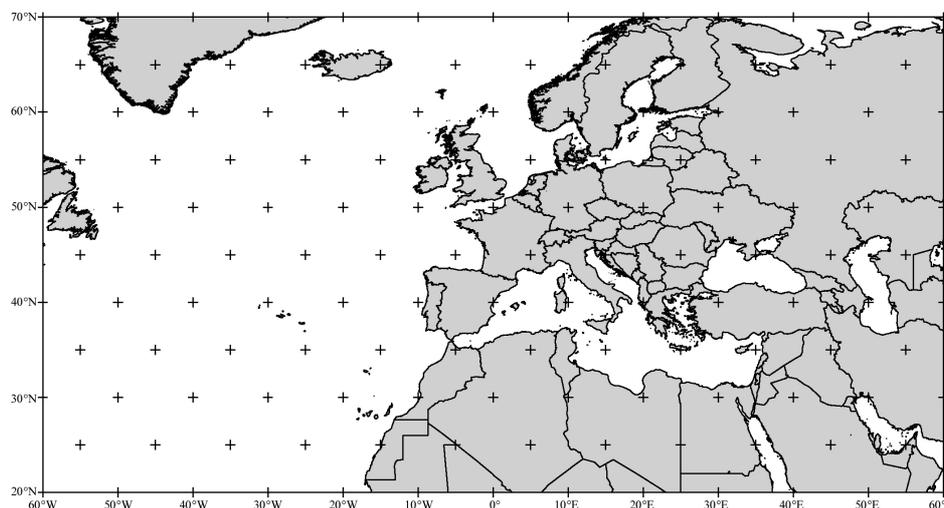


Figure 1. Fenêtre d'étude et localisation des points de grille du niveau du géopotentiel d'altitude et des températures de surface.

Toutefois, les données de géopotentiels 500hPa utilisées ici ont été traitées lors d'analyses précédentes (Norrant 2007), et n'ont été retenues ici que les scores d'analyses en corrélations canoniques, correspondant aux configurations de pressions d'altitude en lien avec les diminutions significatives enregistrées des précipitations régionales lors de la seconde moitié du 20^{ème} siècle ; il s'agit des configurations Oscillation Nord Atlantique, Méditerranée, mer du Nord / Caspienne, Nord-Ouest Atlantique / Sahara, Nord-Est Atlantique /Méditerranée orientale, Est Atlantique / Ouest Russie et Ouest Atlantique – Ouest Russie, pour certaines déjà déterminées dans des études antérieures (Norrant 2007).

1.2. Méthodes

Les techniques statistiques utilisées ici sont dans un premier temps la recherche de tendances linéaires, appliquée aux températures pour chaque point de grille. Ces tendances sont testées au niveau 0.05 par le test non paramétrique sur les rangs de Kendall (Sneyers, 1990).

Dans un second temps ont été utilisées des analyses en composantes principales avec rotation (ACPR), qui permettent de mettre en évidence les principales configurations de températures de surface, de même que leur évolution dans le temps grâce à la série de scores associée à chaque configuration (Richman, 1986). Cette technique avait également été utilisée pour déterminer les principales configurations de pressions d'altitude, à l'origine des types de temps plus ou moins pluvieux en Méditerranée (Douguédroit et Norrant 2005).

Enfin, des corrélations simples ont été établies entre les températures de surface et les séries de scores des configurations de pressions d'altitude retenues, afin de tenter d'établir une relation statistique entre les modifications des températures de surface et la modification de la circulation atmosphérique d'altitude, déjà déterminée antérieurement (Douguédroit et Norrant 2005). Ces corrélations ont été testées au niveau 0.05 par le test de Bravais-Pearson (Sneyers, 1990), mais nous n'avons retenu comme significatives que les corrélations qui dépassaient 0.5 en valeur absolue, soit au moins 25% de variance expliquée.

2. Tendances des températures de surface

Les tendances des températures de surface ont donc été quantifiées pour les mois d'octobre, décembre, janvier, mars et la saison d'hiver sur la période 1950-2000, et testées au niveau 0.05 (fig.2).

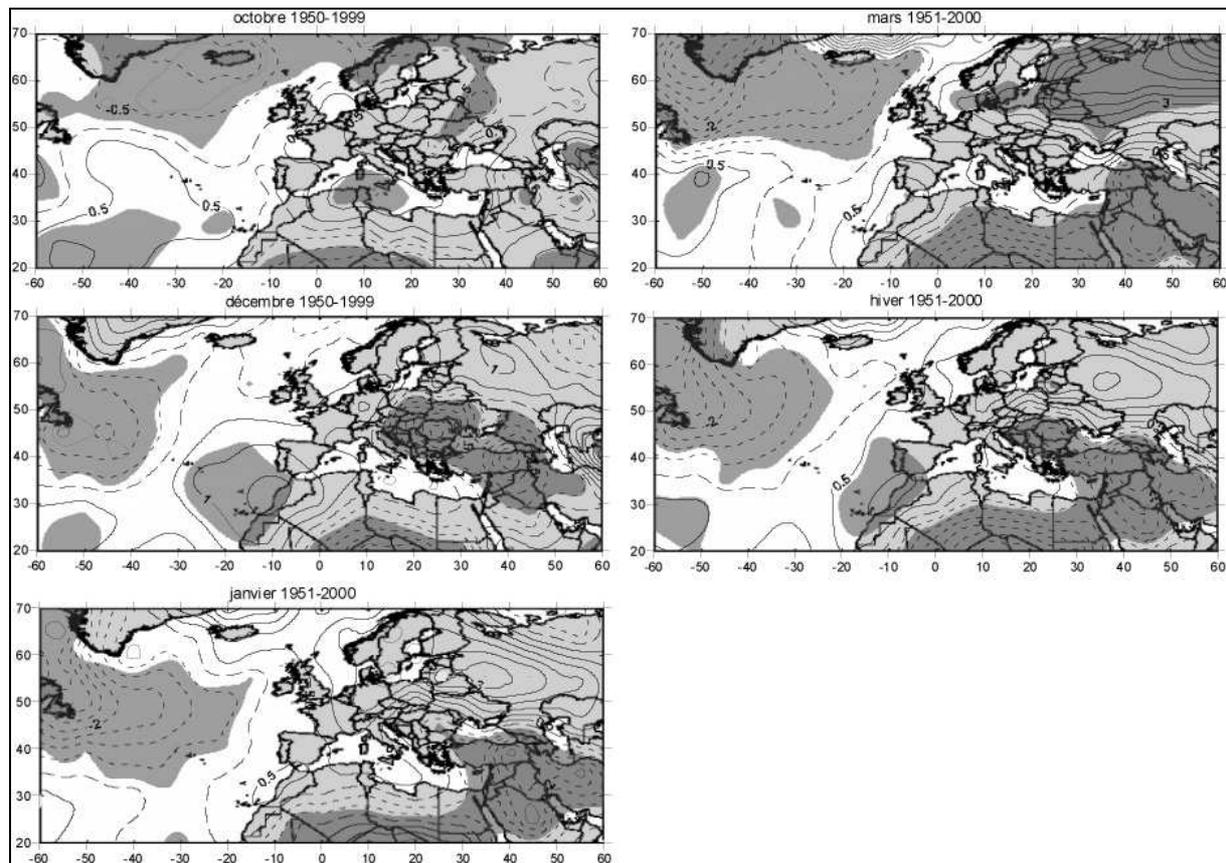


Figure 2. Tendances des températures de surface entre 1950 et 2000 pour les mois et saisons retenus. En trait plein les augmentations, en trait pointillé les diminutions; en ombré les tendances significatives. Gradient: 0,5°C.

Les tendances significatives des températures montrent dans l'ensemble une diminution sur l'Atlantique nord-ouest (de plus de 2°C, sauf en octobre où la diminution ne dépasse pas 1°C), alors que sur l'Atlantique tropical les températures auraient plutôt tendance à augmenter, surtout en décembre (plus de 1,5°C sur les Açores) et hiver. Un autre trait commun est la diminution significative des températures sur le nord de l'Afrique et le proche

et moyen Orient, dépassant encore une fois les 2°C ; en décembre, cette diminution s'étend jusqu'à l'Europe de l'est. Sur l'Europe de l'ouest, les augmentations de température dominant, mais elles ne sont pas significatives. Un dernier point à souligner est la forte augmentation significative des températures au-dessus de la Sibérie pendant le mois de mars, avec plus de 5°C d'accroissement au nord-est de la fenêtre d'étude (fig.2).

3. Relations entre les températures de surface et les types de circulation pluviogène

Ces évolutions des températures de surface, significatives pour certaines quoique ne se produisant pas sur toute la zone d'étude dans le même sens, peuvent peut-être se trouver à l'origine des modifications observées de la circulation atmosphérique d'altitude qui a provoqué la diminution des pluies méditerranéennes lors de la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Afin de tenter de déterminer la réalité de cette hypothèse, nous allons essayer d'établir des relations entre les températures de surface et les modifications de la circulation d'altitude.

Lorsque sont corrélés les scores des principales configurations de pressions d'altitude en lien avec les diminutions significatives des précipitations régionales et les températures de surface, certaines régions apparaissent avec des corrélations significatives supérieures en valeur absolue à 0.5 (plus de 25% de variance commune).

En octobre apparaît ainsi, sur l'oscillation Nord-Est Atlantique / Méditerranée orientale, un pôle sur la mer Noire corrélé positivement à l'augmentation non significative des températures sur cette région. Pendant le mois de décembre la configuration mer du Nord / Caspienne est corrélée négativement à la diminution significative des températures sur le nord-ouest Atlantique. En janvier aucune corrélation significative à plus de 0.5 n'apparaît avec la configuration Méditerranée, même si un pôle significatif est positivement corrélé à l'augmentation non significative des températures dans la Méditerranée orientale, alors qu'avec la configuration Est Atlantique / Ouest Russie un dipôle de corrélations apparaît : positives avec l'augmentation non significative au-dessus de la Scandinavie, et négatives avec l'augmentation et la diminution significatives des températures au-dessus du Sahara et du Moyen-Orient respectivement. Pendant le mois de mars, la configuration de l'Oscillation Nord Atlantique est significativement corrélée en positif avec l'augmentation non significative des températures au-dessus de l'Espagne et négativement à la diminution significative de températures au-dessus du Sahara ; quant à la configuration Ouest Atlantique – Ouest Russie, l'Ouest de la Russie est significativement corrélé en positif avec l'augmentation significative des températures au-dessus de cette région (fig.3).

Les relations entre températures de surface et modifications de la circulation d'altitude ne sont pas simples à mettre en évidence, même d'un point de vue statistique. Dans les résultats précédemment exposés, très peu de cas montrent des corrélations qui, même significatives, atteignent 0.7, soit un minimum de 50% de variance commune.

Ces relations statistiques peuvent cependant trouver une justification physique cohérente, comme par exemple en octobre où l'augmentation de température sur la mer Noire et l'ensemble de la Méditerranée est cohérente avec une diminution des pressions sur ces régions, expliquant la modification d'une circulation de flanc Est de talweg dominante sur l'Espagne à une circulation zonale. En décembre, la diminution des températures au-dessus du golfe de Gênes pourrait expliquer la présence de hautes pressions, et le fait que la région ne soit plus soumise à un flux zonal dominant mais recouverte par des hautes pressions. En janvier, la modification de circulation atmosphérique montrant un flux dominant zonal au-dessus de la Grèce passer à un flux de nord-est pourrait s'expliquer par la hausse des températures au-dessus de la Méditerranée orientale, entraînant ainsi une diminution des pressions et ainsi la création d'un talweg, sur lequel la Grèce se situerait sur le flanc ouest.

Enfin en mars, le renforcement de l'anticyclone des Açores expliquerait l'augmentation des pressions au-dessus de la péninsule ibérique, et ainsi le passage d'une circulation dominante zonale à la présence de hautes pressions sur la région.

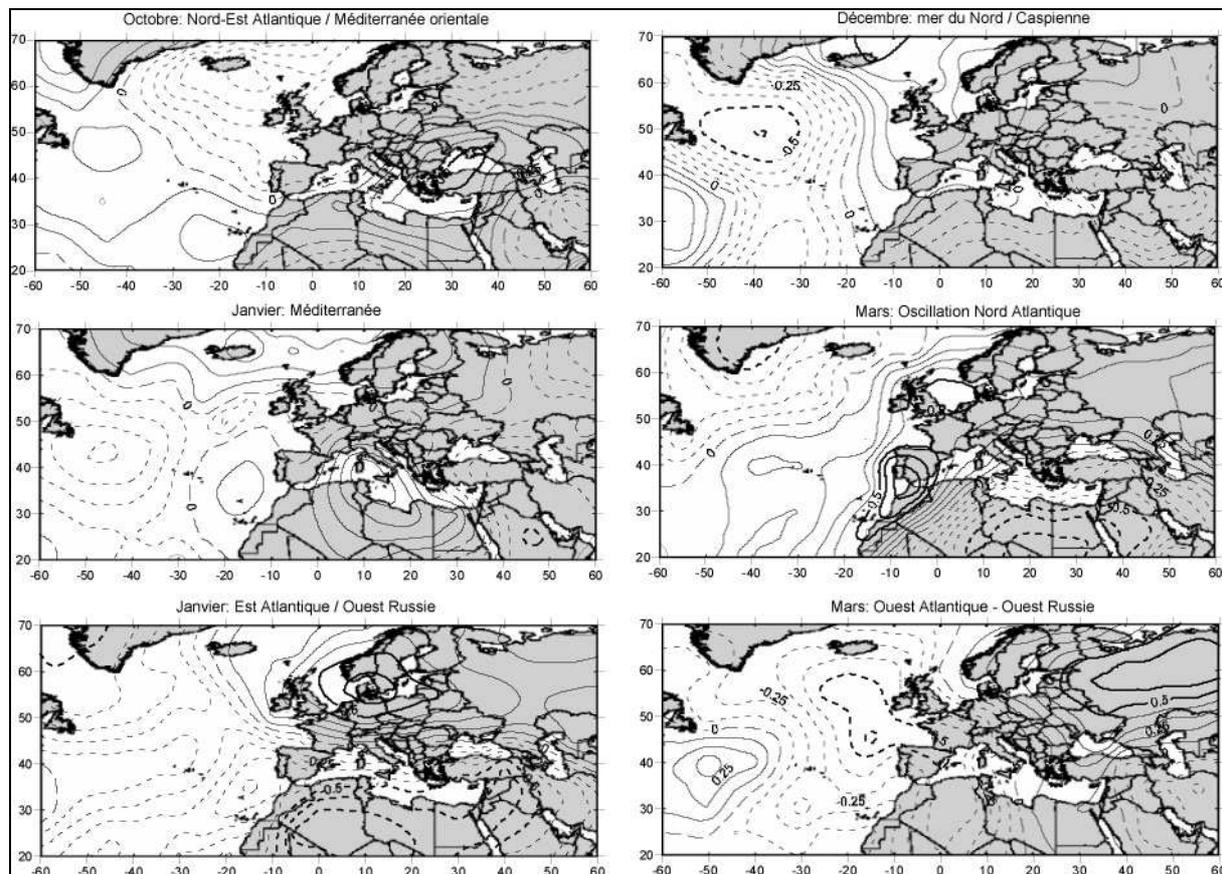


Figure 3. Corrélations entre les scores des configurations de pressions d'altitude et les températures de surface pendant les mois retenus. En trait plein les corrélations positives, en trait pointillé les corrélations négatives ; en gras les corrélations significatives dont la valeur absolue est ≥ 0.5 .

Le même type d'analyse peut être mené également pour la saison d'hiver (fig.4). Ainsi la configuration Oscillation Nord Atlantique apparaît significativement corrélée en positif avec les augmentations de température sur le nord et l'est de l'Europe, et en négatif avec les diminutions de températures du Sahara et du Moyen-Orient ; la configuration Nord-Ouest Atlantique / Sahara montre un pôle de corrélations positives avec l'augmentation de la Méditerranée occidentale, et la configuration mer du Nord / Caspienne a un pôle corrélé négativement à la diminution des températures du Moyen-Orient (fig.4).

Ces relations statistiques sont cohérentes avec une diminution des pressions au-dessus du nord et de l'est de l'Europe associée à un réchauffement alors que sur le Méditerranée occidentale les hautes pressions se renforcent, aboutissant ainsi au remplacement d'une circulation dominante plutôt zonale par une circulation de nord-ouest sur la Grèce.

Pendant subsiste encore la question de savoir comment se fait le transfert depuis la surface jusqu'à l'altitude, les températures étant ici considérées en surface alors que la circulation atmosphérique est celle d'altitude.

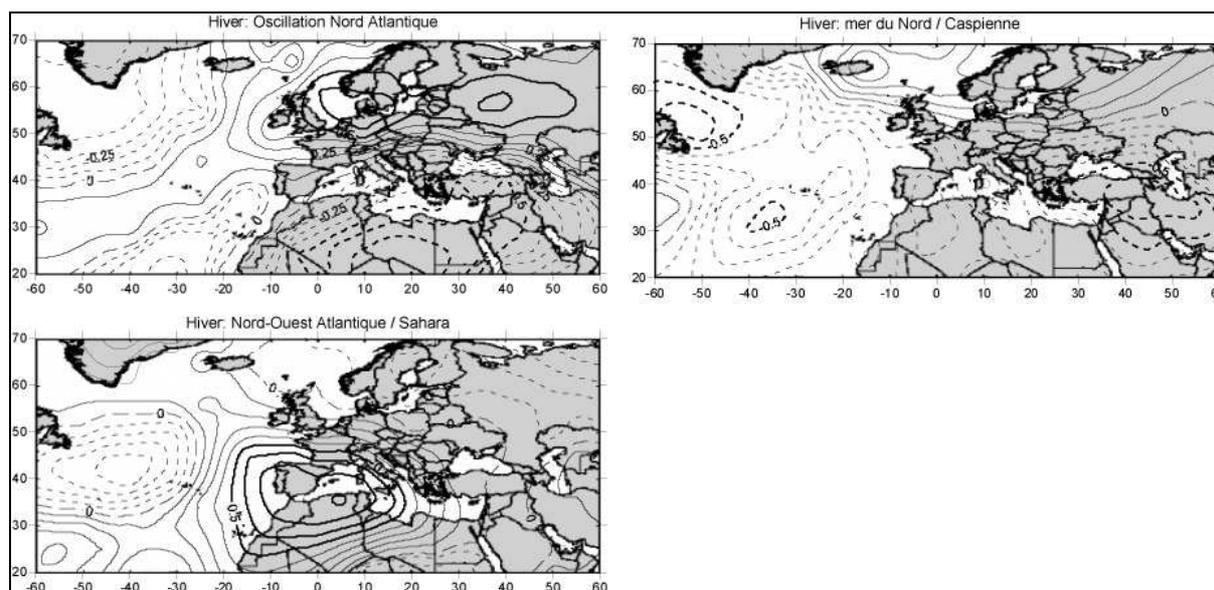


Figure 4. Corrélations entre les scores des configurations de pressions d'altitude et les températures de surface pendant la saison d'hiver. En trait plein les corrélations positives, en trait pointillé les corrélations négatives ; en gras les corrélations significatives dont la valeur absolue est ≥ 0.5 .

Conclusion

Par conséquent, il semblerait donc que les évolutions des températures de surface au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle dans l'espace atlantico-européen, plutôt dans le sens d'une diminution sur l'Atlantique Nord, à l'augmentation sur l'Europe, l'Europe de l'est, la Méditerranée et l'Atlantique tropical, et en diminution sur le Sahara, soient statistiquement reliées aux modifications observées de la circulation atmosphérique d'altitude, elle-même à l'origine de la diminution des précipitations régionales en Méditerranée pendant certains mois et saisons. Cependant, même si les relations statistiques apparaissent comme significatives et qu'elles trouvent une explication climatologique cohérente, le transfert depuis la modification des températures de surface vers la modification de la circulation en altitude n'est toujours pas expliqué.

Références bibliographiques

- Douguédroit A., Norrant C., 2005. Modifications significatives de la circulation atmosphérique pluvio-gène dans le Bassin méditerranéen (1950-2000). Actes du 18^{ème} colloque de l'AIC, « Climat urbain, ville et architecture », Gênes, 7-11 sept. 2005, 173-176.
- Kalnay E., et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-472.
- Klein Tank A.M.G., Konnen G.P., 2003. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-1999. *J Climate* **16**, 3665-3680.
- Norrant C., 2007. Relations entre le niveau du géopotential 500hPa de l'hémisphère Nord et les précipitations du Bassin Méditerranéen (1950-2000), *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, **4**, 91-104.
- Norrant C., Douguédroit A., 2006. Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000), *Theoretical and Applied Climatology*, **83**, 1-4: 89-106.
- Richman M.B., 1986. Rotation of principal component. *Journal of Climatology*, **6**, 293-335.
- Sneyers R., 1990. On the statistical analysis of series of observation. WMO, Technical Note n°143, Genève.
- Xoplaki E., Gonzalez-Rouco J.F., Luterbacher J., Wanner H., 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs, *Climate Dynamics*, **20**, 723-739.

EVOLUTION DES TEMPÉRATURES DEPUIS PLUS D'UN DEMI-SIÈCLE EN MAURITANIE

NOUACEUR Zineddine

Université de Rouen (France)

UMR IDEES

Mont – Saint – Aignan

76821 Cedex

Tel : 0235146000

Mail : zineddine.nouaceur@univ-rouen.fr

Résumé : *L'analyse des températures moyennes enregistrées dans les stations synoptiques mauritaniennes concerne plus d'un demi-siècle de mesures. Elle montre une hausse des valeurs minimales amorcée dès la fin des années soixante-dix et le début des années quatre-vingt. Cette étude révèle aussi une hausse moins importante des maxima et qui ne débute qu'à partir de cette dernière période. Ces changements thermiques concernent toutes les saisons, ils sont cependant plus affirmés durant l'hivernage.*

Mots-clés : *réchauffement climatique, hausse des températures, tendance des températures.*

Abstract: *The analysis of the average temperatures recorded at Mauritanian stations concerns more than a half century of measures. It shows a rise in the minimal values which started in the last seventies and the beginning of the eighties. This survey reveals also an important rise in the maxima that started in the eighties. These thermal changes concern all seasons. They are however asserted during the humid season.*

Key words: *global warming, rising temperature, trend temperature.*

Introduction

Dans son dernier rapport de novembre 2007 le GIEC, évalue la tendance de la température de la planète entre 1906 et 2005 à + 0,74. L'évolution de ce paramètre suit ainsi le scénario du réchauffement climatique mondial déjà établi depuis les années soixante-dix. Au delà de la grande polémique sur les causes réelles de ce dérèglement du climat (Usoskin 2007, Leroux 2007, Svensmark & al, 2007), cette évolution observée par une grande majorité de stations mondiales est une réelle certitude. Cette hausse spectaculaire des valeurs est ressentie cependant d'une manière tout à fait différente d'une région à une autre (Dougredroit & al., 2007, Rothshild & al., 2007, Reynaud, 1994). Dans la zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest, ces variations ont été identifiées très tôt (Nouaceur & al., 1996) et touchent pratiquement toute la région. La Mauritanie qui est un vaste territoire à cheval entre le domaine sahélien (un quart du pays) et le domaine saharien (qui couvre les trois quarts restants) n'échappe pas à la règle et c'est un réel bouleversement climatique que l'on observe ces dernières années dans cette région. Si dans la zone tempérée les conséquences de cette tendance mondiale restent peu préjudiciable pour l'homme, dans la zone sahélienne, et notamment sur la frange aride et semi-aride, l'augmentation des températures, même de quelques degrés, devrait entraîner de réels bouleversements humains et écologiques. Ces changements devraient avoir pour conséquences de vastes mouvements de populations proches des migrations de survies observées lors des sécheresses climatiques passées.

Données et méthodes

Le réseau météorologique d'observation mauritanien a une densité très faible. Beaucoup de stations présentent des lacunes fréquentes, ce qui rend parfois les données inutilisables. Onze stations ont été sélectionnées pour cette étude (fig. 1). Il s'agit pour la plupart de stations synoptiques qui disposent de données fiables et ininterrompues sur une longue période (tab. 1).

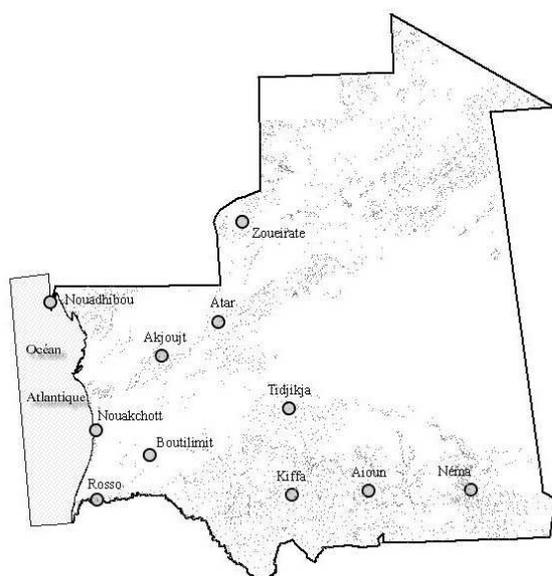


Figure 1. Répartition spatiale des stations synoptiques mauritaniennes choisies pour cette étude.

<i>Stations synoptiques</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Altitude</i>	<i>Période</i>
<i>Zouérate</i>	22°41' N	12°42' W	297 m	1951 - 2005
<i>Nouadhibou</i>	20°56' N	17°03' W	2 m	1951 - 2005
<i>Atar</i>	20°31' N	13°04' W	226 m	1951 - 2005
<i>Akjoujt</i>	19°45' N	14°22' W	112 m	1951 - 2005
<i>Tidjikja</i>	18°33' N	11°26' W	395 m	1951 - 2005
<i>Nouakchott</i>	18°07' N	15°56' W	1 m	1951 - 2005
<i>Aioun</i>	16°44' N	09°38' W	223	1953 - 2005
<i>Kiffa</i>	16°38' N	11°24' W	115 m	1953 - 2005
<i>Néma</i>	16°36' N	07°16' W	269 m	1951 - 2005
<i>Rosso</i>	16°30' N	15°49' W	5 m	1951 - 2005
<i>Boutilimit</i>	17°32' N	14°32' W	77 m	1951 - 2005

Tableau 1. Coordonnées géographiques et période de mesure pour les différentes stations.

Afin de déterminer les tendances des températures moyennes minimales et maximales, deux indices ont été utilisés :

- Les écarts centrés réduits, calculés sur les valeurs moyennes pour dégager la tendance générale des valeurs.
- La moyenne mobile sur cinq années pour lisser les séries.

Pour étudier les températures exceptionnelles, les données ont été classées par rapport aux valeurs limites quartiles. Chaque moyenne est incluse dans un intervalle de classe qui détermine la tendance considérée. Si les températures sont inférieures à la valeur limite du 1^{er} quartile, elles sont considérées comme fraîches. Lorsqu'elles sont supérieures au troisième quartile, elles sont considérées comme chaudes. Enfin lorsqu'elles sont situées entre le premier et le troisième quartile elles sont considérées comme normales.

1. Les températures minimales moyennes annuelles affichent une tendance à la hausse nette dès l'année 1976.

1. 1. Evolution de la tendance à l'échelle nationale.

L'étude des minima et des maxima enregistrés dans les stations mauritaniennes permet de donner un aperçu sur la tendance et les disparités à un niveau régional. Les indices (écarts à la moyenne) sont calculés par rapport à une période de référence de 55 ans (1951- 2005).

L'allure des courbes des indices calculés à l'échelle nationale (moyenne de tous les postes de mesure, fig. 2) montre d'une manière éloquent une tendance à la hausse. On note, en effet, que le mouvement s'amorce dès 1976 pour les minima et dès 1994 pour les maxima. La courbe des minima est marquée par une légère diminution des écarts vers les années 1993, 1994, 1995. Après cette brève accalmie, les indices affichent des valeurs positives et atteignent un record en 2005, avec + 1,85. On note ainsi entre 1994 et 2005, neuf années successives avec un indice positif, dont sept avec une valeur supérieure à + 1. Le coefficient de détermination « R^2 » qui mesure la qualité de l'ajustement est estimé à + 0,87. Il indique ainsi une très forte liaison entre les températures et le temps exprimé en années.

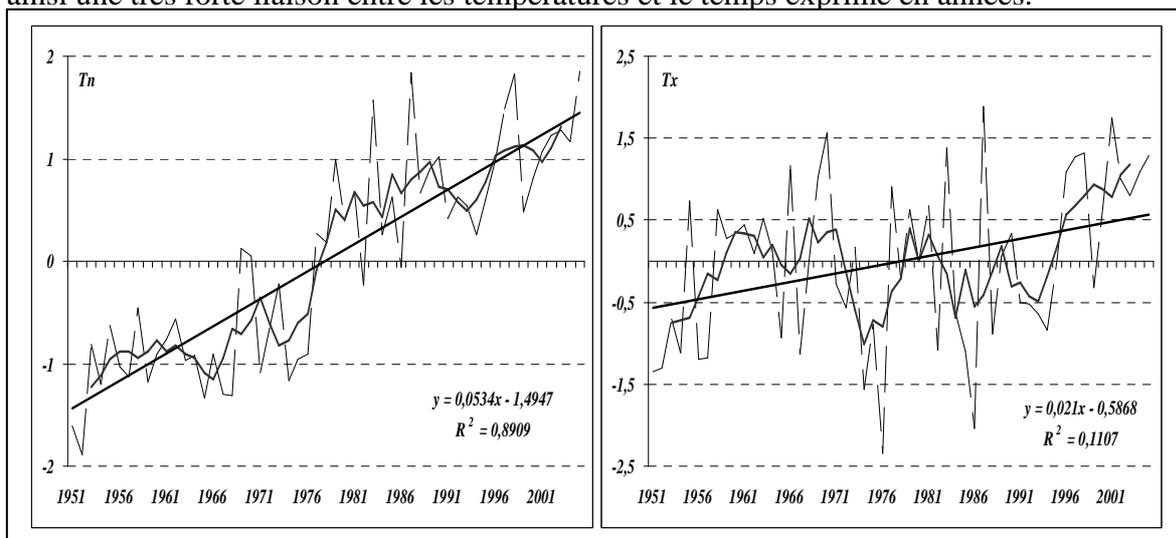


Figure 2. Écarts centrés réduits des températures minimales (Tn) et maximales (Tx). (Moyennes nationales - moyenne de la série 1951 – 2005).

Les moyennes minimales comparées aux valeurs limites (quartile supérieur, quartile inférieur et quartile médian de la série totale) confirment encore cette situation. On note ainsi que 60 % des années de la première décennie (1951 – 1960) ont une moyenne des minima

inférieure au premier quartile. Ce chiffre s'estompe un peu pour la décennie suivante puisqu'on retrouve 50 % des valeurs en dessous de ce seuil limite. Dans le même temps, le pourcentage des années ayant une moyenne supérieure au troisième quartile passe de 10 % pour la décennie (1971 – 1980) à 40 % pour les décennies suivantes. Durant la dernière période quinquennale, la totalité des années affiche des valeurs supérieures au seuil déjà indiqué. Enfin, les données du tableau 2 montrent très bien la limite qui traduit la nouvelle tendance à la hausse des minima et qui se situe à la décennie 1981 – 1990.

<i>Décennie</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
1951 - 1960	60	40	<u>0</u>
1961 - 1970	50	50	<u>0</u>
1971 - 1980	30	60	10
1981 - 1990	<u>0</u>	60	40
1991 - 2000	<u>0</u>	60	40
2001 - 2005	<u>0</u>	0	100

Tableau 2. Nombre d'années de chaque décennie (en %) avec une température moyenne minimale inférieure au premier quartile (A, 20,38), supérieure au troisième quartile (C, 21,68) et comprise entre ces deux seuils (B). (Moyenne nationale sur la période 1951 - 2005).

La tendance des températures maximales ne s'affirme qu'à partir de l'année 1994. Avant cette date, nous remarquons clairement deux mouvements de hausse qui concernent les périodes 1958 - 1970, 1977 – 1983. On note aussi une courte tendance à la baisse de 1971 à 1976. Ces dernières fluctuations n'ont rien de comparable avec la dernière envolée des valeurs puisqu'une grande variabilité marque ces deux périodes. On remarque en effet que l'indice de l'année 1986 atteint - 2,04, alors que l'année suivante, l'écart à la moyenne est chiffré à + 1,88.

On est donc en présence d'une évolution très dissemblable et qui indique clairement une plus grande progression des minima, tout à fait originale, et dont le début du mouvement coïncide avec les premières années de sécheresse. Les écarts sont la plupart du temps négatifs entre 1951 et 1976. Au-delà de cette dernière date ils redeviennent positifs.

1. 2. Évolution de la tendance dans les différentes stations.

Les courbes de la figure 3 décrivent les principales fluctuations des valeurs moyennes annuelles enregistrées dans les différentes stations. Dans l'ensemble, nous retrouvons les mêmes périodes caractéristiques déjà mises en évidence pour la série de la moyenne nationale. En plus, on peut noter la parfaite cohésion des amplitudes dessinées par les différentes courbes. Si on analyse de plus près toutes ces vicissitudes, on peut tout de même dégager quelques allures discordantes.

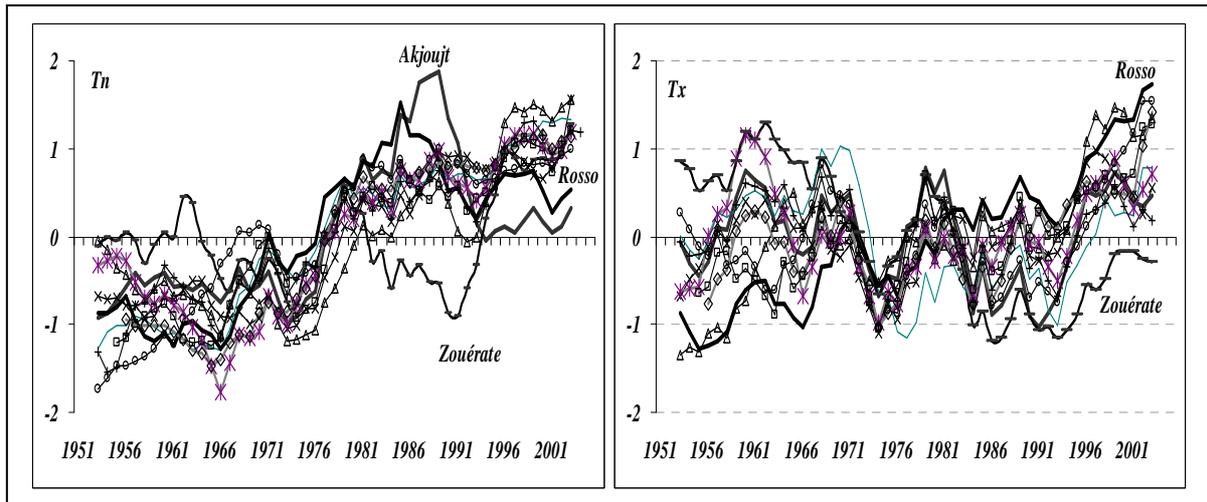


Figure 3. Écarts centrés réduits des températures annuelles moyennes minimales (Tn) et maximales Tx (moyennes mobiles sur cinq ans) (moyenne de la série 1951 – 2005).

Pour les minima, la hausse semble être plus confirmée et débute bien avant le mouvement des maxima. L'amorce de cette tendance intervient vers la fin des années soixante-dix. À Atar, c'est vers 1979 que les indices deviennent positifs. À Rosso, Kiffa, Aioun, Néma, Nouakchott, Tidjikja et Boutilimit, ce décalage est perceptible vers 1978. À Nouadibhou et Zouérate, les températures minimales affichent des valeurs positives dès 1993, dans la première station, et dès 1994 pour la seconde.

Les courbes d'Akjoujt et Zouérate (fig. 3) montrent un mouvement qui ne cadre pas avec l'harmonie affichée par l'allure générale de la tendance des autres stations. Pour Akjoujt, une première hausse des valeurs est perceptible lors de la période 1977 – 1989, avec un écart maximal de + 3,28 (chiffree par la moyenne mobile de l'année 1987 à + 1,75). Ce mouvement est relayé ensuite par une baisse des indices jusqu'en 1995, point minimum des valeurs enregistrées depuis 1977 avec – 0,81 (la moyenne mobile de l'année est évaluée - 0,052). À partir de 1995, la tendance affichée par les indices est proche de la normale. La courbe des températures minimales de Zouérate présente elle aussi une allure atypique. On remarque ainsi un premier décalage au début de la période de mesure, puisque les valeurs enregistrées dans cette station sont proches de 0 et passent à des valeurs positives plusieurs années de suite. Dans le reste des stations, les écarts observés durant ce cycle sont tous négatifs. On retrouve une situation similaire entre 1979 et 1991 puisque la tendance marquée durant ces années est à la baisse à Zouérate, alors qu'elle est clairement à la hausse dans les autres stations.

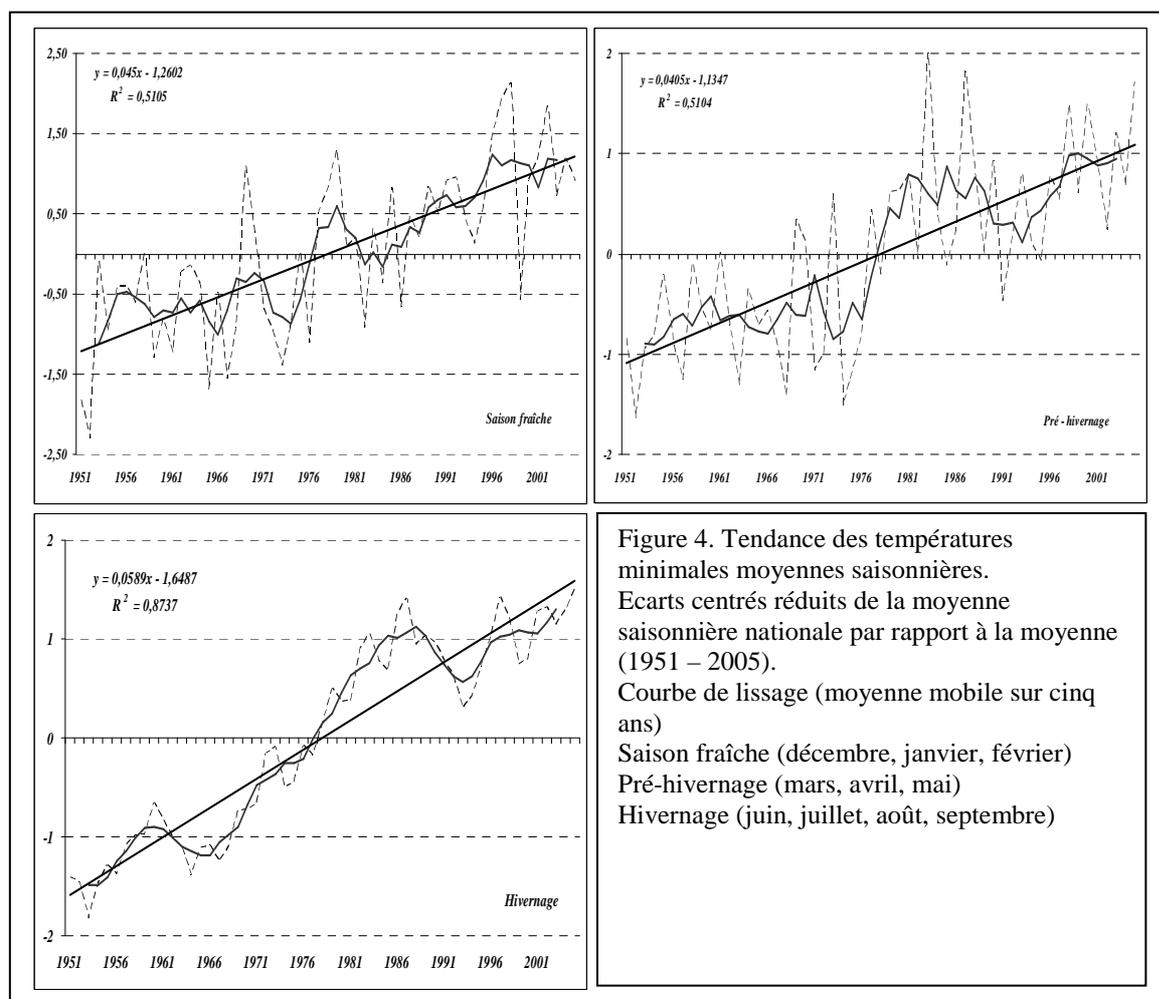
Pour les maxima, les températures enregistrées dans la station de Zouérate apparaissent en décalage par rapport à la tendance générale. Lors de la première période de mesure (1951 – 1970), les valeurs affichées par cette station sont les plus élevées. Les écarts sont tous positifs à l'exception des années 1956 et 1957 où l'on enregistre respectivement – 0,23 et – 0,28. Pour la période de mesure (1984 – 2005), c'est le contraire qui se produit. Les indices sont tous négatifs à l'exception de l'année 2001 où l'on note + 0,94. Les stations qui ont enregistré cette tendance très tôt sont : Rosso (1981), Aioun et Kiffa (1989). La station de Rosso représente d'ailleurs l'un des postes de mesure où les maxima moyens ont été les plus élevés durant cette dernière décennie.

2. L'augmentation des minima saisonniers est plus nette et plus affirmée durant l'hivernage.

Les températures maximales moyennes saisonnières présentent des tendances moins affirmées et plus faibles que celles des températures minimales. L'étude de l'évolution saisonnière va donc porter exclusivement sur ces dernières valeurs.

2.1. Évolution de la tendance à l'échelle nationale

La figure 4 montre d'une manière éloquentes la hausse continue et régulière des indices saisonniers. Ce mouvement est ponctué cependant d'un léger repli vers le début des années quatre-vingt-dix, plus perceptible pour les saisons du pré-hivernage et de l'hivernage. L'évolution des températures durant cette dernière saison est très nette, le coefficient de détermination de la droite de tendance est évalué à + 0,87. La variabilité interannuelle est très faible pour cette série, dont l'écart type atteint 0,42. Ce même indice est de l'ordre de 1,26 pour la saison du pré-hivernage et de 1,10 pour la saison fraîche. Tandis que la tendance est continue pour les deux saisons (saison fraîche et hivernage), le mouvement est moins affirmé pour le pré-hivernage. En effet, pour cette dernière saison, nous retrouvons un palier très net (1978) qui sépare les années où les températures étaient majoritairement en dessous de la moyenne et la dernière période, où ce sont les écarts positifs qui l'emportent.



2.2. Évolution de la tendance décennale saisonnière dans quelques stations caractéristiques

Dans l'ensemble des stations mauritaniennes, la tendance des températures minimales saisonnières est à la hausse (tab. 3). La station d'Akjoujt reste comme on l'a vu

précédemment, en marge de ce mouvement général. L'autre fait marquant, c'est l'importance de la progression des écarts en saison fraîche à Atar, Nouakchott et Kiffa (supérieure à + 1, pour les deux dernières décennies). On note aussi, durant le pré-hivernage, à Kiffa, une augmentation continue des moyennes décennales (supérieure à + 1). A Atar, le phénomène est ressenti selon la même ampleur, les trois dernières décennies enregistrent un écart en constante progression.

Saison	Fraîche						Pré-hivernage						Hivernage					
	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D	E	F
Atar	-1,19	-0,65	-0,61	0,41	<u>1,12</u>	<u>1,84</u>	-1,08	-0,77	-0,95	<u>0,70</u>	<u>1,15</u>	<u>1,90</u>	-0,70	-0,89	-0,70	<u>0,51</u>	<u>0,89</u>	<u>1,80</u>
Akjoujt	-0,69	-0,25	0,11	0,85	0,10	-0,25	-0,54	-0,34	-0,95	<u>1,29</u>	0,27	<u>0,55</u>	-0,18	-0,40	-0,47	0,10	0,43	<u>1,02</u>
Nouakchott	-0,82	-1,16	-0,32	<u>0,56</u>	<u>1,15</u>	<u>1,17</u>	-0,55	-0,79	-0,47	<u>1,00</u>	0,36	<u>0,91</u>	-0,64	-0,42	0,00	<u>1,13</u>	-0,20	0,25
Tidjikja	-1,78	-0,14	-0,14	<u>0,55</u>	<u>0,90</u>	<u>1,21</u>	-1,87	-0,65	-0,33	<u>1,29</u>	<u>0,94</u>	<u>1,26</u>	-1,73	-0,50	0,08	<u>0,93</u>	<u>0,74</u>	<u>0,97</u>
Kiffa		-1,25	-0,53	<u>0,53</u>	<u>1,23</u>	<u>1,15</u>		-1,83	-0,40	<u>1,28</u>	<u>1,34</u>	<u>1,54</u>		-1,51	0,01	<u>0,95</u>	<u>0,94</u>	<u>0,92</u>

Tableau 3. Écarts des moyennes décennales saisonnières à la moyenne (1951 – 2005). A (1951 – 1960), B (1961 – 1970), C (1971 – 1980), D (1981 – 1990), E (1991 – 2000), F (2001 – 2005).

Conclusion

L'étude de l'évolution des températures depuis plus d'un demi-siècle en Mauritanie a montré une augmentation des valeurs plus affirmée pour les températures minimales. Ce mouvement est ponctué cependant par une légère baisse qui touche le milieu des années quatre-vingt-dix. L'amorce de cette nouvelle tendance débute vers la fin des années soixante-dix et le début des années quatre-vingt. C'est la dernière période quinquennale (2001 – 2005) qui affiche les hausses les plus importantes. A l'échelle saisonnière, c'est durant l'hivernage et le pré-hivernage que la progression des valeurs a été la plus nette. Deux stations sur les onze étudiées ont montré des profils atypiques qui ne cadrent pas avec ce mouvement général.

Références bibliographiques

- Douguedroit A., Bridier S., 2007. Réchauffement climatique et évolution de l'environnement des stations en région méditerranéenne française (1951 – 2000). Actes du colloque du XX^{ème} de l'Association Internationale de climatologie, Climat Tourisme Environnement, pp 204 – 209.
- GIEC, 2007. Climate Change, Synthesis reports. <http://www.ipcc.ch/>.
- Leroux M., 2007. Les échanges méridiens commandent les changements climatiques. Séminaire de travail : Évolution du climat, Académie des sciences, Paris, 12 p.
- Nouaceur Z., Sagna P., 1996. Le réchauffement du climat en Afrique de l'Ouest (Mauritanie, Sénégal, Mali), Publications de l'Association Internationale de climatologie, AIC, Vol. 9, pp 463 - 470.
- Reynaud J., 1994: Évolution récente de la pression en surface et des températures dans l'espace Atlantique nord, du Groenland à la Scandinavie, Publication de l'AIC, Vol 7, pp 268-279.
- Rothschild E., Beltrando G., 2007. Évolution des températures observées en Suisse durant les dernières décennies. Actes du colloque du XX^{ème} de l'Association Internationale de climatologie, Climat Tourisme Environnement, pp 489 – 494.
- Svensmark H., Friis-Christensen E., 2007. Reply to Lokwood and Fröhlich-The persistent role of the Sun in climate forcing, Scientific. Report, Danish National Space center, 6 p.
- Usoskin I.G., Kovalstov G.A., à paraître en 2008. Cosmic ray and climate of the earth: possible connection. *Comptes-Rendus Géoscience*, 10 p.

PEJORATION PLUVIOMETRIQUE DANS LA REGION DES COLLINES : PERCEPTION POPULAIRE ET AUTO-AJUSTEMENTS PAYSANS D'ADAPTATION DE L'AGRICULTURE

OGOOWALE Euloge et BOKO Michel

Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes, Université d'Abomey-Calavi 01 BP 526, Cotonou 01 ; ogkelson@yahoo.fr

Résumé : *Les analyses quantitatives et qualitative détaillées de l'évolution des précipitations attestent et prouvent que la modification du régime des précipitations est un fait climatique majeur des trois dernières décennies (1970, 1980, 1990). Cette modification s'est traduite par une irrégularité pluviométrique doublée d'une mauvaise répartition spatio-temporelle des précipitations, par l'allongement de la durée de la grande saison sèche, la chute des hauteurs d'eau pendant la saison agricole et la réduction du nombre de jours de pluie qui ont tôt fait de perturber les cycles cultureux, de bouleverser le calendrier agricole traditionnel, et de rendre non opérationnelles les normes culturelles empiriques en vigueur chez les populations paysannes de cette région. Fort heureusement, face à ces modifications désormais récurrentes, et plus prononcées du climat, les populations essentiellement agricoles ont développé des stratégies d'adaptation. Celles-ci se traduisent au plan culturel par l'abandon de certaines cultures, l'adoption de nouvelles espèces variétales et une mise en valeur de certains écosystèmes autrefois abandonnés (bas-fonds...), etc.*

En somme, le dérèglement pluviométrique saisonnier des trois dernières décennies met le monde paysan dans une situation inconfortable. En réaction à cette perturbation climatique les agriculteurs habituellement passifs procèdent désormais à des auto-ajustements.

Mots-clés : *Région des Collines ; péjoration pluviométrique ; agriculture ; ajustements paysans.*

Abstract: *This sector is subject to the influences of rainfall availability. An analysis rainfall amounts based on record series of the normal 1961-1990, and on information received from the local population shows that the pluviometric field of the area is changing. Indeed, since 1970, the bad space-time distribution of precipitations, the lengthening of the duration of the great dry season, the decrease in rainfall and the reduction of the rain days impact water availability.*

Fortunately, the peasants develop particular strategies to adapt and to adapt the endogenous techniques to the news gives climatic conditions. Those techniques result in a development of certain formerly abandoned ecosystems as the marshes, the abandonment of certain crops versus the adoption of new varietal species, etc.

Key words: *Region of Collines ; Rainfall decrease; agriculture ; peasant adjustments.*

Introduction

L'analyse des séries pluviométriques révèle que la région des Collines est sujette à une baisse des hauteurs pluviométrique (Ogouwalé, 2001 et Yabi, 2002) sur la période 1941-2000. Un tel contexte impose les contraintes d'ordre agronomique et induit des changements dans les pratiques agricoles et les techniques endogènes d'utilisation des terres.

Cette étude analyse le champ pluviométrique et identifie les perceptions et les stratégies d'adaptation développées par les populations pour réduire leur vulnérabilité à l'évolution du climat.

1. Matériel et méthodes

Pour mener les enquêtes socio-anthropologiques, la Méthode Accélérée de Recherche Participative (MARPP), qui se focalise d'abord sur les réalités des paysannes et le Rapid Rural Appraisal (RRA) ont été utilisés. Le RRA consiste à effectuer des visites exploratoires dans les secteurs ou localités choisis aux fins de la collecte des informations. Il est également employé pour répertorier les stratégies d'adaptation paysannes élaborées. Sur les huit communes que compte la région de l'étude celles de Bantè, de Bassila, de Dassa-Zoumé, de Ouèssè et de Glazoué ont été principalement choisies dans le cadre des investigations en milieu réel. Quatre (4) villages sont retenus dans chaque commune ciblée. Le choix des

paysans à enquêter repose sur les critères : avoir au moins entre 30 ans d'expérience dans le domaine agricole ou être un acteur du développement agricole.

Pour déterminer la variabilité des ressources pluviales, les statistiques pluviométriques annuelles concernant 6 stations jugées représentatives de la région des Collines (fig. 1) ont été analysées.

Les droites de tendance ont réalisées pour déterminer la dynamique des précipitations sur la série 1961-1990. L'identification des Séquences Significatives Pluvieuses (SSP), des Séquences Significatives Sèches (SSS) et des Séquences Significatives Moyennes (SSM) est faite à partir de l'analyse des indices pluviométriques sur la normale (1961-1990) et par station. Ces indices sont déterminés à partir de la formule $(X_i - X_{moy})/\sigma$ où X_i est la variable étudiée pour une année, X_{moy} la pluviométrie moyenne et σ l'écartype de la série.

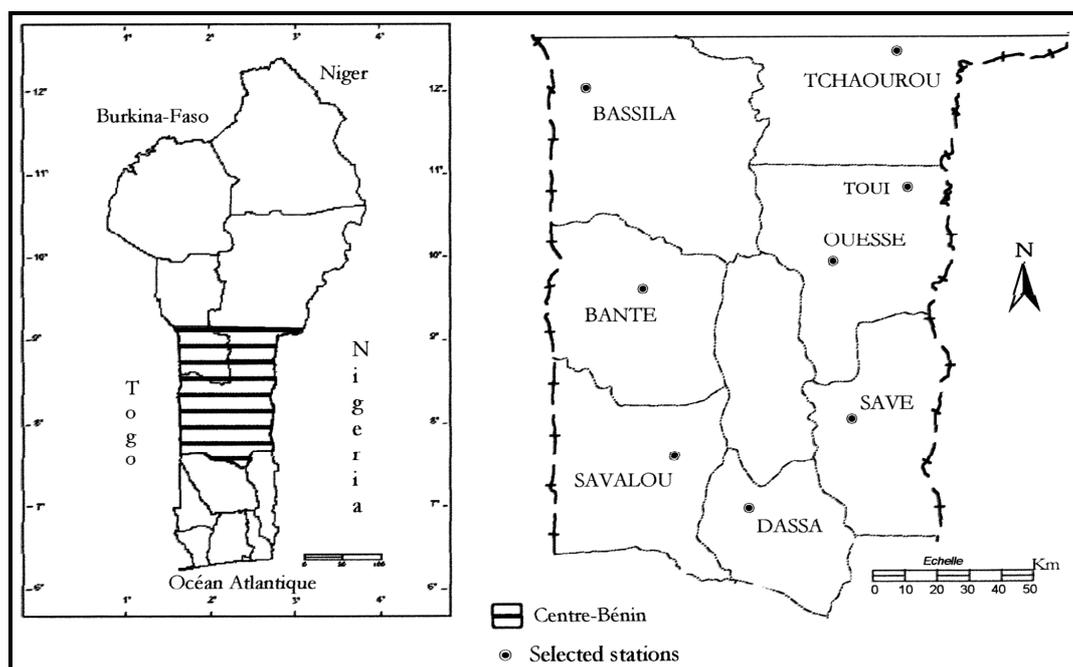


Figure 1. Répartition géographique des stations choisies.

Les traitements statistiques et graphiques ont permis d'obtenir les résultats suivants.

2. Résultats et discussions

2.1. Vulnérabilité des ressources pluviométriques dans la région des Collines

La figure 2 fait état de la dynamique pluviométrique dans le Centre-Bénin à travers des graphiques sur la période 1961-1990.

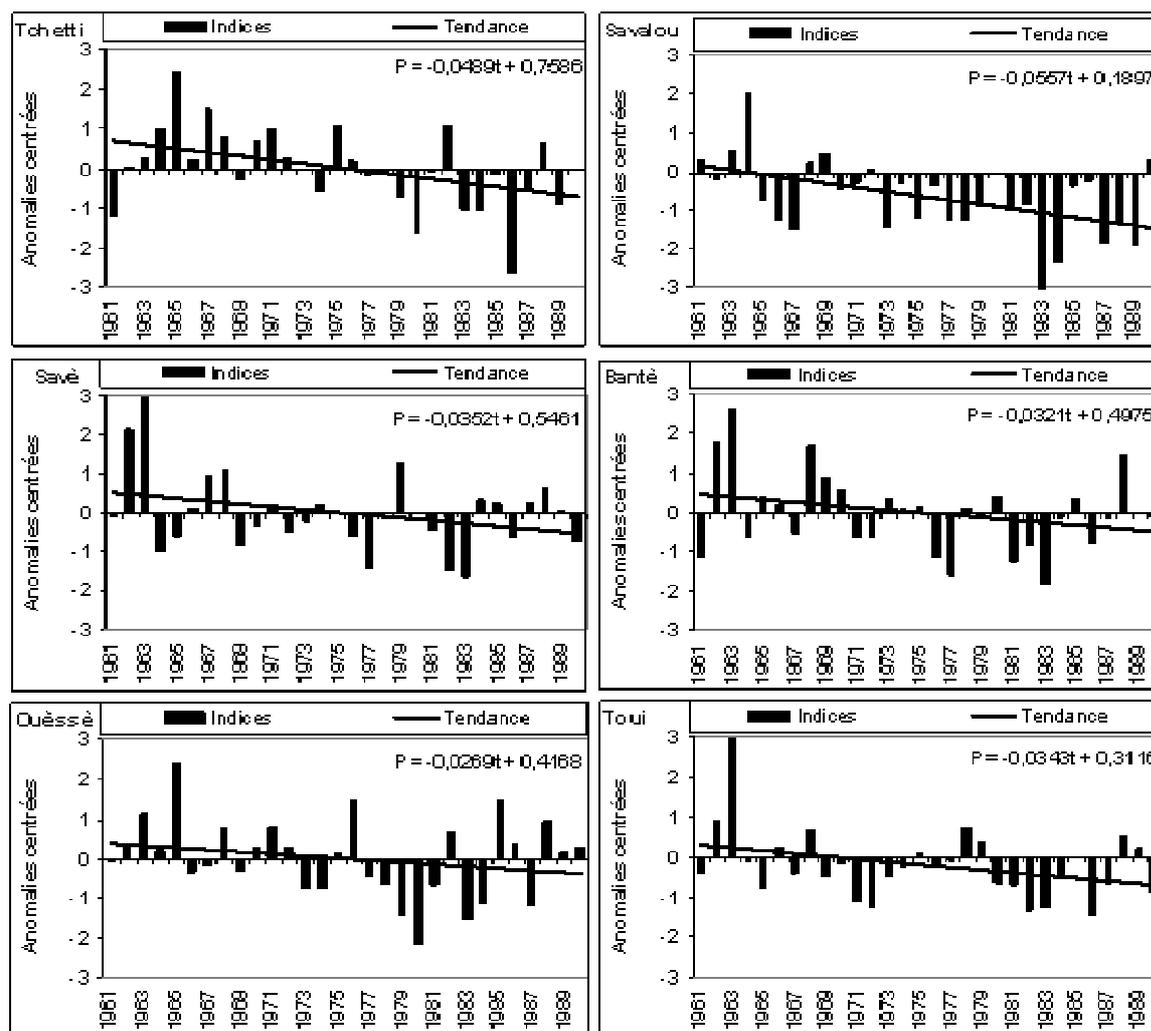


Figure 2. Tendances pluviométriques dans la région des Collines.

L'évolution des indices pluviométriques est fortement contrastée dans cette région du Bénin (fig. 2). L'analyse de ces graphiques permet de réaliser globalement que la normale 1961-1990 a été marquée par une récurrence d'années sèches telles 1977, 1980, 1983, 1987, 1986, 1989, etc.

En réaction à une telle situation, les paysans développent des stratégies particulières pour s'adapter et adapter les systèmes cultureux à la nouvelle donne climatique.

2.2. Ajustements des pratiques culturelles à la péjoration pluviométrique

Plusieurs stratégies agricoles ont été développées par les populations paysannes. Nous présentons ici quelques-unes jugées significatives.

La mise en valeur des bas-fonds est l'une des stratégies adaptatives élaborées. Selon 58% des populations enquêtées, cette mise en valeur récente des bas-fonds est liée à l'aridité précoce des terres du fait de la baisse de la pluviométrie et en raison de la grande tendance à une réduction de jours humides. En effet, cet écosystème est caractérisé par une humidité prolongée et par une fertilité des sols. Les cultures pratiquées dans cet écosystème sont diverses et sont fonction de la saison et du niveau de technicité élaborée par les populations. Dans les communes de Savè, de Ouèssè et de Tchaourou, c'est la culture d'igname qui s'impose. A Dassa, à Glazoué et Savalou, c'est le riz qui prédomine. Dans toutes ces communes, les cultures maraîchères (gombo, tomate, légumes) sont pratiquées de même que

le bananier. En somme, cet écosystème est systématiquement aménagé et presque toutes les cultures y sont pratiquées comme l'illustrent les photos 1 et 2.



Photo 1. Mise en valeur des bas-fonds à Glazoué et à Kilibo.
Cliché : Ogouwalé (2001).

Le semis échelonné est par ailleurs, un autre type d'ajustement paysan pour parer à la vulnérabilité de l'agriculture à la dégradation des ressources hydriques. Il consiste à semer la même culture sur deux parcelles différentes à des dates différentes, espérant que le rythme pluviométrique va correspondre aux phases de croissance de l'une au moins des parcelles par rapport à leur date de semis. La photo 3 (deux parcelles de culture d'arachide, la plus évoluée (1) a été semée deux semaines plus tôt) présente une image de cette pratique adoptée par 47% des paysans investigués.



Photo 3. Semis échelonné de l'arachide à Ouèssè.
Cliché Ogouwalé (2001).

L'adoption de nouvelles variétés de cultures dites à haut rendement, pratiquées par soixante pour cent (60%) des paysans est également l'une des stratégies agricoles développées. Au nombre de ces variétés, on peut citer : le "maïs sassakawa", l'arachide TS 32-1, le manioc amélioré (6 mois) en expansion. Par contre, certaines cultures héritées qui, pour l'essentiel ont un cycle long, sont en passe d'être abandonnées par les paysans. C'est le cas du maïs local, du mil jaune, du haricot blanc, etc.

Conclusion

Cette étude permet de réaliser que :

- la région des Collines est sujette à une péjoration des ressources pluviales au cours des trente dernières années ;
- les populations paysannes ont élaboré des stratégies adaptatives de l'agriculture à la baisse des eaux atmosphériques.

La question qui reste entièrement est d'arriver à apprécier la solidité, la durabilité et la transférabilité de ces différentes stratégies adaptatives de l'agriculture à la péjoration pluviométrique contemporaine.

Références bibliographiques

Afouda F., 1990. L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine. Thèse de doctorat nouveau régime. Paris IV, Sorbonne. 428 p.

Boko M., 1988. Climat et communautés rurales au Bénin, rythmes climatiques et rythmes de développement. Thèse de doctorat d'Etat. Dijon, Université de Bourgogne. 608 p.

Houndénou C., 1999. Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. Thèse de doctorat Unique. Dijon, Université de Bourgogne. 341 p.

Ogouwalé E., 2001. Vulnérabilité et adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le Département des Collines. Mémoire de maîtrise de géographie Département de Géographie, Abomey-Calavi. 108 p.

Yabi I., 2002. Particularités de la variabilité pluviométrique entre 7° et 8° N au Bénin.

Mémoire de maîtrise. Département de Géographie, Abomey-Calavi. 96 p.

VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS ET STRATEGIES D'ADAPTATION PAYSANNES DANS LE BASSIN DU FLEUVE OUEME (BENIN)

OGOUWALE Romaric, DONOU Blaise, BOKO Michel

E-mail : Ogou25@yahoo.fr

BP : 922 Abomey-Calavi (Bénin)

Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes, Université d'Abomey-Calavi

Résumé : *La présente recherche analyse la variabilité des hauteurs de pluie dans le bassin du fleuve Ouémé et leur incidence sur la vie socio-économique des populations de ce bassin.*

Les résultats obtenus l'ont été grâce à l'utilisation d'un ensemble de techniques constituées de traitement statistique des données pluviométriques de la série 1951-2000. Par ailleurs, des indices pluviométriques tels que la moyenne, l'Ecart-types et les écarts à la moyenne ont été déterminés.

L'analyse des données montre que le bassin versant du fleuve Ouémé a connu sur la série 1951-2000 une variabilité pluviométrique temporelle et spatiale, marquée par une tendance à la baisse des hauteurs de pluie ces dernières décennies. De même, cette analyse indique une baisse pluviométrique moyenne de 27,80 % dans le domaine tropical du bassin contre 22,29 % dans le domaine climatique de transition et 26,02 % dans le domaine subéquatorial.

Face à cette nouvelle donne climatique et suivant les domaines climatiques, les populations développent plusieurs stratégies pour s'adapter et adapter leurs systèmes de productions agricoles.

Mots-clés : *Bénin, bassin du fleuve Ouémé, Variabilité pluviométrique, stratégie d'adaptation.*

Abstract: *This research analyses rainfall variabilities in the basin of the Ouémé stream and their impact on the social and economic life of the surrounding populations.*

The final results have been owed to the use a set of methods made rainfall data statistical processing of the set 1951-2000. Otherwise, rainfall indications such as averages, gap - types and gaps to the average have been determined.

The data analysis base on the set 1951-2000 reveals that a temporal and spatial rainfall variability occurred in the powering basin of Ouémé stream, and marked with a tendency to the decrease of rainffs this last decades. In the same way, it indicates a middle decrease of rainfall of 27,80 % in the tropical domain of the basin against 22,29% in the climatic domain of transition and 26,02 % in domain subéquatorial.

In front of such a new climatic and according to climatic domains, the populations living in this region adopt several strategies to adjust and develop several strategies to adjust and to adapt their agricultural production systems.

Key words: *Benin, basin of the Ouémé stream, Variability rainfall, strategy of adaptation.*

Introduction

Le bassin étudié s'étend entre les latitudes 06°54' et 10°12' nord et les longitudes 01°50' et 3°50' est. Il couvre une superficie d'environ 46 990 km² (DGE, 2003). Il est drainé par les eaux du fleuve Ouémé et ses affluents depuis le nord jusqu'à l'amont de son delta (fig. 1).

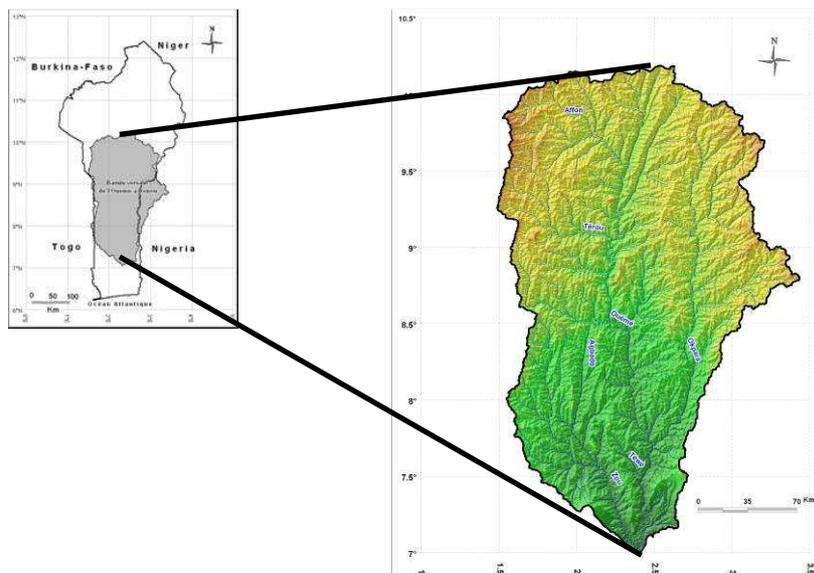


Figure 1. Bassin versant du fleuve Ouémé.
Source : DGE, 2003.

L'analyse des séries pluviométriques révèle que le bassin versant de l'Ouémé est sujet à une forte variabilité pluviométrique (Donou, 2007) sur la période 1951-2000. Ce bassin est caractérisé par trois champs pluviométriques particuliers. La dynamique pluviométrique impose des contraintes d'ordre agronomique et induit des changements dans les pratiques agricoles et les techniques endogènes d'utilisation des terres.

L'étude vise à analyser la variabilité des hauteurs de pluie dans les domaines climatiques du bassin à savoir le domaine tropical, le domaine subéquatorial et le domaine de transition. En effet, Afouda F. (1990) et YABI Ibouraïma (2002) ont montré respectivement la spécificité de la situation climatique dans le 7° et 8° de latitude nord au Bénin en comparaison aux climats des domaines subéquatorial et tropical. Ces auteurs après analyses des données, ont qualifié ce domaine de transition entre les domaines subéquatorial et tropical.

L'étude s'articule autour de l'approche méthodologique utilisée, des résultats obtenus et de la conclusion.

1. Approche méthodologique

Les données utilisées, pour caractériser le régime pluviométrique dans le bassin de l'Ouémé, sont extraites des fichiers de l'ASECNA-Cotonou. Les stations météorologiques de Parakou, Bétérou, Ouèssè, Savè, Bohicon et Bonou ont permis d'étudier la répartition spatio-temporelle des précipitations. Pour déterminer la variabilité des ressources pluviales, les statistiques pluviométriques annuelles de ces stations du bassin ont été analysées. Le diagnostic des séquences pluvieuses et sèches a été fait à partir de l'analyse des indices pluviométriques sur la série 1951-2000 et par domaine climatique du bassin, déterminés à partir de la formule :

$x_i' = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma(x)}$, où X_i est la variable pour une année, \bar{X} est la pluviométrie moyenne déterminée à

partir de la formule $\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$ et $\sigma(x)$ l'écart-type de la série déterminé à partir du

protocole $\sigma(x) = \sqrt{V}$ où la variance V est écrite : $V = \sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2$

Pour affiner les résultats et les analyses, la série 1951-2000 a été subdivisée en cinq décennies à savoir 1950-1959, 1960-1969, 1970-1979, 1980-1989, 1990-2000. Par ailleurs, l'utilisation de la méthode de Thiessen a permis d'estimer la pluviométrie moyenne décennale du bassin de l'Ouémé.

2. Résultats et analyse

2.1. Variabilité pluviométrique dans les différents domaines climatiques du bassin versant

La pluviométrie moyenne décennale enregistrée dans les différents domaines climatiques du bassin versant est résumée dans le tableau 1.

Domaines	1951-1960	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000	Moy série
Tropical	1324	1436	1248	1093	1293	1280
Transition	1108	1249	1093	988	1080	1103
Subéquatorial	1066	1274	1151	1274	1231	1194

Tableau 1. Pluviométrie moyenne décennale en mm par domaine climatique.
Source : Résultats des analyses statistiques.

Le domaine tropical est plus humide que les deux autres en ce sens que la plupart des moyennes décennales obtenues sur la série 1951-2000 sont supérieures à 1200 mm à l'exception de la décennie 1981-1990 où la moyenne décennale est de 1093 mm. Le tableau 2 montre l'évolution des indices pluviométriques dans chaque domaine.

Domaines	1950-1959	1960-1969	1970-1979	1980-1989	1990-2000
Tropical	1,03	1,12	0,97	0,85	1,01
Transition	1,00	1,13	0,99	0,89	0,97
Subéquatorial	0,89	1,06	0,96	1,06	1,03

Tableau 2. Evolution décennale de l'indice pluviométrique par domaine.
Source : Résultats des analyses statistiques.

Au total, la variabilité pluviométrique dans le bassin versant de l'Ouémé est fonction des particularités climatiques que présente chaque domaine. L'étude de la variabilité pluviométrique stationnelle permet d'affiner les analyses.

2.2. Variabilité pluviométrique stationnelle

Les résultats de l'analyse décennale de l'évolution des hauteurs de pluie aux différentes stations du bassin sont présentés sur la figure 2.

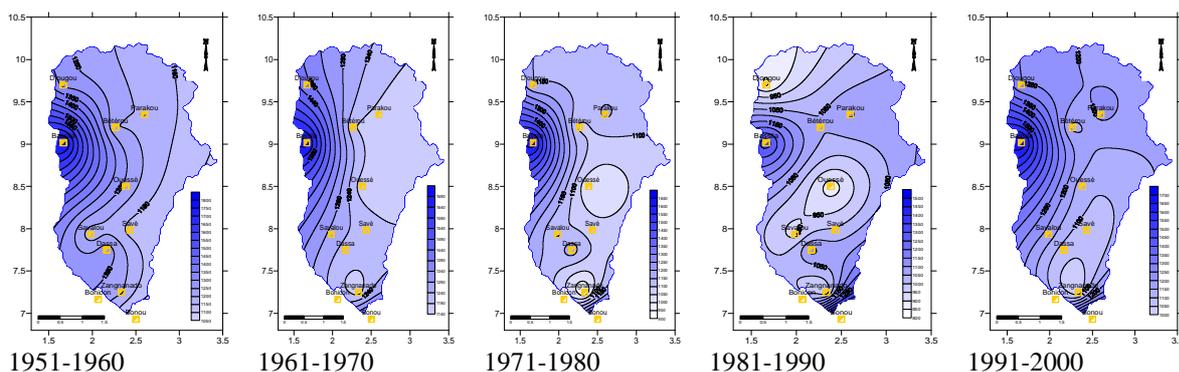


Figure 2. Pluviométrie moyenne décennale entre 1951 et 2000.

Sur l'ensemble du bassin comme l'a déjà montré Boko (1988), Afouda (1990) et Houndénu (1999), les pluies augmentent selon un gradient est-ouest. Ainsi, les faibles pluviométries ont été enregistrées dans les stations situées à l'est du bassin. Le secteur occidental du bassin est plus pluvieux sur les cinq décennies avec des isohyètes de 1300 et 1400mm. Les décennies 71-80 et 81-90 sont marquées par la présence de poches de sécheresse surtout dans le centre du bassin.

Les tendances présentées sur la figure 3, viennent confirmer les résultats de l'étude décennale.

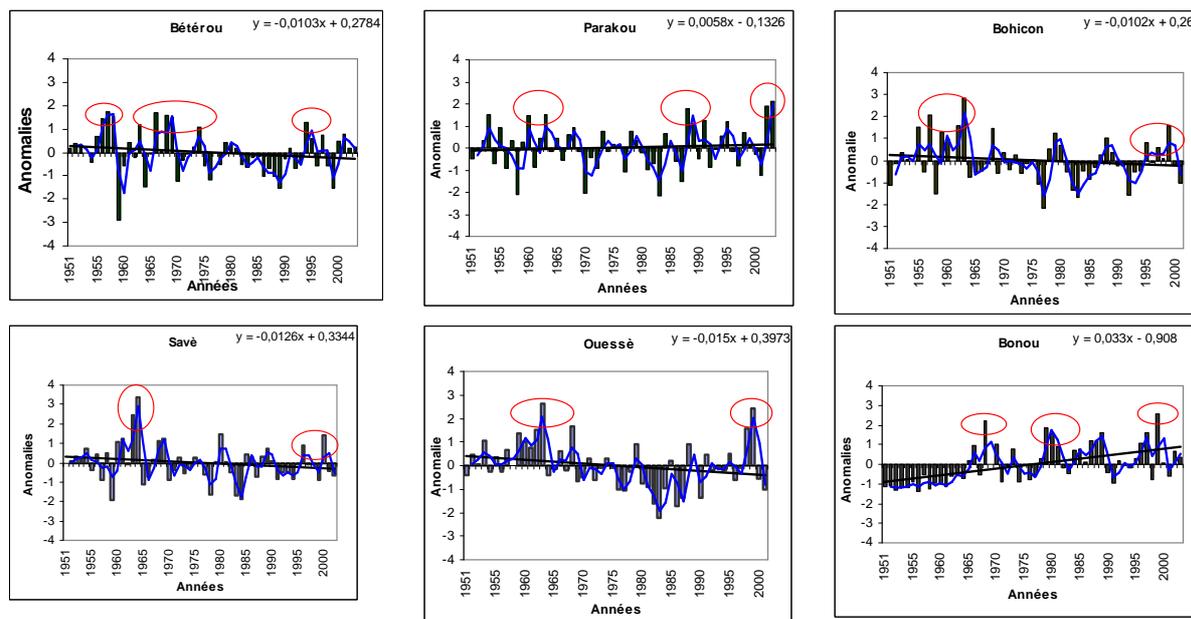


Figure 3. Evolution des anomalies pluviométriques dans le bassin de l'Ouémé à Bonou de 1951 à 2000.

L'analyse de cette figure indique une fréquence relativement moyenne des années excédentaires de 1951 à 2000. Ces excédents pluviométriques sont plus significatifs dans les décennies 1951-1960 et 1961-1970 que dans la décennie 1971-1980.

Par ailleurs, le tableau 3, indique que le degré de variation pluviométrique est plus élevé au nord du bassin que dans le centre et au sud, à l'exception de la station de Bonou qui a un coefficient de variation très élevé.

Domaines	Période 1950-2002			
	Stations	Moyennes annuelles en mm	Ecart- type	Coefficient de variation (%)
Tropical	Bétérou	1159,2	340,7	29,3
	Parakou	1176,5	245,5	20,9
Transition	Ouessè	1052,7	203,3	19,3
	Savè	1099,9	246,6	22,4
Subéquatorial	Bohicon	1127,7	263,3	23,4
	Bonou	1434,9	453,2	31,6

Tableau 3. Valeurs statistiques significatives de la pluviométrie interannuelle.
Source : Résultats des analyses statistiques.

La variabilité moyenne est de 27,80 % dans le domaine tropical contre 22,29 % dans le domaine climatique de transition et 26,02% dans le domaine subéquatorial.

Au total, le bassin versant de l'Ouémé connaît sur la série 1951-2000 une forte variabilité pluviométrique spatiale. Face à cette situation les populations développent des stratégies suivant les domaines climatiques.

2.3. Stratégies d'adaptation paysannes

Les stratégies agricoles développées par les populations paysannes sont multiples. Il s'agit entre autres de :

La culture échelonnée est l'une des stratégies adaptatives développées dans ce bassin. Cette pratique est liée à la modification des calendriers endogènes (photo 1).



Photo 1. Culture échelonnée du maïs à Toui et d'arachide à Kilibo.
Cliché : Ogouwalé, 2003.

De même, les bas-fonds sont mis en valeur. En effet, l'exploitation récente de ces écosystèmes est liée à l'assèchement précoce des terres dans ce domaine climatique du bassin. (photo 2).



Photo 2. Mise en valeur de bas-fonds à Savè.
Cliché : Ogouwalé, 2003.

Mais dans le domaine subéquatorial, c'est la culture de décrue qui est essentiellement pratiquée (photo 3).



Photo3. Culture de décrue à Bonou.
Cliché : Donou, 2007.

Ces différentes stratégies d'adaptation agricole dans les domaines climatiques du bassin de l'Ouémé restent insuffisantes.

Conclusion

Le bassin de l'Ouémé connaît une variabilité pluviométrique spatiale qui se singularise à travers les domaines climatiques du bassin. Les agriculteurs développent des stratégies adaptatives qui se résument à la culture échelonnée, la mise en valeur des bas-fonds et la culture de décrue suivant ces domaines climatiques du bassin versant de l'ouémé. Du reste, face aux contraintes climatiques actuelles, la recherche scientifique devra appuyer toutes ces initiatives endogènes.

Références bibliographiques

- Adam K. S. et Boko M. 1993. Le Bénin. Edicef, nouvelle édition, Paris.96 p.
- Afouda F. 1990. L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : Etude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine. Thèse de Doctorat, Université Paris IV-Sorbonne, Paris, 428 p.
- Boko M. 1987. Etude sur la variabilité pluviométrique au Bénin. In climat et climatologie. Volume d'hommage offert au professeur Pierre PAGNEY, centre de Recherches de Climatologie, URA 909 du CNRS, Dijon.pp 41-50.
- Boko 1988. Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bourgogne, Dijon. 2 tomes, 608 p.
- Bonell M. 1999. La variabilité climatique et l'évolution de hydrologie et des ressources en eau dans le cadre de la politique de gestion : une perspective du PHI de l'UNESCO. In Les ressources en eau de l'Afrique, actes d'un atelier, Nairobi, Kenya, BAHC International Project Office, Potsdam, pp 131-141.
- DGE 2003. Annales hydrologiques du Bénin de la période 1992-2003, 150 p.
- Donou B. 2007. Dynamique pluvio-hydrologique et manifestation des crues dans le bassin du fleuve Ouémé à Bonou. Mémoire de maîtrise de géographie, UAC, FLASH. 98 p.
- Gbatcho A. M. 1992. Contribution à l'étude des rythmes pluviométriques et hydrologiques du bassin de l'Ouémé au pont de Savè. Mémoire de maîtrise de géographie. UNB. 68 p.
- Gnele B. J. 2004. Contribution à l'étude de la variabilité pluviométrique et hydrologique dans le bassin du fleuve Mono au Bénin. Mémoire de maîtrise de géographie, UAC, FLASH. 73 p.
- Houndenou 1999. Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : L'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon. 390 p.
- Yabi Ibouaïma 2002. Particularité de la variabilité pluviométrique entre le 7° et 8° de latitude nord au Bénin 95p+annexes.

LE RÔLE DES FACTEURS CLIMATIQUES MOYENS ET EXTRÊMES SUR LA CROISSANCE DES CERNES DU PIN D'ALEP DANS LA RÉGION D'ATTIQUE – GRÈCE

PAPADOPOULOS A.M.¹, TOLIKA K.², PANTERA A.¹, MAHERAS P.²

¹ Institut Technologique d'Education de Lamia, Département Forestier et d'Aménagement d'Environnement naturel, 361 00 Karpenissi, Grèce. E-mail: ampapadopoulos@teilam.gr

² Université de Thessaloniki, Département de Météorologie et de Climatologie, 540 06 Thessaloniki, Grèce.

Résumé : Une analyse concernant l'étude des relations entre l'épaisseur des cernes du pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill. ssp. *halepensis*) des forêts urbaines et périurbaines d'Attique (Grèce) et des valeurs moyennes et extrêmes des précipitations et des températures maximales et minimales est menée sur la période 1959-2000. Les données dendrochronologiques sont des indices moyennes des épaisseurs de cernes, calculées en analysant 264 carottes du bois prélevées de 134 arbres qui proviennent de 12 sites différents de la région d'Attique. Les données climatiques, constituées sous la forme des données mensuelles ou d'indices mensuels, proviennent de la station météorologique de l'Observatoire National d'Athènes. Les relations cerne-climat montrent des relations positives de l'épaisseur de cernes avec les précipitations hivernales et printanières et négatives avec les températures printanières et estivales. Parmi les deux types des données climatiques les valeurs indicées extrêmes des précipitations et des températures maximales et minimales donnent des relations cerne-climat similaires mais plus significatives que les valeurs des précipitations mensuelles et des températures moyennes maximales et minimales.

Mots-clés : dendroclimatologie, *Pinus halepensis*, Attique, fonction de réponse.

Abstract: An analysis concerning the study of the relationships between the tree rings widths of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill. ssp. *halepensis*) of urban and suburban forests of Attica (Greece) and the average and extreme precipitations and maximum and minimum temperatures was conducted for the period 1959-2000. The dendrochronological data were tree-rings widths average indices and were calculated based on the analysis of 264 wood cores taken from 134 trees, located on 12 different sites over the Attica region. The climatic data, in the form of the monthly data or monthly indices, came from the meteorological station of the National Observatory of Athens. The tree-ring to climate relationships showed a positive correlation of tree-rings width with winter and spring precipitations and negative correlation with spring and summer temperatures. Among the two types of data, the indices of extreme values of precipitations and maximum and minimum temperatures had similar tree-growth to climate relation, but statistically stronger than those of mean precipitation and mean maximum and mean minimum temperature.

Key-words: dendrochronology, *Pinus halepensis*, Attica, response function.

Introduction

Parmi les principaux facteurs qui influencent l'épaisseur des cernes des arbres sont les conditions climatiques qui dominent durant la période de formation de cernes (Fritts, 1976; Schweingruber, 1996). Cette relation climat-cerne a conduit au développement de la science de la dendroclimatologie qui utilise les informations contenues dans des cernes datés pour reconstruire et étudier la variabilité des climats présents et passés (Kaennel et Schweingruber, 1995). La dendroclimatologie du pin d'Alep était utilisée dans divers pays de la région Méditerranéenne (Lev-Yadun et al., 1981; Serre-Bachet, 1982, 1992; Nicault *et al.*, 2001; Rathgeber *et al.*, 2003; Papadopoulos *et al.*, 2001). Dans ces études, le plus souvent, sont utilisées les valeurs moyennes des précipitations et des températures moyennes, minimales et maximales. Le rôle des facteurs climatiques extrêmes est peu étudié et moins connu. Dans cette étude on examine l'influence des facteurs climatiques moyens et extrêmes des précipitations et des températures sur la croissance de cernes du pin d'Alep de la région d'Attique.

1. Matériel et méthodes

Les données dendrochronologiques sont résumées dans une chronologie indicée des épaisseurs de cernes de la période 1959-2000. Cette série moyenne provient de l'analyse de 264 carottes (échantillons cylindrique de bois) prélevées sur 134 arbres du pin d'Alep de 12 forêts urbaines et périurbaines d'Attique (fig. 1), suivant des méthodes et des techniques dendrochronologiques (Fritts, 1976; Schweingruber, 1996). D'abord, les données des épaisseurs de cernes ont été transformées en indices de croissance au niveau de chaque carotte. Cette transformation a été faite en calculant d'abord une courbe lissée par filtrage, et puis en prenant le rapport de la valeur mesurée à la valeur correspondante de la courbe théorique ajustée aux données (Fritts, 1976; Graybill, 1982). Cette procédure est nécessaire pour la réduction de l'influence de l'âge de l'arbre sur la chronologie (diminution de l'épaisseur des cernes avec l'âge) et l'augmentation du signal climatique qui contiennent les épaisseurs de cernes (Fritts, 1976; Cook *et al.*, 1989).

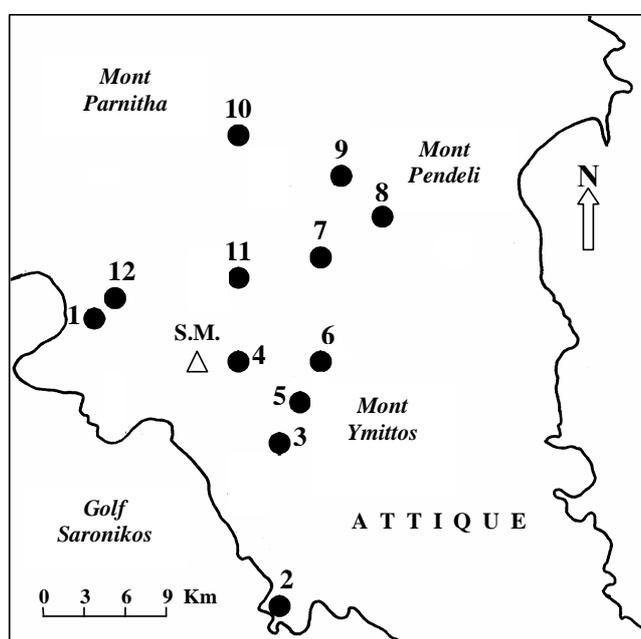


Figure 1. Carte d'Attique avec les sites (1-12) de provenance des données dendrochronologiques et la position de la station météorologique (S.M.) de l'Observatoire National d'Athènes.

Les données climatiques utilisées sont des séries de précipitations mensuelles (P), des températures moyennes maximales (Tmax), des températures moyennes minimales (Tmin) et des séries journalières des valeurs extrêmes des précipitations et des températures maximales et minimales de la station météorologique de l'Observatoire National d'Athènes. Les données couvrent la période des cernes analysés (1959-2000), ils ne contiennent pas de données manquantes et elles sont homogènes suivant le test Alexandersson (Alexandersson, 1986). En utilisant les données journalières, trois indices (1 pour la précipitation et 2 pour la température) sont calculés. La description des indices et le mode de calcul sont présentés dans le tableau 1. Il faut signaler que les indices choisis constituent des déciles des épisodes extrêmes des températures et des précipitations et cela pour être comparables et applicables dans toutes les localités dont des conditions climatiques sont différentes. Les séries chronologiques des indices calculés sont mensuelles pour toute la période de référence.

	Indice	Description	Calcul
Précipitation	Pq90	9 ^o décile précipitation (mm/jour)	Si R_{wv90} est le 9 ^{ème} décile des précipitations de jour de pluies pour l'année, l'époque ou le mois. L'indice s'exprime par la relation $Pq90=R_{wv90}$
Température	Txq90	9 ^o décile de la température maximale (°C)	Si $T90th$ est le 9 ^{ème} décile des températures maximales pour l'année, l'époque ou le mois. L'indice s'exprime par la relation $Txq90=T90th$
	Tnq10	1 ^o décile de la température minimale (°C)	Si $T10th$ est le 1 ^{ème} décile des températures minimales pour l'année, l'époque ou le mois. L'indice s'exprime par la relation $Tnq10=T10th$

Tableau 1. Description et calcul des indices des précipitations et des températures extrêmes.

Le calcul des relations cerne-climat a été faite à l'aide des fonctions de réponse (Fritts, 1976), en utilisant la méthode de la régression orthogonalisée - Bootstrap (Guiot, 1990, 1991; Guiot et Goeuru, 1996). Dans cette régression, la variable dépendante est la chronologie moyenne des indices de cernes et les variables explicatives les 24 paramètres climatiques mensuelles de la période 1959-2000, combinées: (P-Tmax), (P-Tmin), (Pq90-Txq90) et (Pq90-Tnq10). La période retenue pour chacun de ces paramètres est de 12 mois, du mois d'Octobre de l'année (n-1) précédant la saison de croissance du cerne à Septembre de l'année (n) de croissance du cerne. Cette période est généralement utilisée en dendroclimatologie en région Méditerranéenne (Serre-Bachet, 1985; Tessier, 1986; Papadopoulos *et al.*, 2001).

2. Résultats et discussion

Le tableau 2 présente les résultats statistiques des fonctions de réponse pour les 4 combinaisons de variables climatiques. La variance expliquée par la fonction de réponse est élevée ($80 \leq R^2 \leq 83$). Les valeurs les plus élevées de R^2 présentent les combinaisons avec les températures maximales et surtout celles des indices extrêmes (Txq90). La signification globale des fonctions de réponse calculées est toujours supérieure au niveau 99,9% sur les années de calibration, par contre, cette signification est plus faible sur les années de vérification (tab. 2). Les fonctions de réponse calculées sont globalement significatives, à un seuil 85-90%. Pourtant, en tenant compte des profils de fonction de réponse (Fig. 2) on distingue, pour quelques mois, des coefficients partiels de régression, significatifs à des niveaux supérieurs à un seuil fixé 90%.

Combinaisons de variables	R^2	Fc (%)	Fv (%)
(P-Tmax)	82	99,9	90
(Pq90-Txq90)	83		90
(P-Tmin)	81		85
(Pq90-Tnq10)	80		85

Tableau 2. Variance résiduelle (R^2) et signification des fonctions de réponse sur les années de calibration (Fc) et de vérification (Fv) pour les 4 combinaisons de variables climatiques.

Les profils de fonctions de réponse (fig. 2) pour toutes les combinaisons de variables climatiques montrent que l'épaisseur de cerne est corrélée positivement avec les précipitations mensuelles et les indices mensuels des précipitations extrêmes, et négativement avec les

températures moyennes maximales et minimales et les indices des températures extrêmes maximales et minimales. L'action positive des précipitations est plus forte durant la période hivernale, et surtout aux mois de novembre et janvier qui précèdent la formation du cerne, et aux mois de mars et avril de la période de formation de cerne. Les plus fortes relations inverses concernent les indices de températures maximales extrêmes durant les mois de mars et avril et les indices de températures minimales extrêmes durant les mois d'avril et août.

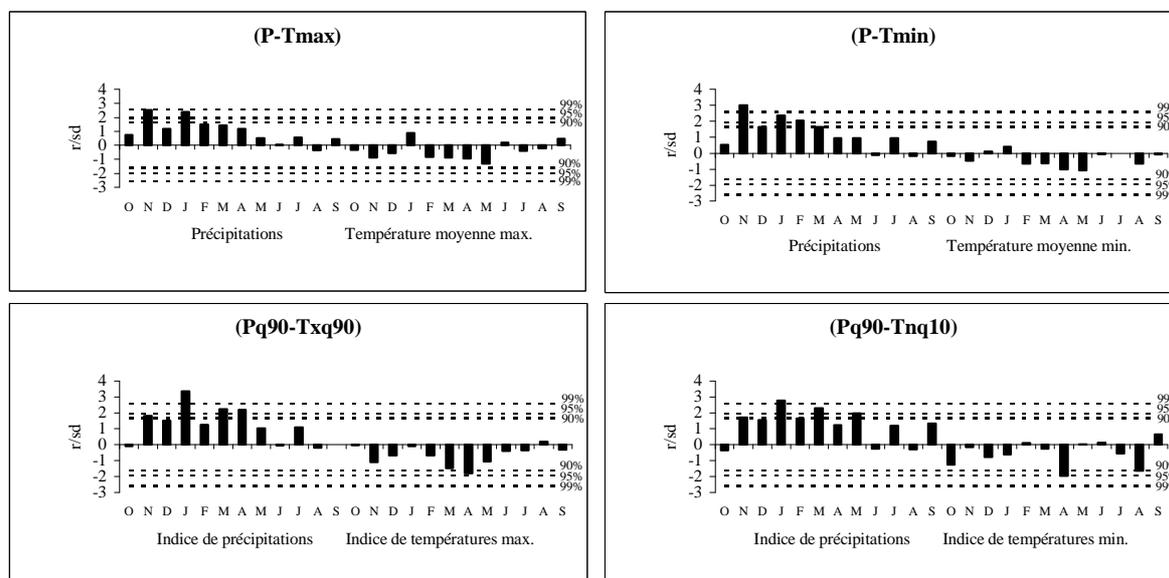


Figure 2. Profils de fonctions de réponse de la chronologie moyenne des indices d'épaisseur des cernes de la région d'Attique et de 24 régresseurs climatiques: (P-Tmax), (Pq90 – Txq90), (P-Tmin) et (Pq90 - Tnq10). Les lignes horizontales représentent le seuil de signification, r/sd est le rapport du coefficient de régression r et de l'écart type correspondant sd , (+) relation positive, (-) relation négative.

Par la comparaison des résultats il apparaît que les relations cerne-climat calculées en utilisant les indices des précipitations et des températures extrêmes sont similaires mais légèrement plus significatives à celles calculées avec les précipitations mensuelles et les températures moyennes maximales et minimales. Ceci est plus évident pour les températures maximales que les températures minimales. En général, les profils de fonctions de réponse montrent un rôle primordial des précipitations par rapport aux températures. Ceci a été également observé pour d'autres espèces de basses altitudes (Serre, 1976; Fritts, 1976; Schweingruber, 1988). En tenant compte des relations cerne-climat les plus significatives, il apparaît que les précipitations extrêmes de la période hivernale ont un rôle plus important dans la configuration de la largeur du cerne que les précipitations extrêmes du printemps. L'importance des précipitations extrêmes de la période hivernale avant le commencement de la formation des cernes peut s'interpréter par la nécessité de restitution des réserves hydriques du sol et du substrat lors de la phase de reprise de l'activité cambiale. L'action des précipitations durant la période de construction du cerne consiste en une utilisation immédiate de l'eau pour la réalisation des processus physiologiques et de l'activité cambiale. Durant la période de construction du cerne, les relations inverses des températures avec la croissance du pin d'Alep traduisent l'impact de ce facteur sur les processus physiologiques des arbres (respiration, transpiration) et son action sur les processus hydriques du milieu (humidité atmosphérique, et du sol, évaporation).

Conclusions

Les indices des précipitations extrêmes et des températures maximales et minimales extrêmes peuvent être utilisés comme les précipitations mensuelles et les températures moyennes maximales et minimales pour le calcul de relations cerne-climat du pin d'Alep. Les indices climatiques extrêmes donnent des résultats similaires mais légèrement plus significatifs que les valeurs moyennes, surtout les températures maximales extrêmes. Ceci peut être exploité pour déceler le rôle des précipitations et des températures extrêmes sur la formation du cerne du pin d'Alep. Dans ce cas, cette recherche constitue une première base pour l'analyse de l'influence des facteurs climatiques extrêmes sur la croissance du cerne de cette espèce en Grèce et en région Méditerranéenne.

Références bibliographiques

- Alexandersson H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, **6**, 661-675.
- Cook E., Briffa K., Shiyatov S., Mazepa V., 1989. *Tree-ring standardization and growth-trend estimation*. In: *Methods of dendrochronology. Applications in the environmental sciences*. Cook and Kairiukstis (eds), KluwerAcademic Pub., International Institute for Applied Systems Analysis, 104-123.3.
- Fritts H.C., 1976. *Tree-rings and climate*. Academic Press, London, 567 p.
- Graybill, D.A., 1982. Chronology development and analysis. . In: *Climate from tree rings*, Hughes et al. (eds), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 21-31.
- Guiot J., 1990. *Methods and programs of statistics for paleoclimatology and paleoecology. Quantification des changements climatiques: Méthodes et programmes, Monographie N° 1*. INSU, PNEDC, 253 p.
- Guiot J., 1991. The bootstrapped response function. Research report. *Tree-ring Bull.* **51**, 39-41.
- Guiot J. et Goeury C., 1996. PPPBase, a software for statistical analysis of paleoecological and paleoclimatological data. *Dendrochronologia* **14**, 295-300.
- Kaennel M., Schweingruber F. H., 1995. *Multilingual glossary of dendrochronology. Terms and definitions in English, German, French, Spanish, Italian, Portuguese, and Russian*. WSL/ FNP, Haupt, 467 p.
- Lev-Yadun S., Liphshitz N., Waisel Y., 1981. Dendrochronological investigations in Israel: *Pinus halepensis* Mill. The oldest living pines in Israel. *La Yaaran*, **31 (1-4)**, 49-52 and 2-8.
- Nicault A., Rathgeber L., Tessier L., Thomas A., 2001. Observation sur la mise en place du cerne chez le pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.): confrontation entre les mesures de croissance radiale, de densité et les facteurs climatiques. *Ann. For. Sci.* **58**, 769-784.
- Papadopoulos A.M., Serre-Bachet F., Tessier L., 2001 . Tree-ring to climate relationships of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.) in Greece. *Ecologia Mediterranea* **27 (1)**, 89-98.
- Rathgeber C., Misson L., Nicault A., Guiot J., 2005. Bioclimatic model of tree radial growth: application to the French Mediterranean Aleppo pine forest. *Tree Structure and Function*, **19**, 162-176.
- Schweingruber F. H., 1996. *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Birmensdorf, Swiss Federal Insitute for Forest, Snow and Landscape Research. Haupt. 609 p.
- Schweingruber F. H., 1988. *Tree rings basics and applications of dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers. 276 p.
- Serre-Bachet F., 1976. Les rapports de la croissance et du climat chez le pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.) 1. Méthodes utilisées, l'activité cambiale et le climat. *Oecol. Plant.*, **11**, 143-171.
- Serre-Bachet F., 1982. The mediterranean area. In: *Climate from tree rings*, Hughes et al. (eds), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 153-155.
- Serre-Bachet F., 1985. La dendrochronologie dans le bassin méditerranéen. *Dendrochronologia* **3**, 77-92.
- Serre-Bachet F., 1992. Les enseignements écologiques de la variation de l'épaisseur du cerne chez le pin d'Alep. *Forêt medit.*, **XIII (3)**, 171-176.
- Tessier L., 1986. Approche dendroclimatologique de l'écologie de *Pinus silvestris* L. et *Quercus pubescens* Willd. dans le Sud-Est de la France. *Acta Oecologica, Oecol. Plant.*, **7**, 339-355.

RESSOURCES ET CONTRAINTES CLIMATIQUES POUR LE DÉVELOPPEMENT DES ACTIVITÉS TOURISTIQUES ÉTUDE DE CAS, LES MONTS BUCEGI

PEHOIU Gica, MURĂRESCU Ovidiu et BREȚCAN Petre

*Université Valahia de T rgovi te, Faculté de Sciences Humaines,
str. Lt. Stancu Ion, nr. 34-36A, T rgovi te, jud. D mbovi a
gpehoiu@yahoo.com*

Résumé : *Les Carpates roumaines, par leurs caractéristiques climatiques, offrent la possibilité de pratiquer des activités touristiques pendant toute l'année. Les moyennes multiannuelles et mensuelles des principaux paramètres météorologiques ont des valeurs qui, dans l'ensemble, sont favorables au déroulement des activités touristiques. La beauté du paysage naturel qui est demeuré inaltéré, pour l'essentiel, l'existence du paysage anthropique, destiné au tourisme et aux loisirs, auxquels s'ajoutent le climat et l'infrastructure favorables, font des monts Bucegi le secteur touristique le plus attrayant de l'espace alpin roumain. L'influence des principaux facteurs météorologiques, ainsi que les ressources et contraintes du climat, seront analysées parallèlement au développement des activités touristiques dans les monts Bucegi.*

Mots clés : *climat, tourisme alpin, ressource, monts Bucegi*

Abstract: *The specific climate of the Romanian Carpathians, by means of its meteorological parameters, offers the possibility of carrying out tourist activities throughout the year. The multi-yearly and monthly averages of the main meteorological parameters have values that do not affect, on the whole, the carrying out of tourist activities. The beauty of the natural landscape, which is mostly still unmodified, the existence of the anthropic landscape, destined to tourism and leisure activities, to which we can add the favorable climate and infrastructure, turn Bucegi Mountains into the most attractive tourist area of the Romanian alpine area. The influence of the main meteorological factors, as well as the climatic advantages and disadvantages, will be analyzed in parallel with the possibility of developing tourist activities in Bucegi Mountains.*

Key words: *climate, alpine tourism, resource, Bucegi Mountains*

1. Introduction

1.1. Position géographique (figure 1)

Disposé en amphith atre, à l'extrémité orientale des Carpates méridionales, le massif Bucegi s'inscrit dans le paysage montagneux roumain avec une surface d'environ 300 km², délimitée au nord par la vallée R  noavei, à l'est par la vallée de la Prahova, au sud par les Subcarpates de Ialomi a, au nord-ouest et à l'ouest par le couloir Ruc r-Bran-Dragslavele et le massif Leaota. Son plus haut sommet, le mont Omu (2505 m), constitue le principal nœud orographique d'où se déploient deux alignements principaux : *le premier vers l'est*, qui domine le versant de Prahova, avec ses composants distincts (Co tila, Caraiman, Jepii Mari et Jepii Mici, Pietra Ars , Furnica, V ful cu Dor, V nturi u), tous ces sommets ayant des altitudes de plus de 2000 m ; *le deuxième vers l'ouest*, qui marque le versant Br nean, dominé par les cimes Doamnele, T taru, Luc cil , etc., avec des altitudes moindres (1800-2000 m).

1.2. Potentiel touristique dans le massif Bucegi – la Vallée supérieure de la Prahova

Les monts Bucegi, considérés comme l'attraction principale du tourisme alpin roumain, par la position et la beauté du paysage, les ressources touristiques naturelles et le domaine skiable, les aménagements techniques, la facilité d'accès, constituent l'une des zones des Carpates où la circulation est la plus intense. Ils constituent un paysage montagneux à part, avec des versants abrupts, presque verticaux, atteignant des hauteurs de plusieurs centaines de mètres, délimités par de grandes surfaces de roches sédimentaires, des vallées et des cirques glaciaires extrêmement pittoresques (la vallée et les horns de M l ie ti), des sommets hauts de plus de 2300 m, des crêtes et des pentes spectaculaires (V nturi u, Jepii Mari et Jepii Mici, Caraiman, etc.), des vallées sauvages à cascades (Url toarea, Caraiman, Valea Jepilor, Alb , etc.), la

vallée de la Ialomița, aux formes karstiques très attrayantes (Cheile Urșilor, Peșterii, Tătarului, Coteanului, Zănoagei, Orzei, Casada Doamnele, Mecetul Turcesc, Peștera Ialomiței), le plateau des Bucegi, à presque 2000 m, avec des larges prés alpins sur lesquels s'élèvent des formes d'érosion impressionnantes (le Sphinx et Babele/Les Vieilles), les lacs Scropoasa et Bolboci de la vallée de Ialomița, un domaine skiable étendu vers la vallée de la Ialomița ou vers la vallée de la Prahova, des trajets d'alpinisme encadrés à tous les niveaux de difficulté (256), des trajets touristiques comprenant un réseau dense de sentiers balisés et bien entretenus (environ 30), des réserves naturelles (la cave de la Ialomița aux formes karstiques, des forêts d'épicéas et de pins nains, une réserve floristique, une tourbière, une végétation alpine spécifique, etc.).

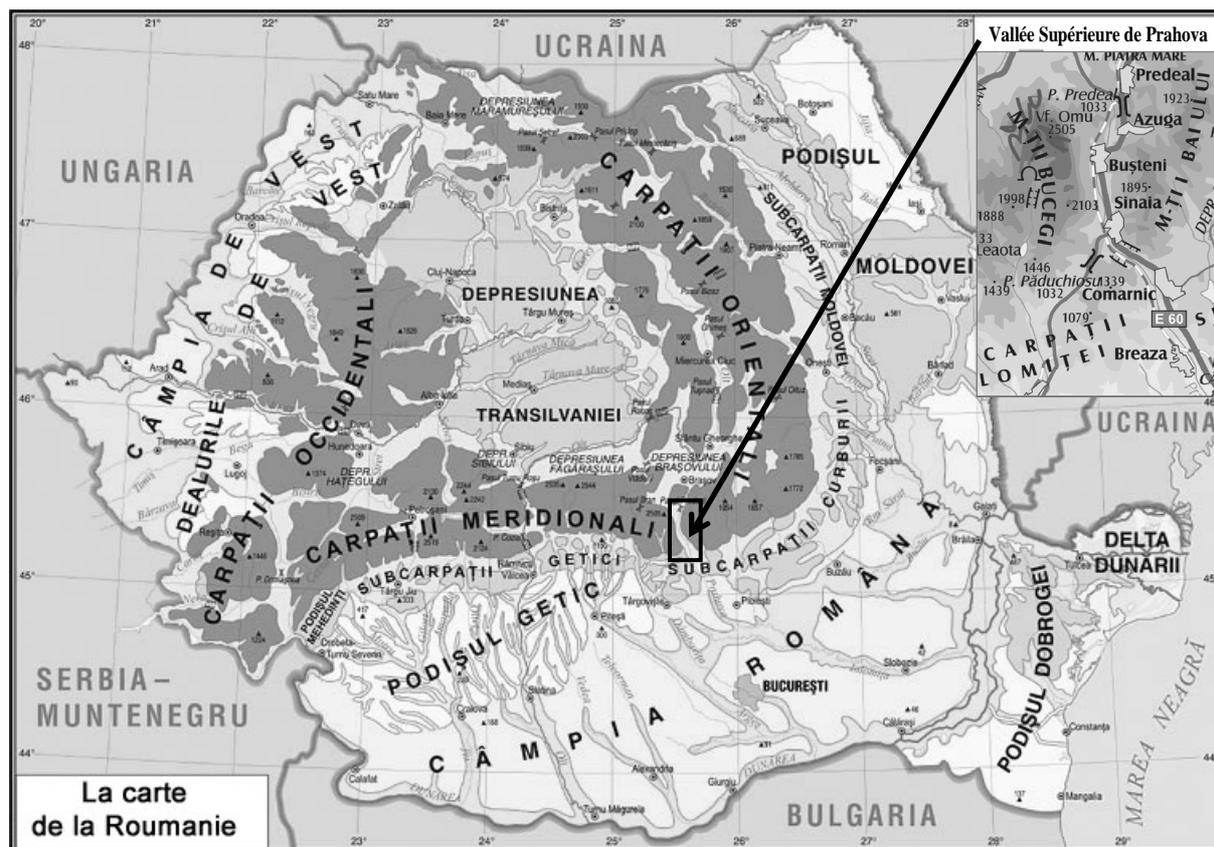


Figure 1 : La position des monts Bucegi et de la vallée supérieure de la Prahova sur la carte physique de la Roumanie.

Dans l'ensemble, les monts Bucegi et la vallée supérieure de la Prahova constituent une zone à potentiel touristique vraiment complexe, avec des paysages variés où l'on peut développer des activités touristiques très diversifiées (randonnées alpines, repos, récréation, connaissance, alpinisme et surtout pratique des sports d'hiver, notamment du ski), le tourisme alpin pour le ski représentant malgré tout l'attraction principale.

À l'échelle de la Roumanie, les sports d'hiver reposent sur l'existence d'un domaine skiable d'une surface de 374,3 ha, avec 71 pistes de ski alpin sur une longueur totale de 91 km, concentrées sur 16 départements et 20 massifs montagneux. Environ 63% de ce domaine skiable est situé dans les départements de Brașov, Prahova, Dâmbovița, où se trouvent aussi les stations de la zone que nous analysons (Sinaia, Bușteni, Azuga, Predeal, les plus connues et les plus fréquentées par les amateurs de sports d'hiver, qu'ils soient Roumains ou étrangers). Le domaine skiable des stations de la vallée de la Prahova bénéficie d'une série de dotations parmi lesquelles on peut mentionner : des pistes aménagées, des installations de transport sur

câble (téléphérique, télécabine, téléchaise, télési), des installations pour produire de la neige artificielle, etc., à quoi s'ajoutent des conditions climatiques exceptionnellement favorables à la pratique de ces sports (tableau 1).

Station	Nom de la piste	Degré de difficulté	Longueur	Dénivellation / inclinaison	Transport par câble	Vie nocturne	Neige artificielle
Sinaia	Carp	difficile	2500 m	585 m	télési, téléchaise, télécabine	-	-
	Drumul Vechi	facile	5000 m	400 m	télési, téléchaise, télécabine	-	-
	Poiana Stâniilor Regale	facile	250 m	40 m	télési, téléchaise	-	-
	Turistica	moyen	2800 m	460 m	télési, téléchaise, télécabine	-	-
	Valea Dorului	moyen	600 m	150 m	télési, téléchaise, télécabine	-	-
	Vânturiș	moyen	2900 m	600 m	télési, téléchaise, télécabine		
Bușteni	Gura Diham	facile	4000 m	-	-	-	-
	Silva	facile	400 m	50 m	-	-	-
	Kalinderul	moyen	1300 m	300 m / 37%	téléchaise	oui	-
	Valea Cerbului	difficile	1300 m	650 m	-	oui	oui
	Cabana Omu	difficile	1500 m	500 m	-	-	-
	Boncu	difficile	1600 m	600 m	-	-	-
	Coștila - Caraiman	difficile	400 m	250 m	-	-	-
	Babele - Peștera	moyen	3000 m	600 m	-	-	-
	Piatra Arsă	facile	300 m	60 m	-	-	-
	Valea Gaură	moyen	800 m	200 m	-	-	-
	Cabana Babele	facile	400 m	60 m	-	-	-
Azuga	Cazacu	moyen	400 m	116 m / 33,8%	télési	-	oui
	Sorica	moyen	2100 m	561 m / 29%	télési, téléchaise	oui	oui
Predeal	Clăbucet Plecare	moyen	2100 m	390 m / 20%	télési, téléchaise	-	-
	Clăbucet Sosire	facile	800 m	160 m / 20%	télési, téléchaise	oui	oui
	Clăbucet Variantă	facile	790 m	160 m / 20%	-	-	oui
	Clăbucet Școală	facile	200 m	30 m / 15%	-	-	-
	Cocoș	moyen	2250 m	394 m / 18%	télési, téléchaise	-	-
	Sub Teleferic	difficile	1200 m	350 m / 31%	télési	-	oui
	Sub Teleferic variantă	facile	670 m	45 m / 7%	-	-	-
	Trei Brazi	facile	300 m	50 m	-	-	-
	Orizont	facile	100 m	30 m	-	-	-
	Gârbova	facile	900 m	180 m	-	-	-
	Cioplea	facile	200 m	20 m	télési	-	-
Poliștoacă - Fond	facile	2500 m	90 m	-	-	-	

Tableau 1 : Pistes de ski et installations de transport sur câble dans les stations de la vallée de la Prahova.
Source : Ministère des Transports, des Constructions et du Tourisme de Roumanie, 2005.

2. Données et méthodes

Notre étude se base sur les observations météorologiques quotidiennes de la période 2000-2007, obtenues aux stations Vârful Omu (2505 m), Sinaia (1500 m) et Predeal (1090 m). Les données ont été transformées à l'aide des indices IS de Poulter (1962) et Ih de Hughes (1967), selon les relations

$$IS = 18 T + 0,167 I - 0,2 P + 320$$

$$\text{et } Ih = Tx + 0,045 I - 0,2 Pr$$

Dans la première, T désigne la température moyenne de l'air, I la durée d'ensoleillement et P la quantité de précipitations. Dans la seconde formule, Tx définit la température maximale moyenne, I la durée d'ensoleillement et Pr le nombre de jours de pluie. À partir de ces relations, on a mis en évidence une série de caractéristiques climatiques en fonction desquelles on peut évaluer le potentiel climatico-touristique de la saison chaude et de la saison froide, dans les monts Bucegi et la vallée supérieure de la Prahova.

3. Résultats

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
Vârful Omu	361,1	332,4	339,4	338,0	323,5	372,0	410,0	424,9	384,6	355,6	339,3	330,2
Sinaia	346,3	342,4	348,8	374,6	458,9	512,4	558,5	558,0	501,3	419,4	325,8	337,2
Predeal	334,7	338,0	348,8	409,1	496,1	548,9	603,4	582,7	518,8	430,0	341,4	338,8

Tableau 2 : Indice climatico-touristique IS de Poulter (1962) dans le massif Bucegi (années 2000-2007).

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
Vârful Omu	-1,7	-2,6	1,4	3,5	8,1	9,8	13,9	17,4	14,4	10,6	2,7	-1,8
Sinaia	3,6	3,4	8,1	10,3	17,6	21,3	25,6	26,5	20,3	15,4	7,2	4,1
Predeal	0,5	3,4	10,4	15,9	21,7	24,6	27,1	30,0	24,7	16,8	9,1	1,8

Tableau 3 : Indice climatico-touristique Ih de Hughes (1967) dans le massif Bucegi (années 2000-2007).

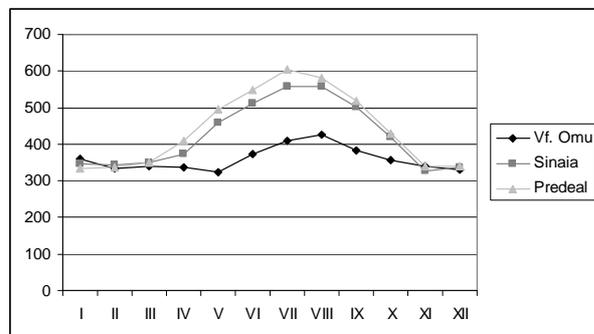


Figure 2 : Variabilité du potentiel climatico-touristique selon l'indice IS de Poulter (1962).

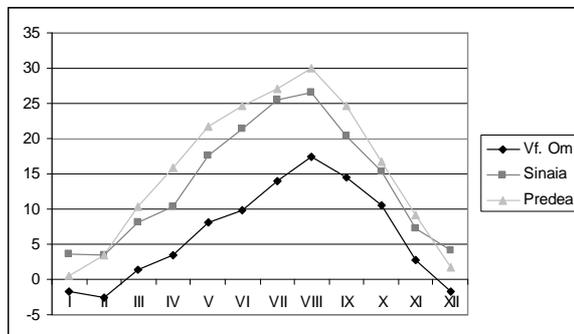


Figure 3 : Variabilité du potentiel climatico-touristique selon l'indice Ih de Hughes (1967).

De l'analyse du tableau 2 et de la figure 2, il ressort qu'en saison estivale, l'indice du potentiel climatico-touristique selon la formule de Poulter (1962) culmine en juillet et en août, avec valeurs qui varient généralement entre 400 et 600 points, ce qui est fort estimable compte tenu du fait qu'il s'agit d'une zone alpine et que l'altitude des stations météorologiques dont on a utilisé les données s'échelonne de 1090 à 2505 m. Pour la saison froide, les indices tombent autour de 300-350 points, ce qui s'avère favorable à la pratique des sports d'hiver (ski, luge, escalade sur glace, etc.). Ces valeurs sont dues à la fréquence des températures moyennes négatives, aux quantités de précipitations tombant sous forme solide et à la persistance de la couche de neige en fonction de l'altitude, de 120 à environ 180-200 jours/an. La formule de Hughes (1967) confère également à la région un potentiel climatico-touristique élevé pendant la période d'été, avec un certain prolongement sur le mois de septembre

(tableau 3 et figure 3). De même, des valeurs assez basses, favorables à la pratique des activités sportives hivernales, sont enregistrées de décembre à mars.

L'analyse en années successives, de 2000 à 2007, désigne comme ayant été particulièrement favorables aux activités touristiques d'été les années 2000 et 2002, où les quantités moyennes de précipitations sont restées relativement faibles, et pour les activités spécifiques de la saison froide les années 2005 et 2007, où les précipitations sous forme solide ont commencé dès la première décennie de novembre et ont été présentes jusqu'en mars, pour les stations alpines basses, et jusqu'en mai-juin aux altitudes supérieures à 1800 m.

En ce qui concerne les *phénomènes climatiques dangereux*, à effet négatif sur le développement des activités touristiques, nous pouvons mentionner :

- *les inversions de température*, qui se produisent pendant la saison froide, spécifiques des vallées étroites et des secteurs de gorges (Zănoagei, Orzei, Horoabei, Scropoasa), mais aussi du couloir de la Prahova. La période à inversions de température s'étend de septembre à mars, avec un maximum en décembre-janvier. Ce phénomène climatique est en pratique très important car, lorsqu'il se produit, on enregistre les températures les plus basses, ce qui risque d'affecter la santé de la population locale et celle des touristes concentrés sur l'axe de la Prahova et dans les stations alpines ;

- *le givre*, qui constitue lui aussi un facteur de risque pour les touristes pendant l'hiver, quand les aiguilles fines de glace cristallisent sur les blocs de roche (par exemple, sur le plateau des Bucegi) ou sur les installations de transport par câble dans la zone aménagée pour la pratique des sports d'hiver ;

- *le verglas*, caractéristique de la période la plus froide et qui affecte le trafic routier, donc l'activité touristique, surtout dans la vallée supérieure de la Prahova et sur les versants du massif Bucegi ;

- *le brouillard*, qui représente un risque climatique non négligeable pendant certaines périodes de l'année, variables en fonction de l'altitude. Dans la zone étudiée, on rencontre souvent des brouillards de type orographique ou des brouillards de pente, formés à la suite du refroidissement adiabatique de l'air qui s'élève sur les pentes du massif. Ce phénomène a un effet négatif sur la visibilité horizontale, qui se réduit à moins d'un kilomètre, et peut tomber à quelques mètres, ce qui perturbe inévitablement la circulation routière, et particulièrement les déplacements des touristes surpris sur divers trajets alpins ;

- *les tempêtes de neige*, phénomène météorologique résultant de l'interaction de deux éléments (la quantité de neige tombée et la vitesse du vent). Elles gênent le trafic routier ou ferroviaire, interrompent la distribution du courant électrique (notamment par rupture de câbles), perturbent les installations de transport pour les touristes, et affectent les structures d'accueil et d'hébergement, qui peuvent rester bloquées, isolées, quand les routes d'accès sont fermées. Les tempêtes de neige deviennent particulièrement préoccupantes lorsqu'elles se prolongent plusieurs jours et sont accompagnées par des chutes massives de neige, avec un retentissement majeur sur tous les types d'activités dans la vallée de la Prahova et dans les stations afférentes ;

- enfin, *les avalanches*, considérées comme un facteur de risque complexe pour le développement des activités touristiques, car elles peuvent conduire à la perte de vies humaines et à d'importants dégâts matériels. En ce sens, nous pouvons donner l'exemple des avalanches enregistrées dans la zone d'étude pendant la saison d'hiver 2005-2006 (tableau 4). Dans le massif Bucegi, ces phénomènes s'inscrivent parmi les événements les plus dangereux de la saison froide et ils représentent un véritable danger pour l'activité touristique. Dans la zone alpine, sur les versants situés à des altitudes de plus de 1800 m, la couche de neige est

formée de plaques superposées, entre lesquelles il y a des couches à cohésion et résistance faibles. Le risque de déclenchement accidentel d'une avalanche de plaque, au passage des skieurs ou des touristes, est dès lors élevé, surtout sur les versants exposés au sud-est, au sud et au sud-ouest.

Date	Massif	Nombre de victimes	Nombre de décès	Altitude/exposition	Type de déclenchement	Mode de déclenchement
18.01.2006	Bucegi / Morar	17	0	1800 m / NE	accidentel	skieur hors piste
28.01.2006	Bucegi / Pelișor	2	0	2000 m / SE	accidentel	skieur hors piste
28.01.2006	Bucegi / Morar	2	0	2300 m / E-NE	accidentel	skieur hors piste
29.01.2006	Bucegi / Valea Cerbului	3	1	2500 m / SE	accidentel	skieur hors piste
16.02.2006	Bucegi / Furnica	2	0	1900 m / SE	accidentel	skieur hors piste
17.02.2006	Bucegi / Furnica	1	0	1800 m / SE	accidentel	skieur hors piste
18.02.2006	Bucegi / Furnica	3	0	1800 m / SE	accidentel	skieur hors piste

Tableau 4 : Accidents d'avalanche enregistrés dans le massif Bucegi pendant la saison d'hiver 2005-2006.

Source : ANM – *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic 2005-2006 [Le bilan nivologique, la saison nivologique 2005-2006]*, București, 2006.

Conclusion

Une position géographique favorable et diverses particularités du relief, ainsi que des conditions météorologiques, sont les principaux facteurs qui influencent le développement de l'activité touristique, tant hivernale qu'estivale, des stations alpines. On commence à mieux comprendre la nature et l'intensité de leur influence sur la pratique des formes de tourisme spécifiques des deux saisons et, en même temps, leur lien avec la fréquentation plus ou moins forte des différentes stations. Parallèlement à celle des activités pratiquées et des infrastructures touristiques, l'analyse des éléments les plus importants du climat, sur la base des données enregistrées dans les trois stations météorologiques de la région (Sinaia, Predeal et Vârful Omu), transformés selon les deux formules de Poulter (1962) et de Hughes (1967), confirme bien la possibilité de développer le tourisme dans le secteur des monts Bucegi tout au long de l'année.

Références bibliographiques

***, 2000-2007 : *Date climatice obținute de la stațiile meteorologice Sinaia, Predeal și Vf. Omu* [Données climatiques obtenues des stations météorologiques de Sinaia, Predeal et Vârful Omu].

CANDEA M., ERDELI G., SIMON T., 2001 : *Potențialul turistic și turism* [Potentiel touristique et tourisme]. Editura Universității București, 286 p.

ERDELI G., ISTRATE I., 1996 : *Amenajări turistice* [Aménagements touristiques]. Editura Universității București, 162 p.

GLAVAN V., 2000 : *Turismul în România* [Le tourisme en Roumanie]. Editura Economică, București, 159 p.

HUGHES G.H., 1967 : Summers in Manchester. *Weather*, **22**, 199-200.

MURARESCU O., 2004 : *Resursele de apă din spațiul carpatic și subcarpatic dintre Dâmbovița și Prahova și valorificarea lor* [Les ressources en eau de l'espace carpatique et subcarpatique situé entre la Dâmbovița et la Prahova et leur valorisation]. Editura Transversal, Târgoviște, 211 p.

PEHOIU G., PEHOIU C., MURARESCU O., MURATOREANU G., SIMION T., BRETCAN P., 2007 : L'influence des facteurs climatiques sur la pratique des sports d'hiver en Roumanie. Étude de cas : la station de Sinaia (vallée de Prahova). In : *Climat, tourisme, environnement, XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie (Carthage, Tunisie)*, 465-470.

POULTER R.M., 1962 : The next few summers in London. *Weather*, **17**, 253-257.

EVOLUTION RÉCENTE DES VENTS DE SURCOTE SUR LES CÔTES DE LA MÉDITERRANÉE CENTRALE ET DE L'ADRIATIQUE

PIRAZZOLI Paolo Antonio¹, TOMASIN Alberto², ULLMANN Albin³

¹ CNRS-Laboratoire de Géographie Physique, 1 Place Aristide Briand, 92195-Meudon
e-mail : pirazzol@cnrs-bellevue.fr

² CNR-ISMAR & Università di Venezia, Italie
e-mail : tomasin@unive.it

³ CEREGE-UMR 6635, Aix-en-Provence
e-mail : ullmann@cerge.fr

Résumé : *Pour 40 stations marégraphiques des côtes françaises, italiennes et croates, il a été possible de comparer les cas de surcotes significatives avec le vent à proximité. Au cours des dernières décennies la fréquence des vents de surcote tend à s'accroître légèrement en Méditerranée centrale, mais à diminuer dans l'Adriatique. La vitesse des vents de surcote tend à diminuer un peu partout, sauf à proximité du delta du Rhône, où elle s'accompagne d'une augmentation de la fréquence et de la hauteur des surcotes.*

Mots-clés : *marégraphie, surcotes, vent, Méditerranée.*

Abstract: *Significant surges at 40 tide-gauge stations along the coasts of France, Italy and Croatia have been compared to wind measurements at nearby stations. The frequency of surge-related winds tends to slightly increase in the central Mediterranean, but to decrease in the Adriatic area during the last decades. The speed of surge-related winds tends to slightly decrease almost everywhere, except near the Rhone delta, where an increase in the frequency and the height of surges is observed.*

Key words: *tide-gauge measurement, surges, wind, Mediterranean.*

Introduction

Cette étude analyse les mesures horaires de hauteur d'eau provenant de 42 stations marégraphiques des côtes françaises, italiennes et croates (fig. 1). La détermination de la marée astronomique dans chaque station et sa déduction des hauteurs observées ont permis de déterminer les valeurs horaires des surcotes et des décotes, qui constituent les composantes météorologiques de la marée mesurée. La hauteur des surcotes extrêmes dépasse généralement l'amplitude de la marée astronomique et peut provoquer l'inondation des zones littorales basses.

Résultats

Pour 40 des 42 stations marégraphiques étudiées, il a été possible de comparer les cas de surcotes les plus significatifs avec les enregistrements tri-horaires du vent (direction et vitesse) mesurés dans des stations météorologiques à proximité. Les stations marégraphiques et météorologiques disponibles, les surcotes maximales mesurées et les années de mesures sont synthétisées dans le tableau 1.

Les vents de surcote soufflent généralement depuis des directions variables, qui favorisent l'accumulation de l'eau de mer vers la côte, en fonction de la topographie et de l'exposition locale.

Pour l'Adriatique, les directions prédominantes du vent, mesurées dans chaque station météorologique au moment ou pendant les cinq heures précédant des pics de surcote de hauteur significative dans chaque station, sont synthétisées dans le tableau 2.

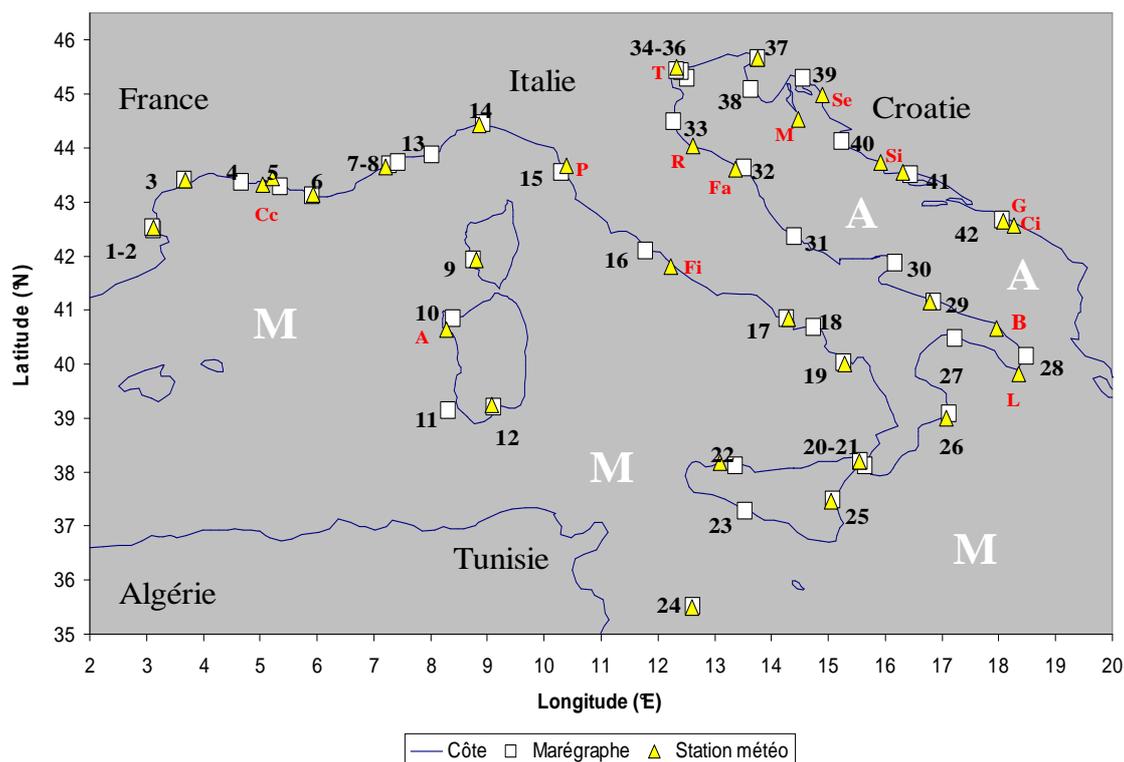


Figure 1. Localisation des stations marégraphiques utilisées : 1 : Banyuls; 2 : Port-Vendres; 3 : Sète; 4 : Grau-de-la-Dent; 5 : Marseille; 6 : Toulon; 7 : Nice; 8 : Monaco; 9 : Ajaccio ; 10 : Porto Torres ; 11 : Carloforte ; 12 : Cagliari; 13 : Imperia ; 14 : Genova ; 15 : Livorno ; 16 : Civitavecchia ; 17 : Napoli ; 18 : Salerno ; 19 : Palinuro ; 20 : Reggio Calabria ; 21 : Messina ; 22 : Palermo ; 23 : Porto Empedocle ; 24 : Lampedusa ; 25 : Catania ; 26 : Crotone ; 27 : Taranto ; 28 : Otranto ; 29 : Bari ; 30 : Vieste ; 31 : Ortona ; 32 : Ancona ; 33 : Ravenna ; 34 : Punta della Salute (Venise) ; 35 : Diga Sud Lido ; 36 : Plate-forme océanogr. ; 37 : Trieste ; 38 : Rovinj ; 39 : Bakar ; 40 : Zadar ; 41 : Split ; 42 : Dubrovnik.

Localisation des stations météorologiques (lorsque le nom de leur site diffère de celui du marégraphe) : A : Alghero ; B : Brindisi ; Cc : Cap Couronne ; Ci : Cilipi ; Fa : Falconara ; Fi : Fiumicino ; G : Gorica ; L : Leuca ; M : Mali Losinj ; P : Pisa ; R : Rimini ; Se : Senj ; Si : Sibenik.

M = Méditerranée ; A = Adriatique.

On peut observer que les directions du vent mesurées à une latitude plus élevée que (et parfois égale à) celle de la station marégraphique ne sont généralement pas déterminantes pour provoquer des surcotes au niveau local, alors que le vent mesuré plus au sud est généralement corrélatif avec les surcotes. En effet, du fait de la forme allongée et semi-fermée du bassin adriatique, qui ne communique avec le reste de la Méditerranée que par un détroit peu profond, les vents méridionaux tendent à accumuler de l'eau vers la partie septentrionale du bassin. Ces vents et en particulier le sirocco (SE), qui souffle selon l'axe longitudinal de l'Adriatique, sont canalisés entre les Apennins et les Alpes Dinariques et sont donc décisifs pour provoquer des surcotes importantes dans l'ensemble du bassin et surtout dans les golfes de Venise et de Trieste, d'où il n'y a pas de sortie possible.

Marégraphes N° (Fig. 1), Nom (années disponibles) (Station météo littorale la plus proche)	Lat. N	Long. E	Surcote maximale (cm)	Années de mesures météo disponibles
1, Banyuls (1967-74) (Port-Vendres)	42,48	3,13	61	1949-2004
2, Port-Vendres (1983-97) ^a	42,52	3,11	64	„

2, Port-Vendres (1981-83)	42,52	3,11	59	„
3, Sète (1996-2001)	43,40	3,70	81	1949-2004
3, Sète (1986-99) ^a	43,40	3,70	114	„
4, Grau-de-la-Dent (1979-95) ^b (<i>Cap Couronne</i>)	43,36	4,67	95	1961-2004
5, Marseille 1985-86, 1998-2002	43,28	5,35	93	1950-2006
6, Toulon (1961-68, 1973, 1981-82, 1984, 1991-2002)	43,12	5,92	37	1949-2004
7, Nice (1981-82, 1984-85, 1998-2002)	43,70	7,27	34	1950-2006
8, Monaco (1960-63, 1981-83, 1999-2002) (<i>Nice</i>)	43,73	7,42	34	„
9, Ajaccio (1981-2002)	41,93	8,76	37	1949-2006
10, Porto Torres (1998, 2000-06) (<i>Alghero</i>)	40,84	8,40	35	1951-96, 2000-06
11, Carloforte (1998-2006) (<i>Cagliari</i>)	39,14	8,31	45	1951-96, 2000-06
12, Cagliari (1998-2006)	39,21	9,11	41	„
13, Imperia (1998-2006) (<i>Nice, Genova</i>)	43,87	8,02	43	1950-2006
14, Genova (Gênes) (1998-2006)	44,44	8,93	47	1962-96, 2000-06
15, Livorno (Livourne) (1998-2005) (<i>Pisa</i>)	43,55	10,30	56	1951-96, 2000-06
16, Civitavecchia (1998-2006) (<i>Fiumicino</i>)	42,09	11,79	44	1958-96, 2000-06
17, Napoli (Naples) (1998-2006)	40,84	14,27	37	1951-96, 2000-06
18, Salerno (1998-2006) (<i>Napoli</i>)	40,67	14,75	50	„
19, Palinuro (1999-2006)	40,03	15,27	34	1951-96, 2000-06
20, Reggio Calabria (1998-2006) (<i>Messina</i>)	38,12	15,65	48	1951-96, 2000-06
21, Messina (1998-2006)	38,19	15,56	42	„
22, Palermo (1998-2006)	38,12	13,37	37	1960-96, 2000-06
23, Porto Empedocle (1998-2006)	37,28	13,53	44	
24, Lampedusa (1998-2005)	35,44	12,60	52	1959-1990
25, Catania (Catane) (1998-2006)	37,49	15,09	44	1951-57, 2000-06
26, Crotone (1998, 2000-06)	30,07	17,13	37	1951-54, 2000-04
27, Taranto (1999-2005) (<i>Crotone, Leuca</i>)	40,47	17,22	46	1951-96, 2000-06
28, Otranto (1966-68, 1999-2006) (<i>Leuca</i>)	40,15	18,49	50	„
29, Bari (1999-2006)	41,14	16,86	47	1951-66, 2000-06
30, Vieste (1998-2006) (<i>Brindisi</i>)	41,87	16,18	56	1951-96, 2000-06
31, Ortona (1998-2006)	42,36	14,41	64	
32, Ancona (1998-2006) (<i>Falconara</i>)	43,62	13,51	73	1960-96, 2000-06
33, Ravenna, (1966-68, 1998-2006) (<i>Rimini</i>)	44,49	12,28	89	1951-96, 2000-06
34, Punta della Salute (Venise) (1940-2006) (<i>Tessera</i>)	45,43	12,33	182	1961-96, 2000-06
35, Diga Sud Lido (1968-2006) (<i>Tessera</i>)	45,42	12,42	129	„
36, Plate-forme océanogr. (1974-92, 1994-2006) (<i>Tessera</i>)	45,30	12,51	108	„
37, Trieste (1939-2006)	45,65	13,76	168	1951-96, 2000-06
38, Rovinj (1966-68, 1970-2005) (<i>Senj, Mali Losinj</i>)	45,08	13,63	129	2000-04
39, Bakar (1966-69, 1983, 1986-89, 1994) (<i>Senj</i>)	45,30	14,55	112	2000-04
40, Zadar (1991, 1994-2005) (<i>Sibenik</i>)	44,12	15,23	71	2000-04
41, Split (1966-68, 1971-2005)	43,51	16,44	68	1982-96, 2000-04
42, Dubrovnik (1966-68, 1971-2005) (<i>Gorica, Cilipi</i>)	42,66	18,06	71	2000-04

^a Données du SMNLR, digitalisées par A. Ullmann. ^b Données des Salins du Midi : mesures quotidiennes de 1905 à 1978 et depuis 1996, mesures horaires de 1979 à 1995 (digitalisation par S. Suanez et A. Ullmann).

Tableau 1. Liste des enregistrements marégraphiques horaires et des mesures météorologiques tri-horaires ou sexte-horaires disponibles. Lorsque la station météorologique utilisée comme référence porte un nom différent de la station marégraphique, ce nom est indiqué en italique.

Directions du vent à :	Surcotes horaires à :		37. Trieste ≥80 cm	35. Diga Sud Lido ≥80 cm	38. Rovinj ≥70 cm	39. Bakar ≥70 cm	33. Ravenna ≥50 cm	40. Zadar ≥40 cm	32. Ancona ≥50 cm	41. Split ≥50 cm	31. Ortona ≥40 cm	42. Dubrovnik ≥50 cm	30. Vieste ≥40 cm	29. Bari ≥40 cm	28. Otranto ≥30 cm
	Latitude	Surcotes													
Trieste	45,65	50-190°	d.n.s.	50-140°	50-140°	d.n.s.	d.n.s.	30-130°	30-130°	d.n.s.	30-130°	30-180°	d.n.s.	30-120°, 340°	20-80°
Tessera	45,50	d.n.s.	d.n.s.	30-140°	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	10-70°	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	10-80°, 260-290°	d.n.s.	d.n.s.
Senj	44,98	130-180°	----	130-180°	140-190°	----	d.n.s.	d.n.s.	10-180°	d.n.s.	100-190°	10-160°	d.n.s.	10-110°	d.n.s.
Mali Losinj	44,53	140-180°	----	140-150°	140-150°	----	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.
Rimini	44,03	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.
Sibenik	43,73	120-140°	----	130-140°	110-130°	----	100-170°	100-170°	80-170°	100-180°	30-170°	110-170°	d.n.s.	110-170°	d.n.s.
Falconara	43,62	130-200°	d.n.s.	130-200°	130-220°	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	d.n.s.	20-70°, 280-300°	d.n.s.	d.n.s.
Split	43,53	100-150°	100-150°	90-170°	90-160°	120-190°	100-130°	90-170°	20°, 100-170°, 260°	80-160°	d.n.s.	110-180°, 260°	d.n.s.	100-140°, 260°	d.n.s.
Dubrovnik	42,65	110-150°	110-150°	130-160°	100-160°	----	100-180°	100-180°	100-180°	120-180°	100-200°	30°, 120-190°	120-180°, 340°	120-180°	d.n.s.
Gorica	42,57	120-170°	120-170°	120-170°	120-150°	----	80-180°	110-230°	100-180°	90-170°	90-180°	110-180°	110-180°, 320°	110-180°	d.n.s.
Cilipi	41,13	130-200°	130-200°	50, 140-180°	130-190°	150-200°	140-220°	130-230°	130-220°	130-220°, 350°	120-220°	130-240°	150-310°	130-220°	d.n.s.
Bari	40,65	110-190°	110-190°	110-180°	110-180°	130-190°	130-190°	130-230°	140-210°	140-210°	140-230°	140-240°	140-230°	150-230°	d.n.s.
Brindisi	39,82	110-190°	110-180°	110-180°	110-180°	130-210°	130-240°	130-240°	140-240°	120-250°	120-250°	140-250°	130-240°	160-250°	d.n.s.
Leuca															d.n.s.

d.n.s. = distribution non significative (i.e. les directions prédominantes (>75%) des vents de surcote couvrent une étendue >180°)

Tableau 2. Directions du vent prédominantes dans les stations météorologiques de l'Adriatique (listées par latitude décroissante) au moment ou peu avant des surcotes égales ou supérieures à certains niveaux dans des stations marégraphiques. Les directions indiquées en gras correspondent à des mesures de vent effectuées à une latitude inférieure à celle du marégraphe.

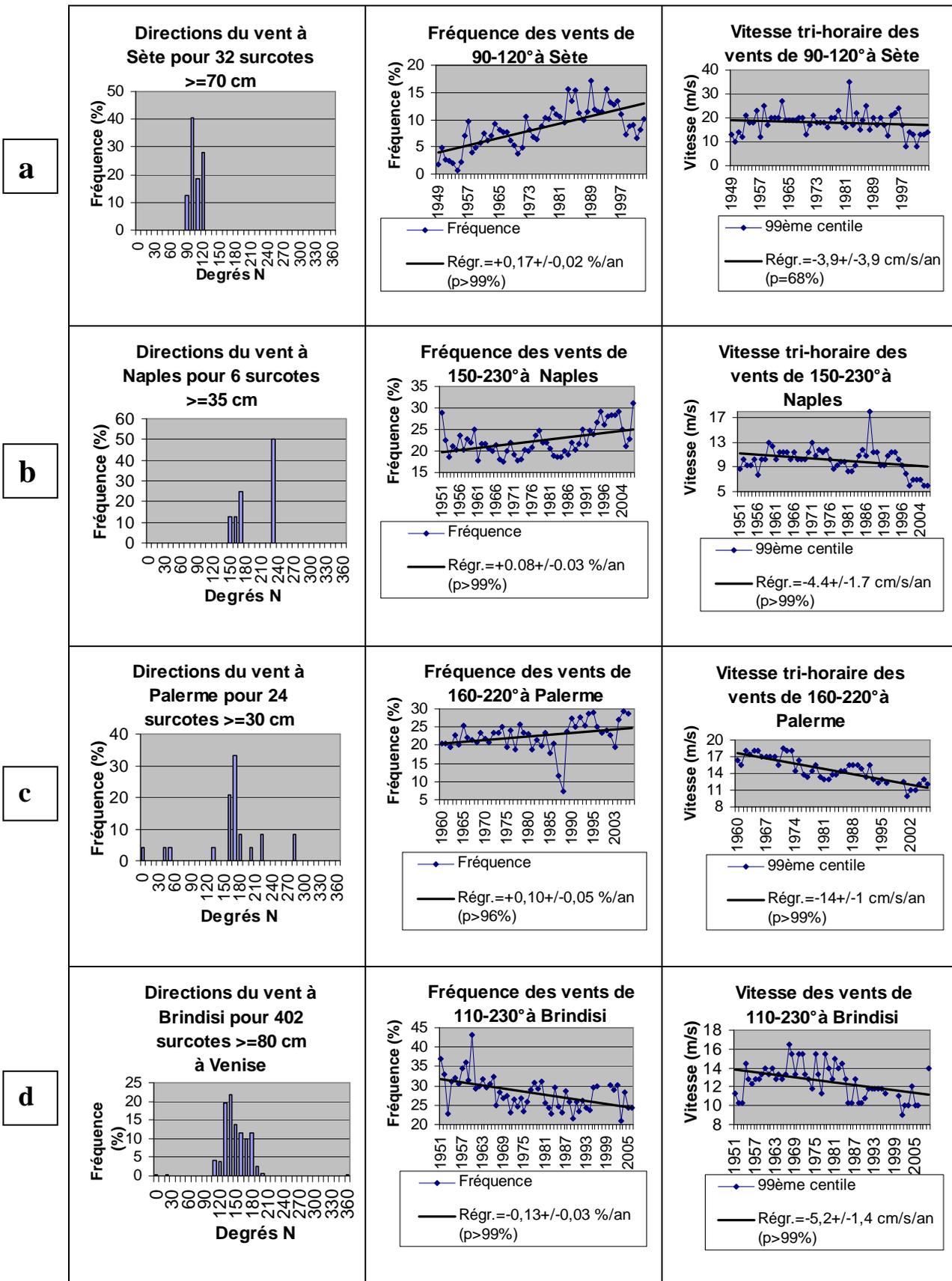


Figure 2. Tendances récentes des vents de surcote pour les marégraphes de Sète, Naples (Napoli), Palerme (Palermo) et Venise (Punta della Salute).

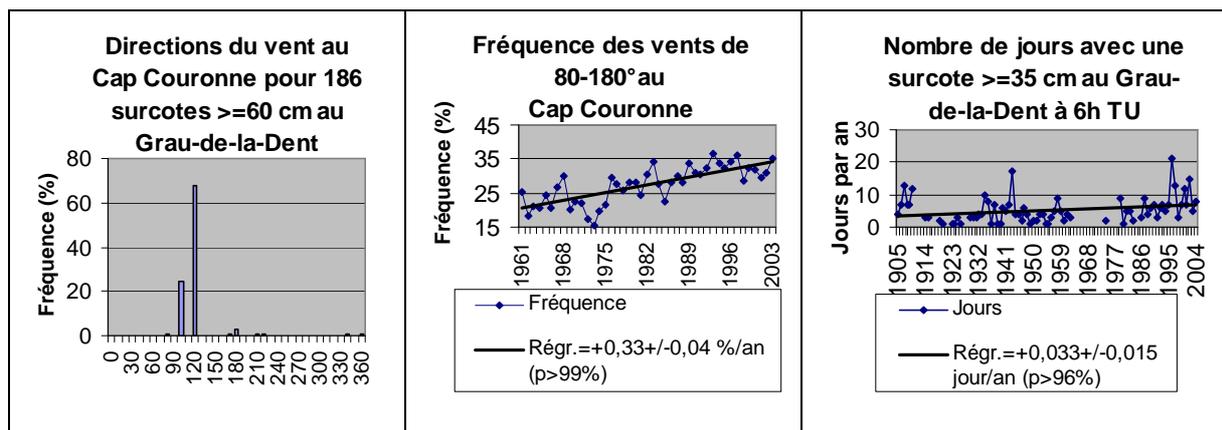


Figure 3. Évolution de la fréquence des surcotes et des vents qui les provoquent au Grau-de-la-Dent.

Ainsi à Trieste (tab. 2) les surcotes ≥ 80 cm peuvent être mises en corrélation avec des vents de SE dans toutes les stations situées plus au sud, alors que la composante de NE mesurée localement ne contribue pas à la surcote. De même, à Diga Sud Lido et à Rovinj, seulement les vents mesurés plus au sud contribuent à la surcote locale, alors que les vents mesurés à Trieste et à Tessaera ne sont pas significatifs (Pirazzoli et Tomasin, 2008).

La fréquence des vents de surcote tend à s'accroître légèrement presque partout en Méditerranée centrale depuis un demi-siècle, aussi bien sur les côtes méditerranéennes françaises (Pirazzoli, 2007) qu'italiennes ; par exemple à Sète, à Naples et à Palerme, où les tendances sont particulièrement nettes (fig. 2a,b,c) ; les tendances ont été déterminées par des régressions linéaires dont la pente a été comparée à l'écart type (σ) pour estimer sa signification statistique. σ évalue la possibilité d'une pente différente de zéro avec une probabilité de 68% (ou $1,96\sigma$ donne $p=95\%$; $2,58\sigma$ donne $p=99\%$).

Dans l'Adriatique, par contre, cette fréquence semble diminuer légèrement (fig. 2d). Quant à la vitesse des vents de surcote, le 99^{ème} centile annuel des mesures montre un peu partout une tendance à la diminution, qui devient parfois nette en Méditerranée centrale, sauf à proximité du delta du Rhône (Ullmann et al., 2007), où son accroissement s'accompagne d'une augmentation de la fréquence et de la hauteur des surcotes (fig. 3).

Le risque d'inondation littorale risque naturellement de s'aggraver si les surcotes s'additionnent à un niveau moyen de la mer plus élevé. Or, non seulement la montée du niveau global de l'océan s'est récemment accélérée (Pirazzoli et Tomasin, 2008 ; Pirazzoli 2008) mais, d'après les modèles climatiques, cette accélération risque de se poursuivre et de s'aggraver au cours du XXI^{ème} siècle.

Références bibliographiques

Pirazzoli P.A., 2007. *Projet DISCOBOLE – Rapport final*. CNRS –UMR N°8591, Meudon, 241 p. (également sur internet : <http://discobole.cetmef.equipement.gouv.fr/discobole>).

Pirazzoli P.A. et Tomasin A., 2008. Sea level and surges in the Adriatic Sea are : recent trends and possible near-future scenarios. *Atti Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti* (sous presse).

Pirazzoli P.A., 2008. Les variations actuelles du niveau de la mer : une mise à jour. In : *Ouvrage d'hommage à Roland Paskoff*. L'Harmattan, collection Milieux et sociétés (en préparation).

Ullmann A., Pirazzoli P.A. et Tomasin A., 2007. Sea surges in Camargue : Trends over the 20th century. *Continental Shelf Research*, **27** : 922-934.

APPORT DE LA CLASSIFICATION DE HESS-BREZOWSKY POUR LA TYPOLOGIE DES TYPES DE CIRCULATIONS PLUVIOGÈNES HIVERNALES EN BRETAGNE OCCIDENTALE

PLANCHON Olivier, QUÉNOL Hervé, CORGNE Samuel

COSTEL LETG, UMR6554 CNRS, FR CAREN, Univ. Rennes-2, Pl. R. H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex.

E-mail : olivier.planchon@uhb.fr, herve.quenol@uhb.fr, samuel.corgne@uhb.fr

Résumé : *La méthode de classification de Hess-Brezowsky a été utilisée pour identifier les types de circulations pluvio-gènes en hiver sur le bassin-versant du Scorff, en Bretagne occidentale. Les résultats confirment l'importance de la part des précipitations liées aux circulations de sud à ouest, y compris en se limitant aux précipitations quotidiennes supérieures ou égales à 20 mm. L'étude des fortes précipitations fait aussi ressortir d'importants contrastes spatiaux dépendant du type de circulation dominant. L'exposition du bassin est favorable à l'exacerbation des précipitations sur les stations intérieures lors, notamment, des épisodes à circulations de sud ou de sud-ouest.*

Mots-clés : *Types de circulations, classification, précipitations hivernales, Bretagne.*

Abstract: *The Hess-Brezowsky classification was used to identify the rainy air-circulation types in winter over the Scorff watershed in western Brittany. The results confirm the prevailing ratio of precipitation associated with southerly and westerly circulation types, taken daily rainfall of at least 20 mm into account too. The study of heavy rainfall shows a contrasted spatial distribution depending on the prevailing circulation type. The watershed exposure allows a rainfall enhancement on the inland stations during events with southerly or southwesterly circulation types.*

Key words: *Circulation types, classification, winter precipitation, Brittany.*

Introduction

Dans les régions d'agriculture intensive telle la Bretagne, les changements à court terme d'utilisation et d'occupation du sol représentent un enjeu clé pour les processus de transfert hydrologique. En effet, la présence de parcelles de sol nu ou peu végétalisées durant les hivers pluvieux favorise l'intensification des flux de polluants (nitrates, pesticides, etc...) dans les cours d'eau. Sur le bassin-versant du Scorff, fleuve côtier de Bretagne occidentale, les responsables locaux pour l'aménagement du territoire ont concentré leur attention sur l'utilisation et l'occupation du sol hivernale car il s'agit d'une période de transition dans le cycle culturel de la région, et sensible du point de vue climatique. Le bassin du Scorff est soumis à un régime pluviométrique de type tempéré océanique à maximum pluviométrique de saison froide. L'augmentation des précipitations hivernales constatée en Europe de l'Ouest depuis les dernières décennies du XX^e siècle (Mayes, 1996 ; Kiely, 1999) constituent donc un enjeu environnemental important, si cette tendance se confirme au XXI^e siècle dans le contexte du changement climatique. Les résultats présentés dans cet article s'inscrivent ainsi dans le cadre d'un projet soutenu par la Fondation MAIF sur « *les risques climatiques liés aux changements en cours dans la dynamique des masses d'air sur l'Europe occidentale* ». Le poids des contraintes climatiques sur le bassin versant du Scorff a été abordé par l'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations durant les quatre hivers de la période 2000-2004, représentatifs de différentes structures et dynamiques spatiales d'utilisation et d'occupation du sol dans la région (Corgne *et al.*, 2002 et 2007). Ce travail a consisté d'une part à identifier précisément les types de circulations atmosphériques générant des précipitations abondantes et d'autre part de caractériser les hivers pluvieux en fonction de la fréquence d'apparition des types de circulations.

1. Méthodes et données

La méthode de classification des types de circulations atmosphériques de Hess-Brezowsky (Hess et Brezowsky, 1952) a été utilisée afin de calculer les quantités et les proportions de précipitations pour chaque type de circulation, notamment pour la station de référence de Lorient. Cette méthode est fréquemment utilisée pour caractériser la circulation atmosphérique et sa variabilité sur l'Océan Atlantique Nord et l'Europe. Plusieurs références sont citées notamment par Gerstengarbe et Werner (2005) et par Kyselý et Huth (2006). La méthode de Hess et Brezowsky est fondée sur le champ de pression au niveau de la mer et le géopotential à 500 hPa au-dessus de l'Océan Atlantique Nord et de l'Europe. La classification identifie 29 types de circulations ou GWL (*Grosswetterlagen*), regroupés en trois classes principales (zonal, mixte et méridien) ou en cinq grands types (GWT ou *Grosswettertypen*, utilisés dans cet article). Le catalogue des GWL quotidiens a déjà été utilisé pour diverses études statistiques de fréquence, persistance et probabilité de transition entre les GWL (Bárdossy et Caspary, 1990 ; Klaus, 1993). Bárdossy et Caspary (1990) ont montré, en utilisant cette méthode, que l'augmentation des précipitations hivernales constatée à la fin du XX^e siècle était liée à une fréquence plus élevée des types de circulations d'ouest sur l'Europe. Des observations détaillées intégrant les variations spatiales ont été effectuées sur le bassin-versant du Scorff, (fig. 1), en comparant la station sub-littorale de Lorient à deux stations situées plus à l'intérieur (Plouay : altitude 138 m, distance/côte 22 km et Plouray : altitude 205 m, distance/côte 44 km).

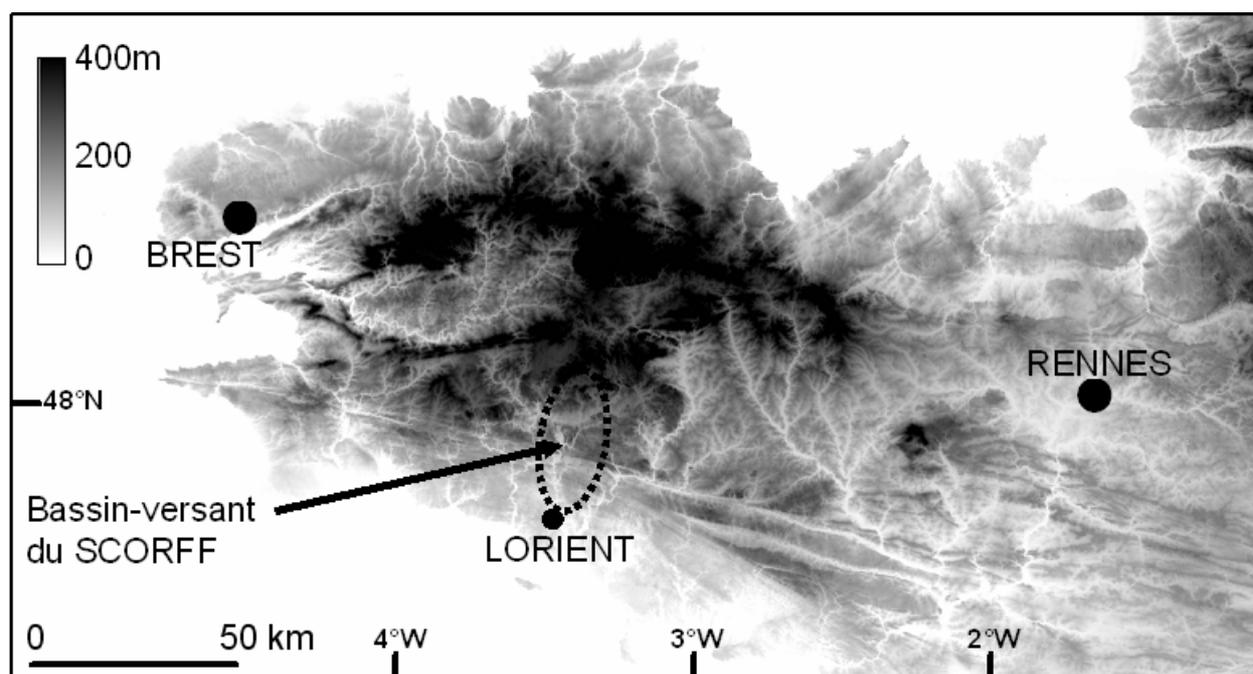


Figure 1. Localisation du bassin-versant du Scorff en Bretagne. Fond de carte (MNT) tiré de *Global Land Cover Facility*, www.landcover.org.

Le bassin-versant du Scorff couvre 482 km² et son exposition sud à sud-ouest le soumet fortement aux influences pluviogènes des systèmes perturbés d'origine atlantique, aggravées par la topographie accidentée de sa partie amont : alors que les précipitations moyennes annuelles sont inférieures à 800 mm sur le littoral, elles excèdent 1200 mm sur les Montagnes Noires en bordure nord du bassin (Kessler et Chambrad, 1986 ; Lebourgeois *et al.*, 2006). Les données de précipitations quotidiennes de la période étudiée (2000-2004) ont été obtenues par la *Climathèque* (base de données de Météo-France). Les calculs effectués sur les

précipitations quotidiennes ont porté sur l'ensemble des données pluviométriques, mais aussi spécialement sur les précipitations quotidiennes supérieures ou égales à 20 mm. Le seuil de 20 mm est généralement retenu en Bretagne pour la diffusion des bulletins d'alerte aux crues.

2. Résultats

Durant la période 2000-2004, environ trois quarts des précipitations quotidiennes à Lorient ont été associées à des circulations de sud et d'ouest (fig. 2a), incluant ainsi les types de circulations les plus pluvio-gènes en saison froide sur l'Europe de l'Ouest (Barrow et Hulme, 1997). Ces deux GWT ont généré des cumuls mensuels de précipitations d'environ 100 mm en octobre, novembre et janvier (fig. 2b).

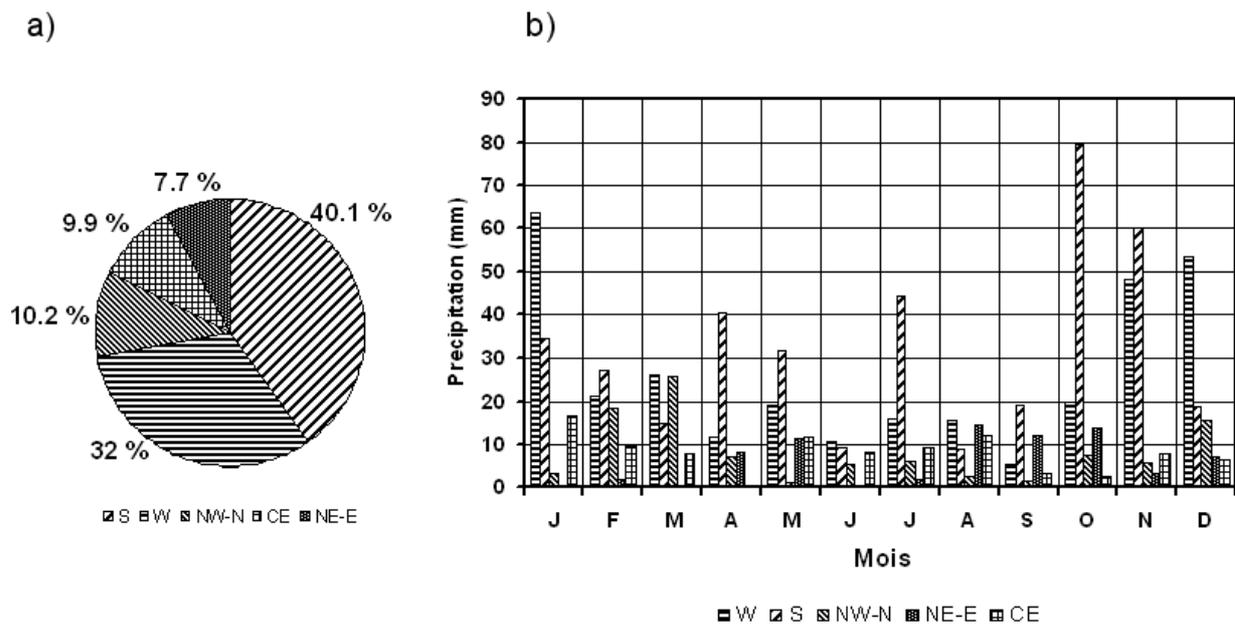


Figure 2. Parts relatives (a) et quantités (b) de précipitations à Lorient pour chaque GWT (période 2000-2004). W : circulations d'ouest, S : circulations de sud, NW-N : circulations de nord-ouest et de nord, NE-E : circulations de nord-est et d'est, CE : centre d'action sur l'Europe centrale.

Des différences ont été observées d'un hiver à l'autre, malgré la courte période de référence. Alors que les précipitations des mois les plus arrosés de la saison froide 2002-2003 (novembre, décembre et janvier) ont été largement associées à des types de circulation d'ouest, celles de la saison froide remarquablement arrosée 2000-2001 ont été essentiellement liées à des types de circulation de sud et d'ouest. Ainsi 63,2 % des précipitations étaient associées à des circulations de sud durant l'hiver 2000-2001 alors que 62,2 % étaient associées à des circulations d'ouest durant l'hiver 2002-2003. (fig. 3)

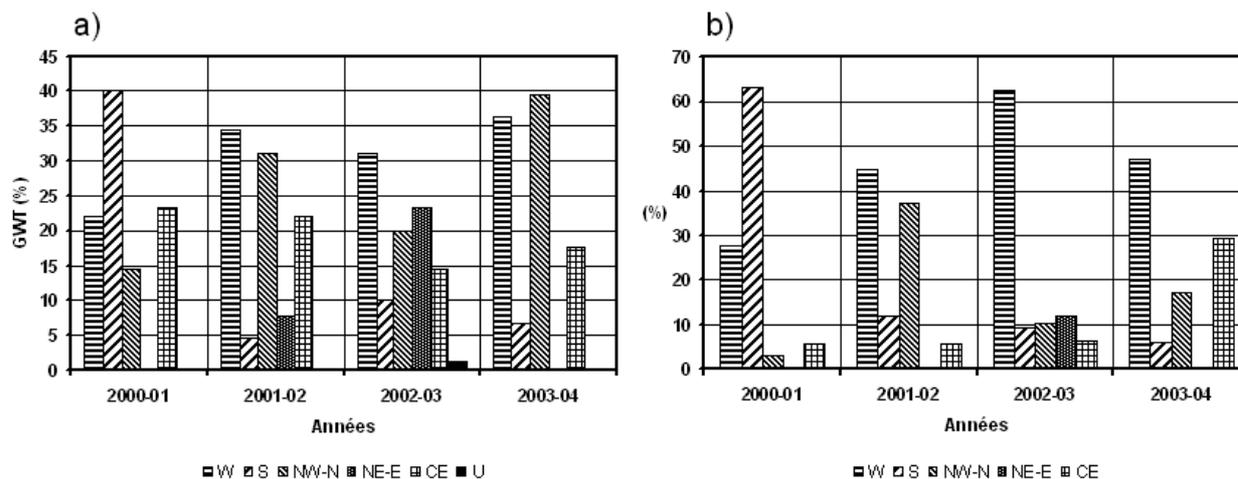


Figure 3. Part relative (a) des GWT pour chaque hiver (DJF) de 2000-2001 à 2003-2004 ; (b) des précipitations à Lorient pour chaque GWT (hivers 2000-2001 à 2003-2004). W : circulations d’ouest, S : circulations de sud, NW-N : circulations de nord-ouest et de nord, NE-E : circulations de nord-est et d’est, CE : centre d’action sur l’Europe centrale, U : types indéterminés.

Plusieurs séquences durables de circulations de sud-ouest ont été observées durant l’hiver 2000-2001 (fig. 4). Ainsi, les trois mois de l’hiver 2000-2001 ont enregistré le nombre le plus élevé de jours avec *circulation de sud-ouest cyclonique* (20 jours) depuis 1881. Durant l’ensemble de la période de novembre 2000 à mars 2001, La part des précipitations liées aux circulations de sud et d’ouest a atteint 82,3% du total (sud : 50,2% et ouest : 32,1%), en raison d’une remarquable alternance de ces deux principaux types surtout en début de période (novembre et décembre). Le mois de mars a été caractérisé par d’abondantes précipitations en circulation de nord à nord-ouest.

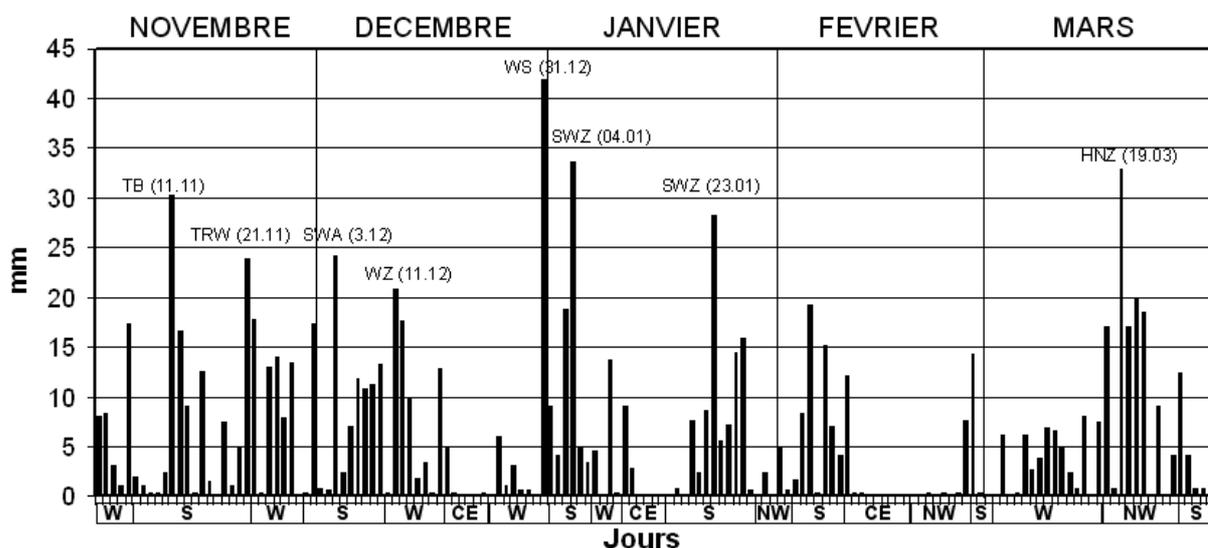


Figure 4. Précipitations quotidiennes à Lorient (histogramme) et GWT (barre horizontale) durant la saison froide 2000-2001. Pour les précipitations quotidiennes supérieures ou égales à 20 mm : GWT (date). W : circulations d’ouest, S : circulations de sud, NW-N : circulations de nord-ouest et de nord, NE-E : circulations de nord-est et d’est, CE : centre d’action sur l’Europe centrale.

Durant la saison froide 2000-2001, la plupart des événements fortement pluvieux (au moins 20 mm) enregistrés à Lorient ont été liés à des types de circulations de sud (TB, TRW, SWZ, SWA) ou d’ouest (WZ, WS), un centre de basses pressions étant situé au-dessus (ou à proximité) des Îles Britanniques dans le cas des circulations de sud, plus éloigné sur l’océan

Atlantique dans le cas des circulations d'ouest. La série très arrosée de 16 jours consécutifs de circulation de sud en novembre 2000 (total : 113,6 mm ; maximum quotidien : 30,2 mm le 11 novembre) a par exemple été caractérisée par la persistance d'une dépression de surface au-dessus des Îles Britanniques, situation particulièrement pluvieuse en Europe de l'Ouest (Moron, 1990).

L'effet de la topographie et de la rugosité sur les collines de l'intérieur augmente les effets pluvieux de certains types de circulations en fonction de l'exposition. L'exposition de l'ensemble du bassin favorise le renforcement des précipitations liées aux circulations de sud et (moins fréquemment) d'ouest sur les collines de l'intérieur (fig. 5).

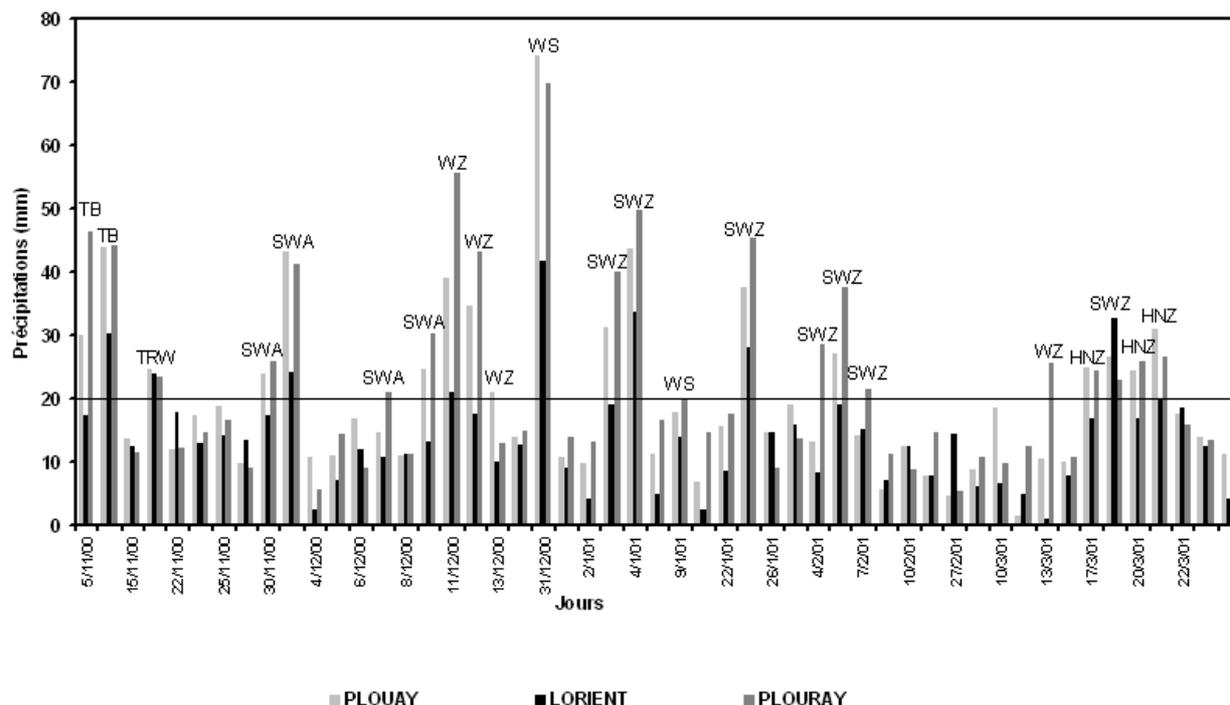


Figure 5. Précipitations quotidiennes à Plouay, Lorient et Plouray durant la saison froide 2000-2001 et types de circulations correspondants aux valeurs supérieures ou égales à 20 mm.

La différence entre Lorient et les stations intérieures a été particulièrement marquée lors des journées ayant reçu au moins 20 mm, par exemple le 31 décembre 2000 (41,8 mm à Lorient, mais 74,1 mm à Plouay). La rugosité et l'effet orographique liés aux collines de l'amont du bassin accentuent ainsi fortement le caractère pluvieux des circulations de sud à ouest auxquelles l'ensemble du bassin est exposé. La comparaison des deux hivers très arrosés 2000-2001 et 2002-2003 a montré une différence plus importante en 2000-2003 entre les totaux pluviométriques mensuels à Lorient et aux stations intérieures (Corgne *et al.*, 2007). Compte tenu de l'exposition de l'ensemble du bassin au sud / sud-ouest, l'abondance des précipitations a été renforcée sur les stations intérieures durant l'hiver 2000-2001 (précipitations majoritairement liées à des circulations de sud) alors que la différenciation spatiale a été atténuée durant l'hiver 2002-2003 (précipitations majoritairement liées à des circulations d'ouest).

Conclusion

La méthode de classification de Hess-Brezowsky a permis de dresser une typologie des types de circulations pluvio-gènes hivernales sur le bassin-versant du Scorff en Bretagne occidentale. La part importante des précipitations liées aux circulations de sud à ouest est confirmée par la prise en compte des seules précipitations quotidiennes supérieures ou égales à 20 mm. La courte période de référence (2000-2004), regroupant des saisons froides aux caractéristiques différentes, permet de montrer aussi comment les contrastes pluviométriques spatiaux (côte-intérieur notamment) sont accentués lors des épisodes à circulations de sud ou sud-ouest. Ces résultats demandent toutefois à être confirmés par des séries de données plus longues, mais aussi par l'utilisation de la méthode objective de Hess-Brezowsky développée par James (2007).

Références bibliographiques

- Bardossy A., Caspary H.J., 1990. Detection of climate change in Europe by analysing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and Applied Climatology*, **42**, 155-167.
- Barrow E., Hulme M., 1997. Describing the surface climate of the British Isles. In M. Hulme and E. Barrow (Eds.), *Climates of the British isles - past, present and future*, Routledge, London (UK), 33-62.
- Corgne S., Hubert-Moy L., Barbier J., Mercier G., Solaiman, B., 2002. Follow-up and modelling of the land use in an intensive agricultural watershed in France. *Proceedings of SPIE, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology IV*, **4879**, 342-351.
- Corgne S., Quénot H., Planchon O., Corpetti T., 2007. Climate impact on the winter land use and land cover management in Brittany. In Dobesch, H., Dumolard, P., Dyras, I. : *Spatial Interpolation for Climate Data. The use of GIS in climatology and meteorology*, chap. 18. ISTE Ltd, London (UK), 227-241.
- Gerstengarbe, F.W., Werner, P.C., 2005. Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2004). PIK Report n°100, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, 153 p.
- Hess P., Brezowsky H., 1952. *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, **33**, 39p.
- James P.M., 2007. An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **88**, 17-42.
- Kessler J., Chambraud A., 1986. *La Météo de la France*. J.C. Lattès, 312 p.
- Kiely G., 1999. Climate change in Ireland from precipitation and streamflow observations. *Advances in Water Resources*, **23**, 141-151.
- Klaus D., 1993. Zirkulations- und Persistenzänderungen des Europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Grosswetterlagenstatistik. *Erdkunde*, **47**, 85-104.
- Kysely J., Huth, R., 2006. Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theoretical and Applied Climatology*, **85**, 19-36.
- Lebourgeois F., Piedallu C., Cluzeau C., Nédeltcheva T, Badeau V., 2006. Développement, spatialisation et validation d'indices bioclimatiques. *ECOFOR congress "Typologie des stations: blocages et avancées"*, Paris, 25 p.
- Mayes J., 1996. Spatial and temporal fluctuations of monthly rainfall in the British Isles and variations in the mid-latitude westerly circulation. *International Journal of Climatology*, **16**, 585-596.
- Moron V., 1990. *Contribution à l'étude de la variabilité climatique mensuelle en Europe*. Mémoire de D.E.A. (non publié), Université de Bourgogne, Dijon, 75 p.

PEUT-ON DETECTER UN IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA REPARTITION ALTITUDINALE DES OISEAUX ?

POPY Simon

UMR 5175 CEFE-CNRS, 1919 Route de Mende, 34293 Montpellier Cedex 5
simon.popy@cefe.cnrs.fr

Résumé : Afin d'évaluer l'impact du changement climatique sur la distribution des espèces, nous proposons une méthode basée sur les décalages altitudinaux des communautés d'avifaune, mesurés à l'aide d'atlas à petite maille. Les possibilités de la méthode sont illustrées par des comparaisons synchroniques inter-régionales, qui montrent des décalages altitudinaux des communautés pouvant être expliqués par des caractéristiques climatiques régionales. Cette méthode est ensuite testée sur un jeu de données diachronique. Malgré l'augmentation des températures pendant la période d'étude, aucune remontée altitudinale de l'avifaune n'est détectée. Ce résultat suggère de revisiter la relation d'équivalence entre la distribution des espèces et les températures, utilisée dans de nombreux modèles prédictifs.

Mots-clés : avifaune, gradients altitudinaux, atlas, AFC.

Abstract: To assess the impact of climate change on species distributions, we propose a method based on elevational shifts of bird communities, measured by using fine resolution atlases. The potential of the method is illustrated by synchronic inter-regional comparisons, which show elevational shifts of the communities that can be explained by regional climatic patterns. This method is then tested on a diachronic dataset. Though temperatures have increased during the sampling period, no upward shift of the avifauna was detected. This result suggests to revisit the relationship of equivalence between temperatures and species distributions used in numerous predictive models.

Key words: avifauna, elevational gradients, atlas, CA.

Introduction

L'impact potentiel du changement du climat sur la biodiversité fait couler beaucoup d'encre, mais il existe un décalage entre la quantité de modèles prédisant les distributions futures des espèces, et leur validation par la mise en évidence empirique d'un tel impact. Quelques méta-analyses de grande ampleur ont tenté de synthétiser les réponses aux changements climatiques pour une grande variété d'espèces, toutes catégories confondues, et ont montré un décalage faible mais significatif des distributions vers le nord (Parmesan & Yohe 2003; Root et al. 2003). D'autres études se sont consacrées à des groupes d'espèces plus homogènes (anoues, poissons, odonates, papillons), mais étonnamment, le nombre d'études montrant un décalage systématique vers le nord des communautés d'oiseaux reste faible (Brommer 2004; Thomas & Lennon 1999). Ces derniers présentent pourtant des avantages pour ce type d'étude : leur diversité localement importante, leur facilité d'échantillonnage, leur capacité de dispersion peu limitante, et leurs grandes aires de distributions facilitant les comparaisons géographiques.

De la même façon, si quelques études *altitudinales* existent pour les oiseaux (Archaux 2004; Shoo et al. 2006), cette voie semble avoir été sous-exploitée et n'a pas encore montré de remontée des communautés d'oiseaux en altitude suite au réchauffement climatique. Les gradients altitudinaux peuvent pourtant constituer des modèles simplifiés des gradients latitudinaux, ce qui présente des avantages. En tant que limites internes de distributions (Gaston 2003), et étant donné leur contraction spatiale, les limites altitudinales sont susceptibles d'être plus directement affectées par les facteurs environnementaux locaux, et relativement affranchies des dynamiques de populations globales, de la capacité de dispersion des espèces, et autres facteurs confondants à large échelle.

Par ailleurs, le passage des distributions individuelles d'espèces prédites par des modèles à l'échelle globale des communautés d'espèces par simple superposition, pose la question de la

prise en compte des interactions biotiques entre les espèces, et de l'accumulation des incertitudes propres à chaque modèle. La confrontation de ces prédictions à la réalité paraît nécessaire. Malgré tout, peu d'études empiriques ont tenté de voir le problème sous l'angle du relevé de la communauté, et non de l'espèce. Quelques unes se sont intéressées aux variations de la richesse spécifique mais ont été critiquées car elles ignoraient la nature des changements observés. C'est pourquoi nous nous focaliserons ici sur la *composition* des communautés d'oiseaux en fonction de l'altitude.

Enfin, un des problèmes majeurs dans ce champ d'étude est la confusion possible entre différents facteurs, principalement les effets des changements d'habitat, liés à de profonds changements d'usage des terres, et des changements du climat, qui peuvent modifier les distributions dans le même sens et être difficiles à distinguer en tant que causalité (Sirami et al. non publié). C'est pourquoi, pour réduire l'importance de l'effet habitat généralement bien mise en évidence par la méthode des points d'écoute (Archaux 2004), nous nous baserons sur une résolution d'échantillonnage moins précise. Nous utiliserons pour cela des atlas à petite maille, de l'ordre du kilomètre. Apparus depuis une vingtaine d'années, ils permettent de lisser l'effet de la végétation sans pour autant trop lisser la topographie (Dejaifve 1995).

Dans un premier temps nous évaluerons cette méthode par une comparaison synchronique de plusieurs atlas répartis entre Pyrénées et Alpes, puis nous appliquerons le test à un jeu de données diachronique pour constater si, oui ou non, une remontée des communautés d'oiseaux est d'ores et déjà détectable dans les Alpes italiennes au bout de 11 ans.

1. Climats régionaux et gradients altitudinaux de communautés d'oiseaux en Europe

1.1. Intérêt de l'approche synchronique

On peut s'attendre à ce que dans un premier temps les décalages altitudinaux liés au changement climatique soient peu importants, en particulier chez les espèces homéothermes, de part la relative faiblesse des changements de température observés à l'échelle de quelques décennies et d'après ce que suggèrent les quelques méta-analyses précédemment citées. Il faut donc une méthode particulièrement sensible pour les mesurer. S'il est difficile pour l'instant de faire des études diachroniques par manque de données temporelles adéquates, il est cependant possible d'utiliser des contrastes géographiques à un instant *t* pour évaluer la sensibilité de la méthode que nous proposons d'utiliser (voir également Shoo et al. 2006). De plus, il est possible que la réponse des communautés d'oiseaux à des changements rapides du climat ne soit pas instantanée, d'où l'importance de ce type d'étude-contrôle où la composante temporelle est filtrée.

1.2. Modélisation des gradients altitudinaux d'avifaune

Quatre sites ont été comparés dans cette étude : l'Andorre et le massif du Canigou (Pyrénées orientales), le Valais (Alpes suisses), et la région du Valsesia (Alpes italiennes). Ces 4 sites ont fait l'objet d'inventaires des oiseaux nicheurs sous la forme d'atlas à maille kilométrique ou proche du kilomètre carré. Ces jeux de données comportent respectivement 502, 477, 261 et 438 relevés. Leurs périodes d'inventaire sont respectivement 1992-1998, 1985-1993, 1993-1996, et 1986-1997 (Popy et al. non publié). La structure interne du jeu de données final, avec 119 espèces et 1677 relevés en présence-absence, a été mise en évidence par une Analyse Factorielle des Correspondances (AFC). La projection des relevés dans le plan factoriel des deux premiers axes est donnée figure 1. Elle montre un gradient de communautés unique, commun à tous les sites, et porté par un seul axe. La projection des espèces dans ce plan montre que ce gradient est altitudinal (fig. 2.)

Les scores des relevés sur le premier axe représentant un indice synthétique de la composition de l'avifaune, ils ont été mis en relation avec l'altitude moyenne des carrés d'atlas. Les courbes lissées à l'aide de fonctions de lissage (fig.3) montrent une accélération du turnover écologique des espèces dans les altitudes les plus élevées, ainsi que des décalages altitudinaux. Un modèle additif généralisé semi-paramétrique comprenant une fonction de lissage et un effet site a montré que l'effet site était significatif dans la fenêtre commune de comparaison ($p < 0.001$). Comparé à l'Andorre, on retrouve ainsi une composition d'avifaune similaire 93 m plus bas pour le Canigou, 144 m plus bas pour le Valais et 244 m plus bas pour l'Italie. Un test de Tukey a montré que toutes les différences entre sites étaient significatives.

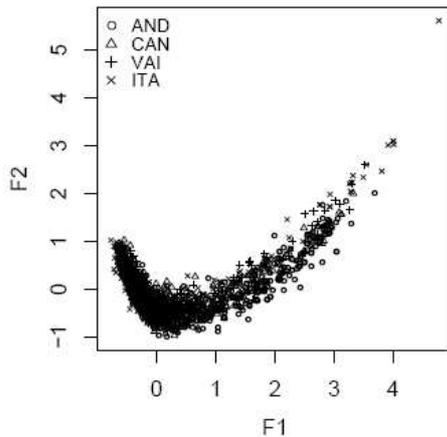


Figure.1 Projection des carrés (communautés d'oiseaux) dans le plan factoriel de l'AFC (deux premiers axes). AND= Andorre, CAN = Canigou, VAI = Valais, ITA = Italie.

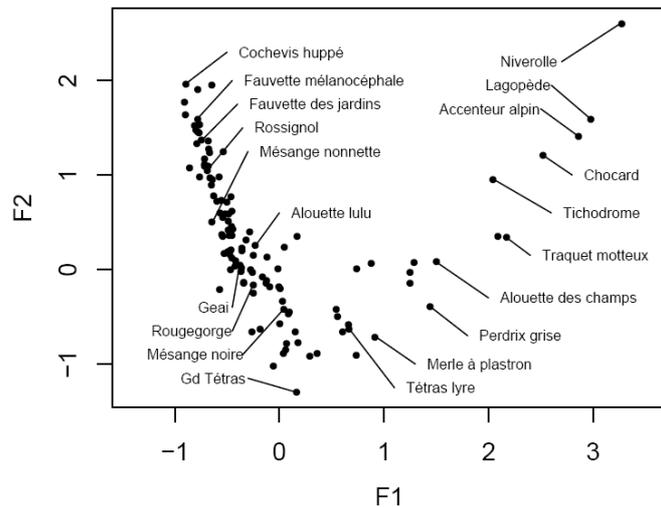


Figure 2. Projection des espèces dans le plan factoriel de l'AFC (deux premiers axes), montrant la position de quelques espèces indicatrices.

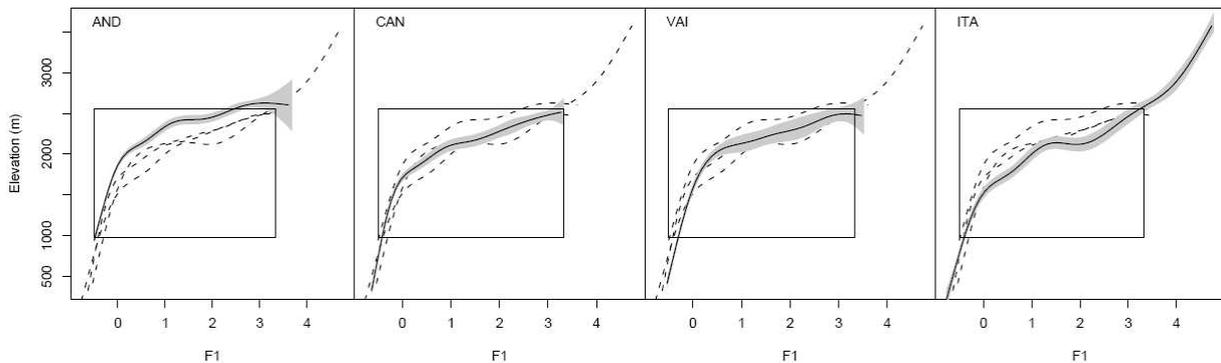


Figure 3. Lissage des scores des carrés sur le premier axe de l'AFC en fonction de leur altitude. Les lignes solides donnent les courbes estimées pour chaque site, d'après un modèle additif généralisé pondéré par la densité altitudinale des carrés. Les zones grisées donnent les intervalles de confiance à 95%. Pour la comparaison, les courbes de tous les sites sont répétées sur chaque graphe en pointillés. Le rectangle noir représente la fenêtre d'altitude et d'avifaune communes utilisée pour la comparaison des 4 gradients.

1.3. Contrôle pour la pression d'échantillonnage

L'effort d'échantillonnage des atlas réalisés sur plusieurs années est généralement élevé. Cependant, des inégalités de pression d'échantillonnage peuvent être suspectées de biaiser la composition de l'avifaune à une altitude donnée en faveur des espèces de plus basse altitude (généralement plus nombreuses que celles de plus hautes altitudes), ces différences pouvant

dans certains cas faire croire à un faux déplacement des communautés sur l'axe altitudinal. Mais étant donné les différences entre atlas concernant le nombre d'années d'inventaire, le nombre d'observateurs, les incertitudes sur le nombre d'heures d'échantillonnage pour certains sites, et les différences d'accessibilité, l'effort d'échantillonnage ne pouvait être quantifié. Par défaut, l'attention a été portée sur la richesse observée dans chaque site, en tant que contrôle indirect. On pourrait s'attendre à ce que l'Andorre, en particulier, révèle une richesse spécifique plus élevée que les autres sites, liée à un gros effort d'échantillonnage, et pour cette raison présente un caractère "moins alpin". Les gradients altitudinaux de richesse ont été calculés, et un modèle du même type que le précédent a montré un effet site significatif. Il y a donc de fortes différences de richesse observée entre les sites, mais elles ne correspondent pas à l'hypothèse formulée : le Valais possède en effet la richesse spécifique la plus élevée, suivi de l'Italie, du Canigou et de l'Andorre, ces deux derniers n'étant pas significativement différents. Même si la pression d'échantillonnage réelle n'a pu être quantifiée, les décalages altitudinaux de communautés ne peuvent donc être considérés comme des artefacts liés à des différences de richesse spécifique dans cette étude.

1.4. Contrôle des facteurs explicatifs

De la même façon, les décalages altitudinaux de plusieurs facteurs biotiques et abiotiques ont été contrôlés. Le détail ne peut être présenté ici mais, d'une manière générale, les précipitations mensuelles du printemps (mars à juillet), inversement corrélées aux températures maximales absolues mensuelles du printemps, montrent un pattern quasiment identique aux décalages observés pour l'avifaune. Ils expliquent notamment très bien "l'anomalie italienne" liée à des printemps particulièrement pluvieux et sans épisodes très ensoleillés, situation opposée à celle de l'Andorre. Les différences de minimales absolues, de moyennes des extrêmes, et de températures moyennes montrent cependant des corrélations moins évidentes. Le climat est donc potentiellement explicatif de ces décalages altitudinaux, mais les différents paramètres ne semblent pas tous équivalents. Ces résultats suggèrent que la prise de décision des oiseaux de nicher à une altitude donnée, dans la fenêtre temporelle potentielle propre à leur espèce, pourrait être en moyenne plus déterminée par des facteurs incitatifs tels que les épisodes de températures maximales (les beaux jours déclenchant les installations), que par des facteurs limitant la survie tels que les températures minimales.

L'habitat végétal pouvant être un facteur confondant, lui-même étant fortement déterminé par les facteurs climatiques, il a été contrôlé par la composition de la flore ligneuse ainsi que la structure du paysage (Corine Land Cover). Les décalages altitudinaux de composition floristique montrent la meilleure corrélation avec ceux de l'avifaune. Cependant, la composition floristique ne peut être invoquée comme cause directe de la zonation altitudinale de l'avifaune pour deux raisons : (i) elle montre un effet massif important sur le deuxième axe de son AFC (endémisme), qu'on ne retrouve pas chez l'avifaune, (ii) l'étude de la structure du paysage ne montre pas les mêmes décalages, or il serait difficile d'imaginer un impact direct de la composition floristique sur l'avifaune sans passer par un effet de la structure de la végétation. Ces arguments suggèrent l'existence d'un forçage direct du climat sur l'altitude de nidification de l'avifaune, et non une action indirecte par l'intermédiaire de la végétation. Ce déterminisme climatique serait parallèle au forçage de la composition floristique, celle-ci ayant par ailleurs des effets indirects sur les habitats et ressources disponibles pour l'avifaune.

2. Peut-on observer une remontée de l'avifaune dans les Alpes italiennes après onze ans ?

2.1. L'atlas diachronique du Haut Valsessera

Le réchauffement rapide des températures donne l'occasion de tester ses effets directs sur

les distributions, pour peu que soient disponibles des échantillonnages répétés dans le temps. L'atlas à maille kilométrique du Haut Valsessera (Alpes italiennes) offre cette possibilité. Inventorié une première fois de 1992 à 1994 (Bordignon 1997), il a été répété entre 2003 et 2005 (Bordignon 2007). Il constitue à notre connaissance le seul jeu de données de ce type. L'atlas comporte 101 carrés, répartis entre 550 et 2556 m d'altitude. Les deux jeux de données ont 70 espèces en commun et 5 n'ont été relevées qu'au second inventaire. Le temps d'échantillonnage a été respectivement de 702h et 748h.

2.2. Test de la méthode

Une AFC a été réalisée sur le premier jeu de données. Comme pour l'étude précédente, le plan factoriel a montré un gradient altitudinal porté par le premier axe. Le second jeu de données a été projeté en supplémentaire dans ce plan, ce qui a permis pour chaque relevé de calculer son déplacement sur l'axe F1 entre t1 et t2 ($\Delta F1$).

Etant donné l'inégalité des pressions d'échantillonnage entre les deux inventaires, celle-ci a été contrôlée pour les raisons évoquées précédemment, en exprimant les décalages des carrés sur le premier axe de l'AFC ($\Delta F1$) en fonction de leur variation de richesse observée (ΔS). Une régression linéaire a alors montré qu'en l'absence de variation de la richesse, on ne pouvait observer de décalage altitudinal des communautés (intercept=0, $p=0.81$) (fig. 4). Ce résultat rappelle l'importance du contrôle de l'effort d'échantillonnage dans ce type d'étude (Popy et al. non publié).

2.3. Contrôle du climat et de l'habitat

Les données météorologiques de 4 stations proches du Valsessera ont montré qu'entre les deux périodes ont été observées une augmentation des températures ($T_{min} +0,53^\circ\text{C}$; $T_{moy} +0,98^\circ\text{C}$; $T_{max} +1,43^\circ\text{C}$) (fig. 5) et une plus faible pluviosité sur la seconde période (-40%). Ceci est principalement lié à l'année 2003.

Les données Corine Land Cover (1990-2000) ont quant à elles montré une tendance à la fermeture du couvert.

Malgré ces changements, aucun décalage n'a pu être détecté, ce qui nous amène à formuler diverses hypothèses explicatives : (i) les habitats peuvent constituer des barrières (écotones) plus lentes à se déplacer, (ii) notre jeu de données pourrait être trop petit pour détecter un faible décalage altitudinal, (iii) la réponse de l'avifaune pourrait nécessiter un délai de réaction.

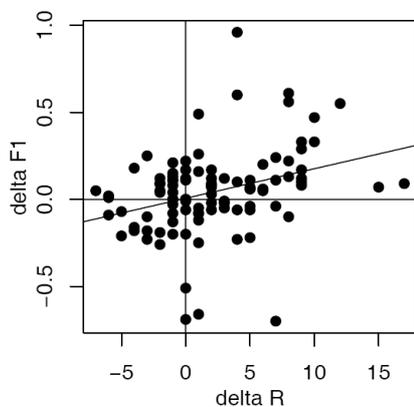


Figure 4. Régression linéaire des déplacements des carrés d'atlas sur le premier axe de l'AFC ($\Delta F1$) en fonction des variations respectives de la richesse spécifique entre les

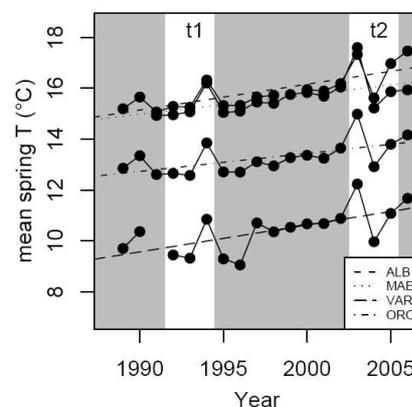


Figure 5. Augmentation des températures moyennes du printemps pour 4 stations proches du Valsessera (Albano, Masserano, Varallo, Oropa). Les zones blanches correspondent aux deux périodes d'échantillonnage (t1 et

deux échantillonnages (ΔS).

t2).

Conclusion

L'étude synchronique a montré l'intérêt d'utiliser les atlas à petite maille disponibles en région de montagne pour mesurer des décalages altitudinaux de communautés, même lorsque les différences régionales sont relativement faibles.

La seconde étude a montré que, pour l'instant, il n'est pas aisé de détecter une réponse altitudinale des communautés d'oiseaux au réchauffement du climat. Nous pensons cependant que ce type d'échantillonnage mériterait d'être répété dans 10 ou 20 ans, lorsque le réchauffement sera plus perceptible.

Ces deux études ont également montré l'importance d'un contrôle systématique, à la fois de l'effort d'échantillonnage, qui peut faire croire à des déplacements de distributions inexistantes, et des changements d'habitat, qui peuvent être concomitants au réchauffement et créer une certaine confusion quant aux causes des changements observés.

Références bibliographiques

- Archaux F. 2004. Breeding upwards when climate is becoming warmer: no bird response in the French Alps. *Ibis* **146**, 138-144. (doi:10.1111/j.1474-919X.2004.00246.x)
- Bordignon L. 1997. L'avifauna nidificante nell'alta Valsessera : anni 1992-94. In *Studi e ricerche sull'Alta Valsessera*, vol. 1 (ed. DocBi), pp. 25-52. Mosso S. Maria: Centro Studi Biellesi.
- Bordignon L. 2007. L'avifauna nidificante. In *Aquile, argento, carbone : indagine sull'Alta Valsessera* (ed. DocBi), pp. 99-138. Mosso S. Maria: Centro Studi Biellesi.
- Brommer J.E. 2004. The range margins of northern birds shift polewards. *Annales Zoologici Fennici* **41**, 391-397.
- Dejaifve P.-A. 1995. Analyse d'un gradient avifaunistique altitudinal : l'exemple du Canigou (Pyrénées-Orientales), Diplôme d'Etudes Doctorales en Ecologie, pp. 153. Paris: Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Gaston K.J. 2003. *The structure and dynamics of geographic ranges*. Oxford series in ecology and evolution. Oxford: Oxford University Press.
- Parmesan C. & Yohe, G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* **421**, 37-42. (doi:10.1038/nature01286)
- Root T.L., Price J.T., Hall K. R., Schneider S.H., Rosenzweig C. & Pounds J. A. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature* **421**, 57-60. (doi:10.1038/nature01333)
- Shoo L.P., Williams S. E. & Hero J.M. 2006. Detecting climate change induced range shifts: Where and how should we be looking? *Austral Ecology* **31**, 22-29. (doi:10.1111/j.1442-9993.2006.01539.x)
- Thomas C.D. & Lennon J.J. 1999. Birds extend their ranges northwards. *Nature* **399**, 213-213. (doi:10.1038/20335)

MODELISATION MULTIVARIEE DES PRECIPITATIONS MAXIMALES ANNUELLES PAR COPULES POUR L'ETUDE DE STATIONNARITE DES PLUIES MEDITERRANEENNES FRANÇAISES

PUJOL Nicolas⁽¹⁾, NEPPEL Luc⁽¹⁾, SABATIER Robert⁽²⁾

(1) Université Montpellier 2 – Maison des Sciences de l'Eau – UMR 5569 Hydrosociences – UM2 / CNRS / IRD – cc MSE - 34095 MONTPELLIER Cedex 5, France. pujol@msem.univ-montp2.fr, neppel@msem.univ-montp2.fr

(2) Laboratoire de physique industrielle et traitement de l'information – UFR Pharmacie, UM1 et EA 2415 – 41, Avenue Gaston Giraud – 34093 Montpellier Cedex 5, France. sabatier@univ-montp1.fr

Résumé : cet article étudie la modélisation multivariée des précipitations extrêmes via les copules gaussienne, de Student, et de Gumbel, et examine quelles sont les conséquences du choix de la modélisation sur l'étude régionale de stationnarité. Les illustrations montrent que ces trois modélisations engendrent des résultats très différents, tant au niveau du calcul des quantiles, en raison de l'estimation du paramètre de forme de la loi marginale GEV (Generalized Extreme Value), qu'aux niveaux du test de stationnarité et de l'ampleur des tendances qui varient du simple au double suivant la copule choisie.

Mots-clés : précipitations extrêmes, copules multivariées, étude de stationnarité, test de déviance.

Abstract: this paper studies the multivariate modelling of extreme precipitations thanks to the gaussian, Student and Gumbel copulas. We examine what are the consequences of the modelling choice on the regional study of stationarity. Illustrations show that these three modelling give very different results, on the one hand for the quantiles estimates, owing to the form parameter estimate of the GEV marginal law (Generalized Extreme Value), on the other hand for the stationarity test and for the detected tendencies which vary from the simple to the double according to the chosen copulae.

Key words: extreme rainfall, multivariate copulas, study of stationarity, test of deviance.

Introduction

Parallèlement au contexte de changement climatique global, la vulnérabilité face aux événements hydrologiques extrêmes est en constante augmentation, notamment en France. Une urbanisation mal maîtrisée a conduit la population à être de plus en plus exposée au risque d'inondation. En outre, la surmédiation de tels événements ces dernières années, comme les inondations de novembre 1999 dans l'Aude (Bechtold & Bazile, 2001; Neppel *et al.*, 2001) ou de septembre 2002 dans le Gard (Neppel *et al.*, 2003), a conduit à la perception d'une recrudescence des événements extrêmes. Cependant, si l'effet du changement climatique sur les températures maximales est avéré (GIEC, 2001), son impact sur le régime des pluies extrêmes n'est pas établi. De plus, un tel changement, s'il a lieu, ne peut être local et a obligatoirement eu un impact à l'échelle régionale. Cette étude examine les changements régionaux dans des séries de précipitations extrêmes du pourtour méditerranéen français, dont la modélisation multivariée est réalisée par des fonctions copules.

1. Données

Nous disposons de quatre vingt douze séries pluviométriques (Figure 1) de la banque PLUVIO de Météo France. Chacune fournit, au moins, cinquante six ans de mesures journalières jusqu'au 31 décembre 2004, et les données manquantes n'excèdent pas 2% dans les séries. Les changements météorologiques ont été vérifiés : les tests de rupture de Pettitt et Buishand (Lang *et al.*, 2003) ont été appliqués aux séries maximales annuelles. Les résultats ont été mis en parallèle avec les fiches descriptives des stations consultées auprès de Météo-France. Aucun changement de ce type n'a été détecté. Ceci s'explique par le fait que les tests de rupture de Pettitt et de Buishand ont la capacité de détecter des tendances, le test de Buishand étant même parfois plus puissant que certains tests de détection de tendance (Lang *et al.*, 2003). En effet, on a observé que les stations admettant une rupture présentent toutes

une tendance statistiquement significative des maxima annuels, selon le test de Mann-Kendall (Pujol *et al.*, 2007).

L'analyse multivariée des précipitations extrêmes est illustrée par trois applications en dimensions 3 et 4, dans les zones A, B et C (fig. 1). Les stations de la zone A (numérotées 38, 39, 42) sont les stations Gardoises de Générargues, Lasalle et Saint Hippolyte du Fort. Les stations de la zone B (numérotées 41, 71, 72) sont les stations de Saint André de Valborgne, Barre des Cévennes et Florac. Les stations de la zone C (numérotées 54, 57, 59, 63) sont les stations de Allègre, Fix Saint Geneys, Paulhaguet et Saint Paulien dans la Haute-Loire. Douglas *et al.* (2000) ont montré que si l'on ne tient pas compte de la dépendance des données, les tests de stationnarité sont libéraux. Ainsi, l'objectif de cette étude est également de déterminer quelles sont les éventuelles conséquences du choix de la modélisation multivariée de la dépendance sur les tests et sur le calcul des quantiles. Ceci justifie le choix des zones A, B et C, pour lesquelles les stations sont proches et *a priori* dépendantes.

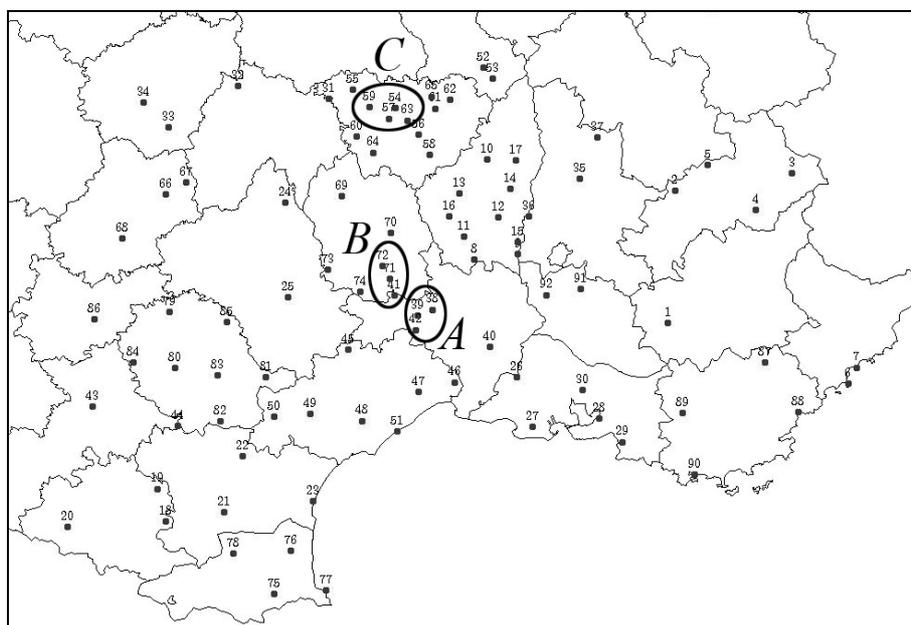


Figure 1. Localisation des pluviomètres (numérotés de 1 à 92) et des zones A, B et C.

2. Introduction aux copules

Les copules sont des fonctions qui modélisent la structure de dépendance de données multivariées, indépendamment des distributions marginales. Autrement dit, elles permettent de décrire le comportement individuel de chaque station, et couplent les lois marginales pour obtenir la loi jointe. En effet, d'après Sklar (1959), toute loi de probabilité multidimensionnelle F , dont les marges F_1, \dots, F_m sont continues, peut s'écrire de façon unique par une f.d.r. C dont la masse est concentrée sur $[0,1]^m$, appelée copule, qui vérifie : $F(x_1, \dots, x_m) = C(F_1(x_1), \dots, F_m(x_m))$. Dans la littérature, en dehors du domaine de la statistique, c'est surtout en finance et en actuariat que l'on retrouve l'approche par copules. Les livres de Joe (1997) et de Nelsen (1999) présentent une introduction générale aux copules. De plus, on peut se référer au livre de Salvadori *et al.* (2007) pour des applications au domaine des événements extrêmes météorologiques. Dans le domaine spécifique de l'hydrologie, on peut citer Favre *et al.* (2004), Genest & Favre (2007) et Genest *et al.* (2007).

2.1. Copule Gaussienne

La copule Gaussienne multivariée (Renard & Lang, 2006) est paramétrée par une matrice Σ décrivant les dépendances deux à deux entre les variables. Cette copule ne permet pas de mesurer la dépendance entre les queues des distributions marginales. Il s'agit d'une propriété contraignante lorsqu'on veut évaluer la dépendance des événements rares. La figure 2 en est une illustration : elle représente la densité de la copule Gaussienne bivariée ajustée aux deux séries de précipitations maximales annuelles (1945-2004) des stations Ardéchoises Montpezat (X1) et Valgorce (X2) (numérotées 13 et 16 sur la figure 1).

2.2. Copule de Student

De même que la copule Gaussienne, la copule de Student (Salvadori *et al.*, 2007) est paramétrée par une matrice Σ décrivant les dépendances deux à deux entre les variables. Comparativement à la copule gaussienne, la copule de Student permet, grâce à son degré de liberté, de mieux tenir compte des queues de distribution épaisses. En outre, lorsque ν tend vers l'infini, la copule de Student est égale à la copule Gaussienne. Aux mêmes données que celles du paragraphe 3.1, nous avons ajusté la copule de Student bivariée (fig. 2).

2.3. Copule de Gumbel

La copule de Gumbel (modèle logistique) (Gumbel, 1960) est une copule des valeurs extrêmes. Elle a l'avantage de mesurer la dépendance des événements rares. Cependant, son paramètre de dépendance est unique à toutes les stations. Le calcul de sa densité est beaucoup plus complexe que dans les deux cas précédents. Pour des lois marginales de type Gumbel ou GEV, la densité est donnée par Shi (1995a ; 1995b). Tawn (1990) propose un modèle logistique asymétrique, plus complexe, mais où plusieurs paramètres de dépendance sont définis pour chaque sous-groupe de stations. De même que précédemment, nous avons ajusté la copule de Gumbel bivariée aux données du paragraphe 2.1 (fig. 2). On voit que la densité de Gumbel est plus forte pour les événements les plus rares.

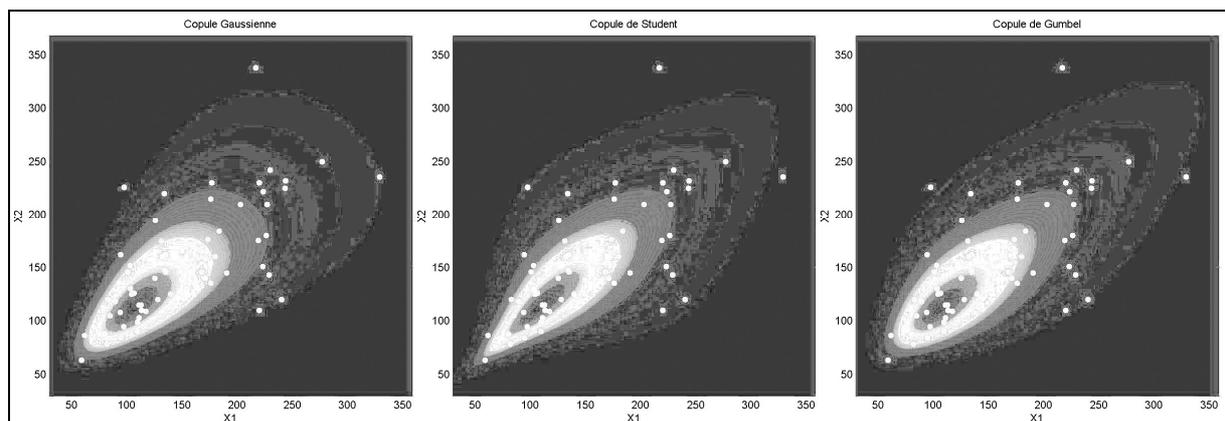


Figure 2. Densités des copules Gaussienne, Student et Gumbel ajustées aux séries de précipitations maximales annuelles (1945-2004) des stations Ardéchoises Montpezat et Valgorce.

2.4. Discussion

Le tableau 1 ci-dessous rapporte, en années, les périodes de retour de l'événement (u,u) , en millimètres, des stations numérotées 13 et 16, pour chacune des trois modélisations Gaussienne, Student et Gumbel. Si la figure 2 montre que les copules de Student et Gumbel semblent mieux modéliser la dépendance des valeurs rares que la copule gaussienne, le tableau 1 montre que les conséquences du choix de la copule sur les périodes de retour sont

importantes. Par exemple, pour l'événement 290 mm, la période de retour est estimée à 67.4 ans pour la copule Gaussienne, et à 33.1 ans pour la copule de Gumbel, soit le double. Cette différence croît lorsqu'on augmente le quantile, ce qui est logique puisque l'on se trouve alors dans la catégorie des événements rares dépendants, et que la copule Gaussienne suppose l'indépendance de ces événements. Entre outre, la copule de Student, grâce à son degré de liberté, permet de modéliser, dans une moindre mesure que la copule de Gumbel, les événements rares corrélés. En effet, on observe que l'estimateur de son degré de liberté est égal à quatre, et que sa densité, sur le graphique, s'allonge en queue de distribution. La question est alors de savoir quel modèle de dépendance est sous-jacent aux données.

u	<i>Gaussienne</i>	<i>Student</i>	<i>Gumbel</i>
170	5.0	4.7	4.6
210	12.2	11.3	9.4
250	29.4	25.8	18.2
290	67.4	56.1	33.1
330	146.7	116.1	57.2

Tableau 1. Périodes de retour, en années, de l'événement (u,u) pour les stations n° 13 et 16.

3. Etude régionale de stationnarité

On suppose que la distribution marginale GEV en une station comprend des paramètres locaux, et des paramètres régionaux qui sont identiques sur toute la région étudiée. L'étude de stationnarité comprend les deux modèles stationnaires (M_0) et non stationnaire (M_1) définis ci-dessous. Le test de Déviance (Coles, 2001) est ensuite appliqué. On note $X_t^{(j)}$ la précipitation maximale annuelle ayant lieu à la station j ($j = 1, \dots, m$), l'année t ($t = 1, \dots, n$). La dépendance au temps est exprimée *via* les paramètres de position et d'échelle : ils s'écrivent comme le produit d'une composante locale constante μ_j (resp. σ_j) et d'une tendance régionale $(1 + \delta t)$. Le paramètre de forme ξ est supposé régional et constant :

$$\begin{cases} M_0 : X_t^{(j)} = \text{GEV}(\mu_j, \sigma_j, \xi) \\ M_1 : X_t^{(j)} = \text{GEV}(\mu_j(1 + \delta_1 t), \sigma_j(1 + \delta_2 t), \xi) \end{cases}, j = 1, 2, \dots, m$$

Pour les copules gaussienne et de Student, la dépendance entre les stations est résumée par la matrice de corrélation Σ . Afin d'éviter une surparamétrisation du modèle, une solution classique très usitée en géostatistiques consiste à définir la dépendance entre deux stations comme une fonction décroissante de la distance qui les sépare.

Enfin, la vraisemblance des observations est calculée au moyen de la copule Gaussienne, de la copule de Student ou de la copule de Gumbel. En raison du grand nombre de paramètres à estimer, elle est optimisée par Algorithmes Génétiques (Reynès, 2007).

4. Résultats

La méthodologie présentée ci-dessus est appliquée aux données des zones *A*, *B* et *C*. Le test de déviance est également effectué localement (tab. 2). Le tableau 3 fournit les Estimateurs de Vraisemblance Maximale (EVM) pour le modèle stationnaire OU non stationnaire, suivant la *p-value* du test de stationnarité. On considère qu'un test est significatif si sa *p-value* est inférieure à 10 % (cases grisées).

Tout d'abord, on note que les EVM de la copule gaussienne et de la copule de Student sont très proches. De plus, la principale différence avec la copule de Gumbel vient du paramètre de forme ξ de la loi GEV, dont l'estimateur est beaucoup plus élevé pour la copule des valeurs extrêmes. Ceci signifie que les queues des distributions sont plus lourdes dans ce dernier cas, ce qui explique les différences observées au paragraphe 3.4 sur le calcul des quantiles.

Ensuite, concernant les tests régionaux de stationnarité, on note qu'au risque 10%, la zone A est proche de la significativité pour les copules Gaussienne et de Gumbel, alors que la modélisation par copule de Student présente une tendance à la hausse des maxima annuels dans cette zone. Le choix de la modélisation multivariée joue donc un rôle dans ce cas.

Enfin, seule la zone B présente une tendance régionale à la hausse des précipitations maximales annuelles quelle que soit la copule utilisée. De même que précédemment, on observe que les EVM des tendances sur les paramètres de position et d'échelle sont très proches pour les copules Gaussienne et de Student. En comparaison, la tendance estimée sur le paramètre d'échelle, pour la copule de Gumbel, est doublée. Par conséquent, l'ampleur des tendances détectées varie ici du simple au double suivant le modèle de dépendance choisi *a priori*.

Zone \ Station	1	2	3	4
A	0.1023	0.2516	0.1275	-
B	0.0656	0.0260	0.0970	-
C	0.3407	0.2852	0.0040	0.8609

Tableau 2. *p-values* des tests locaux de stationnarité dans les zones A, B et C.

<i>p-value</i>	Test régional, zone A			Test régional, zone B		
	Gaus.	Stud. ($\nu=16$)	Gumbel	Gaus.	Stud. ($\nu=10$)	Gumbel
	0.1291	0.0921	0.1175	0.0513	0.0358	0.0330
μ_1	87.39	78.60	85.58	88.03	87.42	84.646
σ_1	30.31	22.16	30.23	27.96	28.23	25.188
μ_2	107.08	96.97	105.56	82.31	81.64	80.895
σ_2	39.63	29.30	38.72	26.80	26.75	24.88
μ_3	81.71	73.04	80.22	63.31	62.44	60.938
σ_3	27.29	19.46	27.49	21.85	21.62	20.476
γ_0	0.999	0.999	$\alpha=0.476$	0.999	0.999	$\alpha=0.509$
γ_1	0.0266	0.0270		0.0271	0.0282	
ξ	0.151	0.144	0.259	0.081	0.094	0.233
δ_1 e-03	-	4.41	-	6.42	6.82	6.90
δ_2 e-03	-	13.29	-	3.46	2.99	5.99

<i>p-value</i>	Test régional, zone C		
	Gaus.	Stud. ($\nu=8$)	Gumbel
	0.1212	0.1703	0.2952
μ_1	43.19	43.60	43.12
σ_1	9.70	9.99	9.68
μ_2	44.14	44.40	44.34
σ_2	11.32	11.49	11.22
μ_3	39.43	39.74	38.83
σ_3	11.41	11.47	11.45
μ_4	40.47	40.50	40.28
σ_4	12.20	11.93	12.16
γ_0	0.695	0.691	$\alpha=0.650$
γ_1	0.0269	0.0249	
ξ	-0.0076	0.0121	0.048
δ_1 e-03	-	-	-
δ_2 e-03	-	-	-

Tableau 3. EVM des modèles stationnaire ou non stationnaire.

Conclusion

Tout d'abord, on note que définir un modèle régional de changement permet de détecter, le cas échéant, un changement cohérent spatialement, donc cohérent avec l'hypothèse du changement climatique. Ensuite, si les copules de Student et de Gumbel semblent mieux modéliser la dépendance des valeurs rares que la copule gaussienne, la copule de Gumbel devrait être la mieux adaptée pour modéliser la dépendance des précipitations extrêmes. Or, le choix de la copule utilisée a une forte influence sur le calcul des périodes de retour, ainsi que sur les conclusions du test de stationnarité et l'ampleur des tendances estimées. Par conséquent, il semble nécessaire, à ce stade, de tester la qualité d'ajustement des copules afin de sélectionner la plus appropriée aux données.

Références bibliographiques

- Bechtold P., Bazile E., 2001. The 12-13 November flash flood in southern France, *Atmospheric Research*, **56**, 171-189.
- Coles S., 2001. *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer. 208 p.
- Douglas E.M., Vogel R.M., Kroll C.N., 2000. Trends in flood and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *J. Hydrol.*, **240**, 90-105.
- Favre A.C., El Adlouni S., Perreault L., Thiémond N., Bobée B., 2004. Multivariate hydrological frequency analysis using copulas. *Water Resour. Res.*, **40**, W01101, doi:10.1029/2003WR002456.
- Genest C., Favre A.C., 2007. Everything you always wanted to know about copula modeling but were afraid to ask, *J. Hydrol. Eng.*, **12**, 347-368.
- Genest C., Favre A.C., Béliveau J., Jacques C., 2007. Metaelliptical copulas and their use in frequency analysis of multivariate hydrological data. *Water Resources Research*, **43**, W09401, doi:10.1029/2006WR005275.
- GIEC, 2001. *Bilan 2001 des changements climatiques : Les éléments scientifiques*. Contribution du Groupe de travail I au troisième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, OMM/PNUE, 97 p.
- Gumbel E.J., 1960. Distributions de valeurs extrêmes en plusieurs dimensions. *Publ. Inst. Statist. Paris*, **9**, 171-3.
- Joe H., 1997. *Multivariate Models and Dependence Concepts*. Monographs on Statistics and Applied Probability. Chapman & Hall, London.
- Lang M., Bois P., Mestre O., Niel H., Sauquet E., 2003. Détection de changements éventuels dans le régime des crues, *Projet National de Recherche en Hydrologie*.
- Nelsen R.B., 1999. *An introduction to copulas*. Lecture Notes in Statistics, Springer-Verlag, New York.
- Neppel L., Desbordes M., Montgaillard M., 2001. Fréquence de l'épisode pluvieux à l'origine des inondations des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude, *C.R. Sciences de la Terre et des Planètes*, **332**, 267- 273.
- Neppel L., Bouvier C., Vinet F., Desbordes M., 2003. Sur l'origine de l'augmentation apparente des inondations en région méditerranéenne, *Revue des Sciences de l'Eau*, **16**, 475-493.
- Pujol N., Neppel L., Sabatier R., 2007. Regional tests for trend detection in maximum precipitation series in the French Mediterranean region. *Hydrological Sciences Journal*, **52**(5), 956-973.
- Renard B., Lang M., 2006. Use of a Gaussian copula for multivariate extreme value analysis : some case studies in hydrology. *Adv. water resour.*, **30**(4), 897-912.
- Reynès C., 2007. *Etude des Algorithmes Génétiques et Application aux Données de Protéomique*. Thèse de doctorat, Université Montpellier I, France.
- Salvadori G., De Michele C., Kottegoda N.T., Rosso R., 2007. *Extremes in Nature. An approach using Copulas*. Water Science and Technology Library Series, Vol. **56**. Springer.
- Shi D., 1995a. Fisher Information for a Multivariate extreme value distribution. *Biometrika*, **82**(3), 644-649.
- Shi D., 1995b. *Multivariate extreme value distribution and its Fisher information matrix*. *Acta Mathematicae Applicatae Sinica*, **11**(4), 421-428.

- Sklar A., 1959. Fonctions de répartition à n dimensions et leurs marges. *Publ. Inst. Stat. Univ. Paris*, **8**, 229–231.
- Tawn J.A., 1990. Modelling Multivariate Extreme Value Distributions. *Biometrika*, **77**(2), 245-253.

ÉVOLUTION DES EXTRÊMES DES PRÉCIPITATIONS DANS LA SARDAIGNE SEPTENTRIONALE (ITALIE)

PULINA Maria Antonia

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA DEL TERRITORIO, UNIVERSITÀ DEGLI STUDI. VIALE ITALIA 39, 07100 SASSARI, ITALIE
TEL.: +39.079.229268 - FAX: +39.079.229261 - E-MAIL: PULINA@UNISS.IT

Résumé : L'étude analyse l'évolution des extrêmes des précipitations dans la Sardaigne septentrionale sur la base des séries journalières complètes de six stations météorologiques pour la période 1951-2000. Après un contrôle de l'homogénéité des données, on a calculé quelques indices pluviométriques à l'échelle annuelle et saisonnière, pour permettre une comparaison avec l'évolution des pluies soit dans la Péninsule Italienne, soit dans la partie méridionale de l'Europe. A l'échelle annuelle tous les indices montrent des tendances décroissantes, qui sont significatives au 95% selon le test de Mann-Kendall, à l'exception des indices R95pTOT, et R99pTOT et RRI. Dans les saisons singulières les trends sont pour la plupart négatives, sauf pour quelques exceptions en toute façon insignifiantes.

Mots-clés : Indices pluviométriques, analyse des tendances, variabilité pluviométrique interannuelle, Sardaigne septentrionale.

Abstract: The study analyses the evolution of the precipitation extremes in Northern Sardinia on the basis of the complete daily series in six stations for the period 1951-2000. Following an homogeneity control on the given data, we have calculated the pluviometric indices on an annual and seasonal scale, in order to make a comparison with the evolution of rain in the Italian Peninsula and in the southern part of the Europe. On an annual scale all indices show decreasing trend, that are significant at 95% according to the Mann-Kendall's test, except for the indices R95pTOT, R99pTOT and RRI. Even in the single season most of the trends are negative, save few exceptions that are anyway insignificant.

Key words: pluviometric indices, trend analysis, interannual pluviometric variability, Northern Sardinia.

Introduction

De nombreuses études, menées à l'échelle locale (Brunetti *et alii*, 2001; Cortemiglia, 2006 ; Rodriguez R. *et alii*, 1999), régionale (Delitala A., 2003 ; Frich, P. *et alii*, 2002 ; Brunetti *et alii*, 2002) ou globale, ont mis en évidence les variations temporelles de certains éléments climatiques comme la température, les précipitations, la pression atmosphérique, etc. Parmi elles, les précipitations revêtent une importance particulière à cause des conséquences que leur variabilité comporte sur la disponibilité des ressources hydriques, sur l'aménagement du territoire et en général sur les activités économiques.

Dans une étude objective des changements climatiques récents il est important de connaître comment sont évoluées pas seulement les caractéristiques moyennes, mais aussi la fréquence et l'intensité des évènements extrêmes. En 1998 un groupe de travail WMO-CCI/CLIVAR (Karl *et alii*, 1999) a été constitué pour étudier les changements du climat. Une des intentions du groupe a été celui de repérer un certain nombre d'indices des extrêmes climatiques et d'étendre leur analyse à toutes les régions du globe pour lesquelles sont disponibles les données appropriées (Frich *et alii*, 2002). Quelques résultats de ce groupe de travail sont reportés dans le 3ème Assessment Report de l'IPCC (2001). Pour le continent européen en particulier, Klein Tank *et alii* (2003b) ont effectué des analyses complètes et synthétiques des extrêmes climatiques.

Dans cette étude, l'analyse de 16 indices pluviométriques, la plupart choisis entre ceux disponibles dans le cadre du CLIVAR, est conduite à une échelle spatiale fine, à partir des données de quelques séries historiques de la Sardaigne. Le but est de mesurer et de caractériser la variabilité des évènements extrêmes dans la région et de fournir des éléments utiles pour une comparaison possible avec d'autres zones géographiques italiennes et européennes.

1. Méthodes et données

Pour une première évaluation des tendances récentes des extrêmes pluviométriques en Sardaigne, l'étude a été conduite à partir de quelques stations de la zone septentrionale de l'île et, dans le but de représenter un test valide pour ce travail actuel, elle a été limitée aux séries historiques qui n'ont pas de lacunes dans les données journalières. Donc, on a pris en considération les valeurs de précipitation journalière de la période 1951-2000, relatives à 6 stations météorologiques du réseau du Settore Idrografico della Regione Autonoma della Sardegna (R.A.S.), lesquelles sont représentatives des différentes conditions géographiques vis à vis de l'altitude et de la distance de la mer (tab. 1).

Stations	Lat. N	Long.E	Altitude (m)	P (mm)
Coghinas C.ra	40°51'58''	8°57'26''	66	696,0
Bassacutena	41°06'38''	9°15'44''	69	715,4
Bancali (Macciadosa)	40°44'18''	8°27'39''	74	536,7
Taroni C.ra	40°53'54''	9°17'43''	371	977,3
Villanova Monteleone	40°30'10''	8°28'27''	567	885,3
Mazzinaiu C.ra	40°42'37''	9°22'21''	617	1082,9

Tableau 1. Stations météorologiques étudiées, localisation géographique, altitudes et précipitations annuelles moyennes de la période 1961-90.

Le contrôle de la qualité et de l'homogénéité des données a été effectué suivant une méthodologie proposée par Hidalgo J.C.G. *et alii* (2002) et en utilisant le software ANCLIM (Štěpánek P., 2001). On a appliqué aux totaux mensuels le test d'homogénéité absolu SNHT de Alexandersson (Alexandersson H. *et alii*, 1997) et, après vérification, le test de Easterling e Peterson (Easterling D. *et alii*, 1995). En cas de rupture avérée la série chronologique a été évincée de l'échantillon.

La définition des indices utilisés (tab. 2) est conforme à celle reportée dans le dictionnaire complet des indices de changement climatique (ICC) présent dans le site web du projet européen ECA&D (European Climate Assessment and Dataset) (Klein Tank A.M.G., 2003a). Les indices peuvent être regroupés en différentes catégories :

- Des indices absolus, qui comprennent les valeurs maximales pour la saison et pour l'année : Rx1day et Rx5day.
- Des indices basés sur les percentiles, ces derniers calculés sur les journées humides (avec $p \geq 1$ mm) et pour la période 1961-90. Ils comprennent :
 - R90p, R95p et R99p
 - R90pTOT, R95pTOT, et R99pTOT.
 - R90,, R95, et R99.

Ces indices comprennent la plupart des événements plus extrêmes de l'année.

- Des indices-seuil, définis sur la base du numéro des journées où l'intensité de la précipitation est supérieure à un seuil déterminé. Ils comprennent RR10 et RR20.
- Des indices des conditions moyennes: PRCPTOT, RR1 et SDII.

Pour chaque station on a calculé les séries temporelles de chaque indice pour l'année (période du 1 décembre jusqu'à 30 novembre, datées par rapport au mois de janvier) et pour les saisons climatologiques traditionnelles: l'hiver (D, J et F), le printemps (M, A et M), l'été (J, J et A), et l'automne (S, O et N). Les tendances zonales ont été calculées à partir de la moyenne des indices des stations singulières.

Name	Extreme indices	Definition	Unit
Rx1day	Highest 1-day precipitation amount	Maximum of R_{day}	mm
Rx5day	Greatest 5-day rainfall total	Maximum of $\sum_5 R_{day}$	mm
R90p	Rainfall due to events above the 90th percentile of the daily precipitation	Sum of daily precipitation exceeding 90th percentile in the baseperiod 1961–1990	mm
R95p	Rainfall due to events above the 95th percentile of the daily precipitation	Sum of daily precipitation exceeding 95th percentile in the baseperiod 1961–1990	mm
R99p	Rainfall due to events above the 99th percentile of the daily precipitation	Sum of daily precipitation exceeding 99th percentile in the baseperiod 1961–1990	mm
R90pTOT	Fraction of total rainfall due to events above the 90th percentile of the daily precipitation	$\sum R_{day} / R_{total}$, where $\sum R_{day}$ is the sum of daily precipitation exceeding R90th perc.	%
R95pTOT	Fraction of total rainfall due to events above the 95th percentile of the daily precipitation	$\sum R_{day} / R_{total}$, where $\sum R_{day}$ is the sum of daily precipitation exceeding R95th perc.	%
R99pTOT	Fraction of total rainfall due to events above the 99th percentile of the daily precipitation	$\sum R_{day} / R_{total}$, where $\sum R_{day}$ is the sum of daily precipitation exceeding R99th perc.	%
R90	Number of wet days with $R_{day} > R90th$ percentile	when $R_{day} > R90th$ percentile of the daily precipitation	day
R95	Number of very wet days with $R_{day} > R95th$ percentile	when $R_{day} > R95th$ percentile of the daily precipitation	day
R99	Number of extremely wet days with $R_{day} > R99th$ percentile	when $R_{day} > R99th$ percentile of the daily precipitation	day
RR10	Number of heavy precipitation days	when $R_{day} \geq 10$ mm	day
RR20	Number of very heavy precipitation days	when $R_{day} \geq 20$ mm	day
PRCPTOT	Total precipitation in wet days	$\sum R_{day}$ when $R_{day} \geq 1$ mm	mm
RR1	Number of precipitation days exceeding 1mm	when $R_{day} \geq 1$ mm	day
SDII	Simple daily intensity indices	Total precipitation sum / total number of days when $R_{day} \geq 1$ mm	mm/day

Tableau 2. Définition des indices considérés.

Pour les différents indices, la significativité du trend a été testée à travers le test non paramétrique de Mann-Kendall (Sneyers R., 1990) et le niveau de 5% a été choisi pour déterminer si le trend est significativement différent de zéro ; l'évaluation du trend, conduite selon la méthode des carrés minimum, a été exprimée au moyen des coefficients décennaux, qui représentent le rapport d'accroissement et de diminution d'un paramètre donné en 10 ans.

2. Analyse des indices des précipitations extrêmes

Pour ce qui concerne les tendances annuelles, dans le diagramme de Whisker (fig. 1) on a illustré les principaux paramètres statistiques des coefficients de quelques indices considérés. Des informations plus détaillées, concernant soit les tendances annuelles, soit celles saisonnières, sont résumées dans le tableau 3 ; les coefficients des régressions reportés en gras sont significatifs au niveau du 95% selon le test de Mann-Kendall.

A l'échelle annuelle, tous les indices montrent des tendances décroissantes, qui sont significatives à l'exception des indices R95pTOT, R99pTOT et RR1. Pendant les saisons les trends sont pour la plupart négatifs, sauf pour quelques exceptions en toute façon insignifiantes (par exemple RR1 en printemps, été et automne, et de R99pTOT en hiver et printemps).

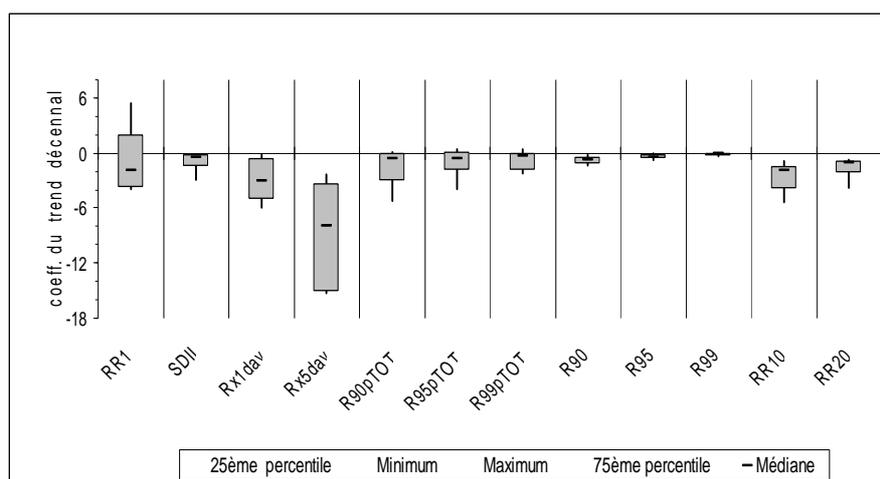


Figure1. Distribution des coefficients du trend décennal de quelques indices étudiés.

Puisque les indices étudiés varient remarquablement et sont exprimés en différentes unités de mesure, sur les séries des stations singulières on a déterminé les anomalies de pourcentage par rapport à la période 1961-90, sur lesquelles on a calculé la moyenne pour obtenir leur valeur zonale.

Dans cette note en particulier, on analyse les indices qui expriment les quantités de pluies apportées durant les événements supérieures aux percentiles 90ème, 95ème et 99ème (R90p, R95p et R99p).

	année	hiver	printemps	été	automne
Rx1day	-2,966	-1,613	-1,007	-1,740	-3,975
Rx5day	-8,722	-7,079	-2,380	-2,266	-10,098
R90p	-35,798	-17,038	-4,225	-3,804	-15,116
R95p	-24,255	-10,163	-3,001	-3,566	-13,148
R99p	-11,693	-2,591	-1,234	-1,028	-7,531
R90pTOT	-1,490	-1,183	-1,187	-3,507	-1,790
R95pTOT	-0,979	-0,353	-0,727	-2,744	-2,071
R99pTOT	-0,760	0,631	0,028	-0,388	-1,465
R90	-0,797	-0,476	-0,097	-0,069	-0,221
R95	-0,422	-0,285	-0,044	-0,067	-0,161
R99	-0,142	-0,055	-0,015	-0,012	-0,068
RR10	-2,554	-1,754	-0,272	-0,006	-0,569
RR20	-1,515	-0,840	-0,215	-0,100	-0,403
PRCPTOT	-54,400	-33,557	-4,322	-1,891	-18,496
RR1	-0,868	-2,134	0,333	0,345	0,328
SDII	-0,851	-0,819	-0,553	-1,146	-1,068

Tableau 3. Trend décennal des indices étudiés. Les coefficients en gras sont significatifs au 95% selon le test de Mann-Kendall.

Dans la figure 2 leurs trends sont confrontés avec les tendances qui synthétisent les conditions moyennes (PRCPTOT, RR1 et SDII). À l'échelle annuelle (fig. 2a) on peut remarquer soit un décroissement significatif des précipitations supérieures aux percentiles considérés (respectivement -12,7%, -13,6% et -20,8% en 10 ans), soit une réduction, aussi

statistiquement significative, des totaux pluviométriques (PRCPTOT, -6,6% en 10 ans) et de l'intensité moyenne journalière (SDII, - 6,9% en 10 ans).

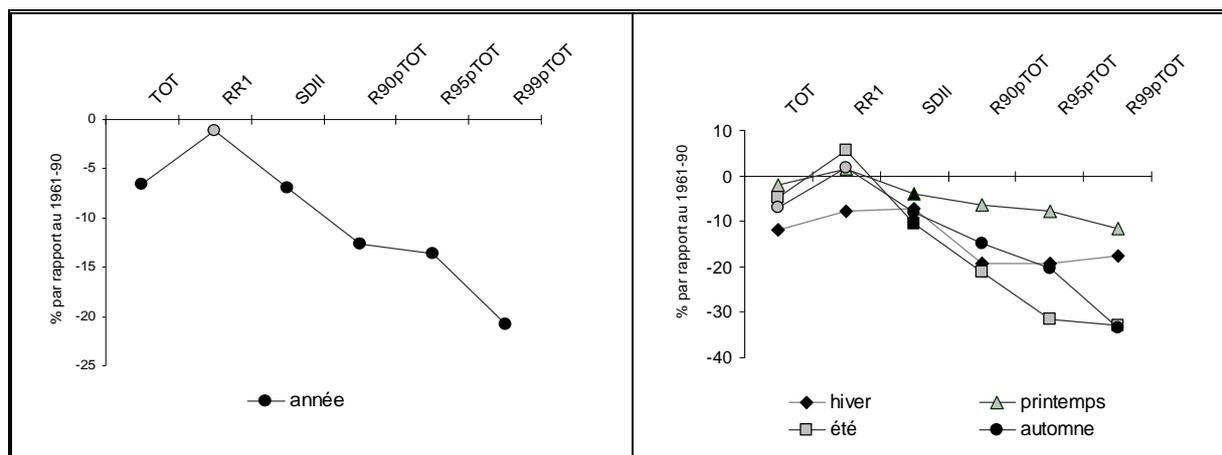
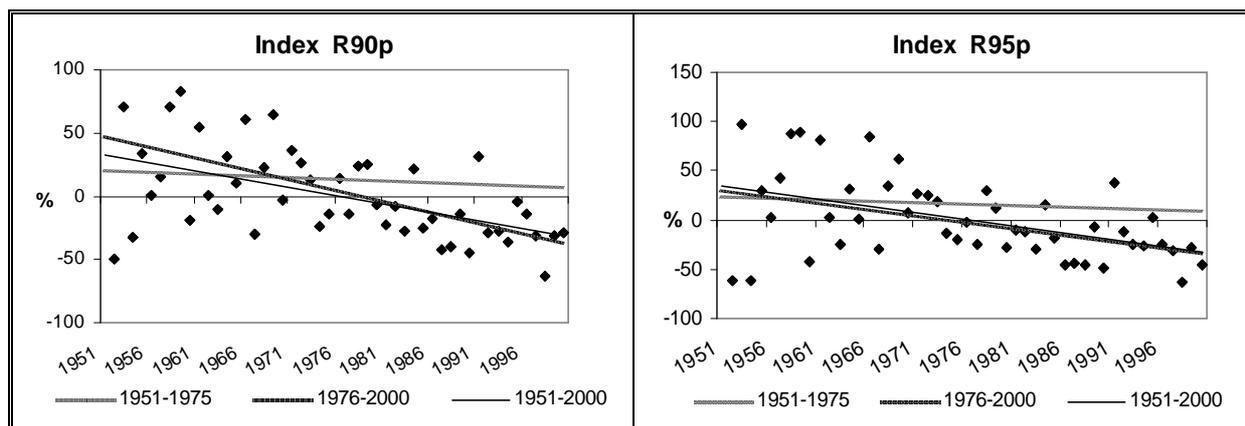


Figure 2. Trends décennaux des indices annuels (a) et saisonnières (b) calculés à partir des anomalies % par rapport à la moyenne de la période 1961-90. Les coefficients en gras sont significatifs au 95%.

À l'échelle saisonnière (figure 2b) les réductions plus importantes sont dues aux précipitations automnales (-14,9%, -20,2% et -33,4% en 10 ans respectivement pour R90p, R95p et R99p) et hivernales (-19,1%, -19,2% et -17,6%/ en 10 ans), bien que l'été présente des valeurs plus élevées (-31,6% et -32,8% en 10 ans respectivement pour R95p e R99p). En effet, les pluies automnales et hivernales sont celles qui ont une répercussion déterminante sur le trend des indices annuelles si on considère que, la région ayant un régime typiquement méditerranéen, environ le 68 % des pluies sont attendues exactement dans ces deux saisons.

Pour les valeurs annuelles des indices R90p, R95p et R99p, la figure 3 montre les variations interannuelles exprimées en pourcentage par rapport à la moyenne du période 1951-2000 ; on a reporté en outre la droite de tendance de deux sous-périodes : 1951-75 et 1976-2000. Il est



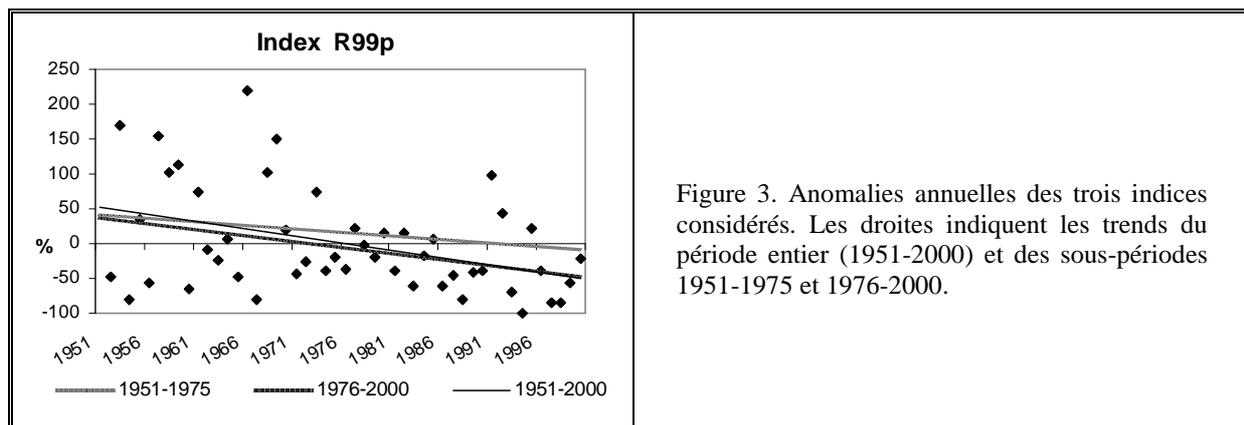


Figure 3. Anomalies annuelles des trois indices considérés. Les droites indiquent les trends de la période entière (1951-2000) et des sous-périodes 1951-1975 et 1976-2000.

évident que dans la seconde sous période les trois indices présentent une plus forte réduction (les valeurs du coefficient de corrélation sont supérieures à 0,281), mais seulement R90p et R95p ont un trend décroissant significatif, toujours au niveau du 95%.

Conclusion

L'utilisation de quelques indices du changement climatique a permis de mettre en évidence d'une manière très claire les tendances des événements pluviométriques extrêmes pendant la deuxième moitié du dernier siècle. Les trends, déterminés pour six séries historiques de la Sardaigne septentrionale, indiquent qu'il y en a des signaux concordants et statistiquement significatifs.

Il est souhaitable et convenable d'étendre cette prise de contact et cette méthodologie de travail à un numéro plus grand de stations de mesure, fournies de séries instrumentales de qualité et de longue durée, dans le but soit d'obtenir une évaluation des signaux de changement climatique à une plus grande résolution spatiale, soit d'en vérifier la cohérence dans un contexte spatial et temporel plus large.

Références bibliographiques

- Alexandersson H., Moberg A., 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends. *Int. Jour. of Climatology*, **17**, 25-34.
- Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., 2001. Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in Northeastern Italy. *Int. Jour. of Climatology*, **22**, 861-871.
- Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Navarra A., 2002. Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series. *Int. Jour. of Climatology*, **22**, 543-558.
- Cortemiglia G.C., 2006. *La variabilità del clima locale relazionata ai fenomeni di cambiamento climatico globale*. Patron Editore, 325 p.
- Delitala A., 2003. Le variazioni delle precipitazioni in Sardegna nel XX secolo, Atti Workshop *Climagri "Cambiamenti Climatici e Agricoltura"*, MPAF, Cagliari 2003, 47-54.
- Easterling D., Peterson T., 1995. A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series, *Int. Jour. of Climatology*, **15**, 369-377.
- Frich P., Alexander L.V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A.M.G., Peterson T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.* **19**, 193-212.
- Hidalgo J.C.G., De Luís M., Štěpánek P., Raventós J., Cuadrat J.M., 2002. Reconstrucción, estabilidad y proceso de homogeneizado de series de precipitación en ambientes de elevada variabilidad pluvial, Grupo de Clima de la Asociación de Geógrafos Españoles, VII Reunión Nacional de Climatología, Albarracín 2002, 47-57.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Third Assessment Report*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Karl T.R., N. Nicholls, A. Ghazi, 1999. CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary. *Climatic Change*, **42**, 3-7.
- Klein Tank, A.M.G., 2003a . The European Climate Assessment and Dataset project.
<http://www.knmi.nl/samenw/eca/index.html>.
- Klein Tank A.M.G., Können G.P., 2003b . Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *J. Climate* **16**, 3665–3680.
- Ministero dei LLPP - Servizio Idrografico, 1951-81. *Annali Idrologici*, Parte I, Roma.
- Regione Autonoma della Sardegna, Servizio Dighe e Risorse Idriche, 1982-87. *Annali Idrologici*, Cagliari.
- Rodriguez R., Llasat M.C., Wheeler D., 1999. Analysis of the Barcelona precipitation series 1850-1991, *Int. Jour. of Climatology*, **19**, 787-801.
- Sneyers R., 1990. *On the statistical analysis of series of observation*, Technical Note N. 143, WMO.
- Štěpánek P., 2001. *AnClim - software for time series analysis*. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno.

RELATION ENTRE LES TEMPERATURES DE L'AIR ET LES TEMPERATURES DU SOL : L'EXEMPLE DES HAUTS PLATEAUX DU VERCORS

ROME Sandra^(1,2), BIGOT Sylvain^(1,3), CHAFFARD Véronique⁽³⁾, BIRON Pierre-Eymard⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine, 14 bis, avenue Marie Reynoard, F 38100 Grenoble. Tél. : 04.76.82.20.76 ; Fax : 04.76.82.20.01 ; Courriel : sandra.rome@ujf-grenoble.fr

⁽²⁾ Laboratoire Territoires (CNRS, UMR 5194 PACTE) 14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble

⁽³⁾ Laboratoire LTHE (CNRS-IRD-INPG, UMR 5564) 1025, rue de la Piscine - Domaine Universitaire - 38400 Saint Martin d'Hères

⁽⁴⁾ Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors (Chemin des fusillés - 38250 Lans-en-Vercors)

Résumé : La température du sol est dépendante de la température atmosphérique, avec un décalage temporel et d'amplitude variable en fonction de la profondeur et du type de couverture végétale ou neigeuse. Ces variations thermiques, dans le sol et à la surface, conditionnent à leur tour les variations bioclimatiques, les ressources en eau et, par conséquent, la phénologie végétale. Cet article cherche donc à approfondir l'étude de la relation qui existe entre les températures de l'air et celles du sol à différentes profondeurs dans la Réserve Naturelle des Hauts-Plateaux du Vercors. Les données météorologiques utilisées proviennent de la station du site de Gerland (44°52'2" N - 5°28'6" E) située au cœur de la Réserve et opérationnelle depuis fin septembre 2004. L'étude porte plus particulièrement sur les séries thermiques obtenues à une résolution temporelle de 15 minutes et mesurées à 2 m ainsi qu'à 5, 15 et 30 cm de profondeur.

Mots-clés : Vercors, mesures in situ, température atmosphérique, température pédologique.

Abstract: The temperature of the soil is linked to the atmospheric temperature, with a temporal gap and of variable amplitude according to the depth and to the type of vegetation or snow cover. These thermal variations, in the soil and on the surface, package in turn the bioclimatic variations, the water resources and, consequently, the vegetation phenology. This paper thus tries to detail the study of the relation which exists between the temperatures of the air and those of the soil with various depths in the Natural Reserve of the 'Hauts-Plateaux du Vercors' (Heights-trays of Vercors). The meteorological data used result from the station of the site of Gerland (44°52'2" N - 5°28'6" E) situated in the heart of the Reserve and operational since the end of September, 2004. The study concerns more particularly the thermal series obtained in a temporal resolution of 15 minutes and measured in 2 meters as well as in 5, 15 and 30 centimetres deep.

Key words: Vercors, measure in situ, atmospheric temperature, pedological temperature.

Introduction

Dans le contexte du réchauffement climatique en cours, les Alpes sont susceptibles de connaître une augmentation de la température estivale de l'air de plusieurs degrés d'ici la fin du XXI^{ème} siècle (Beniston, 2006). Mais il existe encore peu d'études sur l'influence de cette hausse sur la température pédologique. Pourtant, les conditions atmosphériques et leurs influences directes ou indirectes sur les températures souterraines, peuvent expliquer une part de la variabilité interannuelle de l'activité végétale au travers de la disponibilité en eau du sol et de la demande évaporative. Le réchauffement atmosphérique exerce notamment des influences écosystémiques sur les milieux forestiers et prairiaux montagnards, les phénophases pouvant être globalement avancées ou retardées en fonction de la hausse des températures. Plus généralement, on peut considérer que trois grandes catégories de facteurs influencent la température du sol : les variables météorologiques, les variables du terrain et celles liées au sous-sol. Les différences régionales de température du sol seront principalement déterminées par les variables météorologiques telles que le rayonnement solaire, la température de l'air et les précipitations. En milieu de montagne, ces interactions conditionnent particulièrement la qualité et la durée de l'enneigement, lui-même influençant significativement la température du sol ainsi que les écoulements de subsurface et la teneur en humidité. La compréhension de

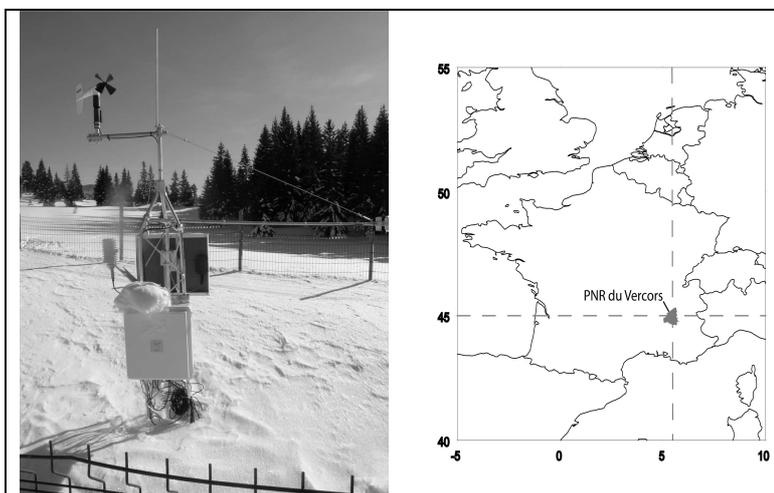
ces liens peut améliorer la connaissance des évolutions écologiques et biogéographiques en région de moyenne montagne.

Le choix de l'étude du massif du Vercors s'explique surtout par la disponibilité de mesures *in situ* réalisées depuis 2004, grâce à la collaboration entre le LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et en Environnement) de Grenoble et la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors. Cette présentation de quelques résultats participe au programme pluridisciplinaire pour l'étude des « Dynamiques couplées des écosystèmes alpins, de leurs usages, et du climat » dans le cadre de la Zone Atelier 'Alpes' du CNRS.

1. Le site d'étude micro météorologique sur les hauts plateaux du Vercors

Située à 1100 mètres d'altitude en moyenne, la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors domine l'ensemble du massif du Vercors. Les données météorologiques utilisées ici proviennent de la station *Près de Gerland* (44°52'2" N ; 5°28'6" E) située à 1510 mètres d'altitude, au cœur de la Réserve, elle-même sise dans le Parc Naturel Régional du Vercors (fig. 1), sur un espace ouvert associant pelouses d'altitude et futaies de résineux, c'est-à-dire dans la zone de combat (zone de disparition progressive de l'arbre), ainsi que des lapie caractéristiques d'un relief karstique avec écoulement souterrain.

Figure 23. Cliché du parc météorologique de Gerland pendant l'hiver 2005-06, au cœur de la Réserve Naturelle des hauts plateaux du Vercors (cliché fourni par P.-E. Biron).



Cette station dispose d'une centrale Campbell Scientific CR23X alimentée par panneau solaire couplé à une batterie de 24 Ah, avec un système de télétransmission des données via le réseau GSM. Les mesures des températures de l'air à 2 mètres sont réalisées par un capteur Vaisala HMP45, tandis que trois capteurs (thermocouples type T) placés dans le sol à 5, 15 et 30 cm de profondeur enregistrent les températures pédologiques. L'acquisition automatique est réalisée à un pas de temps de 3 minutes alors que le stockage des valeurs moyennes s'effectue toutes les 15 minutes.

L'ensemble des séries thermiques a été soumis à une vérification graphique et statistique, en relation avec les métadonnées de la fiche stationnelle. Les données étudiées dans ce travail sont donc finalement disponibles sur la période allant du 20 novembre 2004 au 31 décembre 2007. La plupart des analyses suivantes se font à partir des valeurs quotidiennes moyennes (calculées à partir des 96 valeurs enregistrées quotidiennement).

2. Les différents cycles thermiques quotidiens

Les principales caractéristiques des variations entre la température de l'air et celle de la surface du sol peuvent généralement s'exprimer par l'équation suivante (d'après Gold, 1967) :

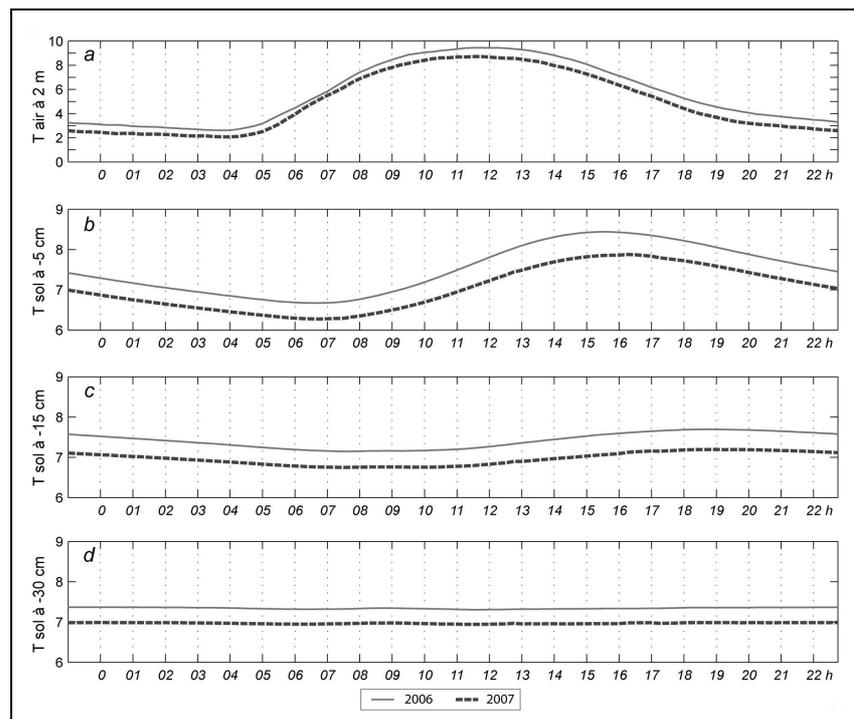
$$T_s = T + A \cos [2\pi t / t_0]$$

où T_s est la température à un moment précis, T la température moyenne pour la période donnée, qui comprend un ou plusieurs cycles complets de variations, A correspond à la différence entre les températures maximales et minimales pour la période donnée, t est la durée et t_0 , la durée d'un cycle complet.

L'amplitude d'une variation de température du sol correspond en général à la même amplitude d'une variation de la température de l'air. L'équation de Gold (1967) montre cependant que l'amplitude diminue de façon exponentielle en fonction de l'éloignement de la surface, à un taux fixé par le temps nécessaire à un cycle complet. A partir d'observations réalisées à l'échelle globale, il apparaît qu'en moyenne, les températures du sol varient généralement très peu au cours de l'année au-delà de 5 à 6 mètres de profondeur (la température moyenne annuelle du sol augmente toutefois d'environ 1°C par 50 m à cause de la chaleur géothermique provenant du centre de la terre). La température de la surface du sol reste en revanche presque en phase avec celle de l'air.

La figure 2 indique bien cette relation de subsurface (5 cm de profondeur) à l'échelle de la station expérimentale de Gerland. Mais, à partir de quelques centimètres de profondeur, les cycles diurnes en 2006 et 2007 montrent un écart thermique d'environ 4°C, avec des T_{sol} plus chaude que les T_{air} . A 2 mètres au-dessus du sol, l'amplitude thermique diurne est caractéristique des milieux de moyenne montagne (fig. 2a) et oscille entre 2°C en milieu et fin de nuit (moyenne annuelle) et 8-9°C de maximum à midi solaire.

Figure 24. Cycles thermiques journaliers moyens (en °C) mesurés à la station de Gerland en 2006 (trait plein) et en 2007 (pointillés) : a) pour la température de l'air, b) à 5 cm de profondeur, c) à -15 cm et d) à -30 cm ; les moyennes sont calculées à partir de mesures faites au pas de temps d'acquisition de 15 minutes.



Cependant, les valeurs thermiques maximale ou minimale des couches sous la surface sont atteintes avec un décalage temporel par rapport à la surface, le retard augmentant linéairement selon la profondeur. La température du sol subit un cycle quotidien et un cycle associé aux variations météorologiques, en plus d'un cycle annuel. Ces variations se limitent aux couches près de la surface, alors que les cycles quotidiens se font généralement sentir à une profondeur de pénétration d'environ 50 cm sous la surface et les cycles météorologiques, à environ 1 m (Gold, 1967).

Sur les hauts plateaux du Vercors, le refroidissement de la température du sol à faible profondeur se poursuit tout au long de la nuit pour atteindre une température minimale vers 7h

du matin, juste avant le lever du soleil (fig. 2b) ; le maximum thermique n'est atteint qu'en fin d'après-midi, après que le soleil ait réchauffé l'air et le sol. Plus en profondeur (-15 et -30 cm), l'amplitude thermique diurne évolue peu grâce à l'isolation produite par l'épaisseur du sol ; cette stabilité thermique est accentuée à 30 cm de profondeur (fig. 2c et 2d).

On remarque par ailleurs la différence interannuelle très significative entre 2006 (air et sol plus chaud) que 2007, justifiant l'intérêt pour ces variations thermiques saisonnières et interannuelles qui vont imposer des réactions édaphiques et écologiques différentes.

3. Les variations saisonnières et interannuelles de la relation thermique air/sol

3.1. La variabilité intrasaisonnière

Le site de Gerland enregistre une température moyenne annuelle de 4°C, c'est-à-dire de l'ordre de celle des stations alpines de Chamrousse ou de l'Alpe d'Huez (Bigot *et al.*, 2006). L'évolution thermique intrasaisonnière depuis le début d'enregistrement de la station de Gerland à décembre 2007 indique d'une part l'importance de l'enneigement sur la stabilisation des températures du sol grâce à l'isolation que procure le manteau neigeux (fig. 3). Finalement, quand T_{air} est < 0 , alors T_{sol} reste quasi constante ; au contraire, si T_{air} est > 0 , alors la variation de T_{sol} est quasi identique à celle de T_{air} , à quelques degrés près. D'autre part, les relevés montrent qu'il n'y a pas de pergélisol dans le Vercors, même ponctuellement, pendant des périodes hivernales très froides (par exemple en février-mars 2005 ou durant l'hiver 2005-06).

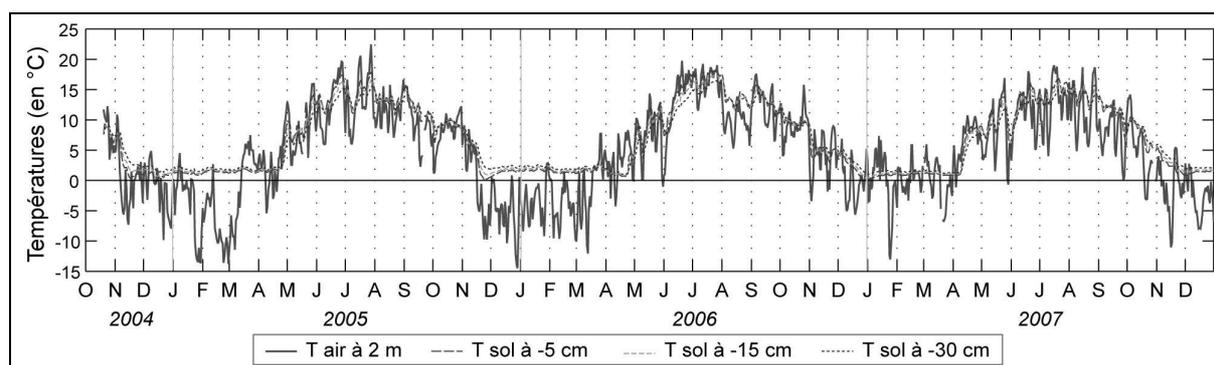


Figure 25. Evolution de la température de l'air et dans le sol (mesurée à trois profondeurs distinctes) à la station de Gerland, du 20/11/2004 au 31/12/2007 (la courbe continue représente la température de l'air et les courbes en pointillé les températures du sol ; le pas de temps des valeurs moyennes est quotidien).

En fait, les plus basses températures du sol à -5 cm (proche de 0°C) sont plutôt atteintes en début de phase hivernale, en l'absence d'un manteau neigeux. C'est typiquement le cas des mois de novembre 2004 et 2005. La même diminution des températures du sol peut également intervenir en début de printemps, en cas d'épisodes gélifs quotidiens répétés et alors que la fusion nivale est déjà totalement réalisée ; c'est le cas d'avril 2006.

L'étude spécifique des écarts thermiques entre l'air et le sol révèle leur grande variabilité interannuelle, aucune des quatre périodes hivernales étudiées sur cet échantillon n'étant identique, que ce soit en amplitude ou en phase (fig. 4).

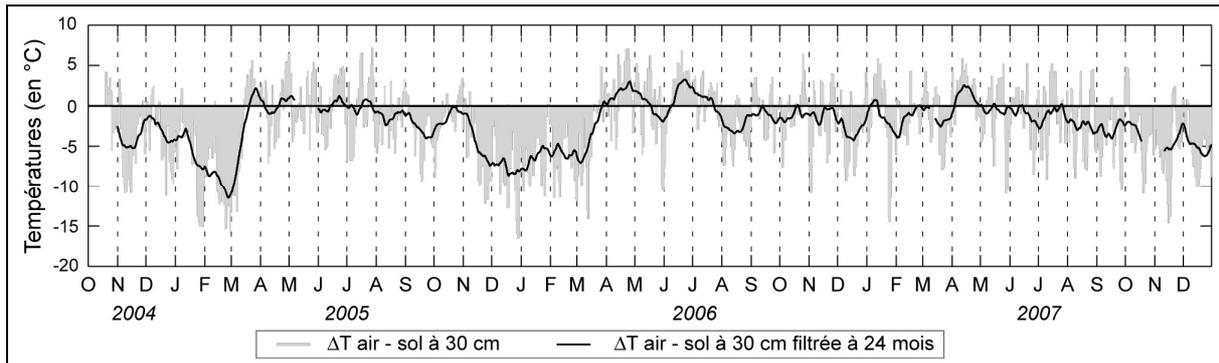


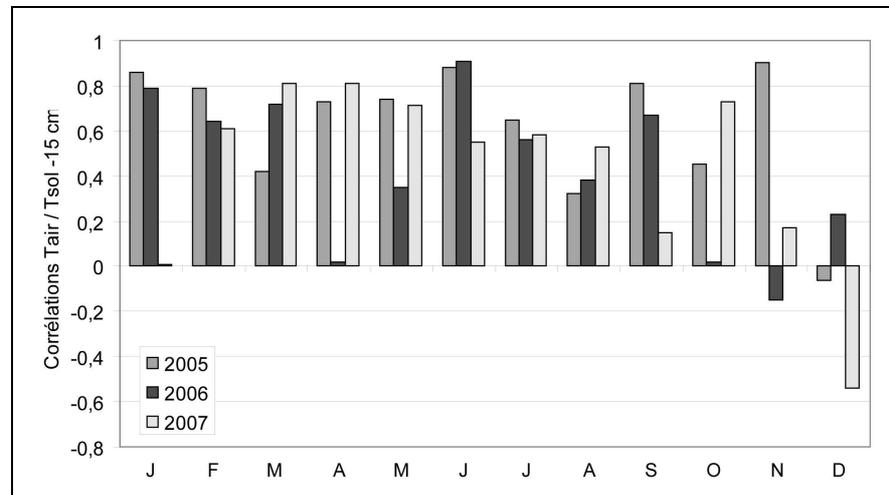
Figure 26. Ecarts thermiques mesurés entre l'air et le sol à une profondeur de 30 cm à la station Gerland du 20/11/2004 au 31/12/2007 (la courbe représente la série filtrée grâce à une moyenne mobile de 24 mois).

A notre échelle d'étude sur les premiers horizons du sol, l'état thermique air-sol est en fait directement fonction de la quantité de chaleur qu'il reçoit ou évacue par la surface, les variations météorologiques devenant prépondérantes pour la compréhension du complexe thermique pédologique.

3.2. La variabilité interannuelle

L'instabilité interannuelle de la relation thermique air-sol peut être étudiée à partir de corrélations linéaires calculées au pas de temps mensuel entre T_{air} et T_{sol} aux différentes profondeurs, à partir des données thermiques quotidiennes moyennes, et pour les trois années complètes de l'échantillon (2005 à 2007). Seuls les résultats des corrélations pour la température à 15 cm de profondeur sont présentés ici (fig. 5). Ils montrent une relation significative et positive entre T_{air} et T_{sol} pour presque tous les mois de l'année ($0,4 < r < 0,85$), à trois exceptions près (décembre 2005, novembre 2006 et décembre 2007).

Figure 27. Variations mensuelles des corrélations linéaires calculées entre la température de l'air et celle du sol (à 15 cm de profondeur) à la station de Gerland en 2005, 2006 et 2007 (les corrélations sont calculées à partir des températures moyennes journalières).



Quoique souvent très élevée ($r > 0,7$), cette corrélation peut aussi devenir nulle certains mois de l'année, en particulier en octobre et avril. Cela rejoint le commentaire précédent où il a été noté l'importance déterminante de l'apparition et de la disparition du couvert neigeux dans la relation rétroactive des températures de l'air et du sol. Relativement stable d'une année à l'autre, les corrélations observées en août (entre 0,32 et 0,53) enregistrent cependant des valeurs quelquefois à peine significatives (au seuil de 95%) : notamment grâce à l'emménagement d'énergie diurne et à sa restitution nocturne lente, le forçage thermique quotidien des températures de l'air sur celles du sol est donc relativement faible pendant le mois le plus chaud de l'année. Il a cependant tendance à augmenter fortement pendant un été particulièrement chaud comme celui de 2007 (de 10% de variance expliqué en 2005 à 28% en 2007). La répétition de tels épisodes estivaux anormalement chauds, signifie sûrement

l'augmentation de l'influence des températures de l'air sur les processus pédologiques 'thermo dépendants' de moyenne montagne (échanges gazeux, bilan d'évaporation, activité microbienne, phénologie).

Conclusion

Grâce à des relevés météorologiques originaux sur les hauts plateaux du Vercors, l'étude des relations thermiques saisonnières entre l'air et le sol à différentes profondeurs (-5, -15 et -30 cm) montre une évolution en phase, avec cependant un décalage temporel du sol (retard de quelques heures par rapport à la surface, et qui augmente linéairement avec la profondeur). Aux hausses (*baisses*) intrasaisonnières de T_{air} en l'absence de couverture neigeuse, correspondent les mêmes augmentations (*diminutions*) de T_{sol} . La présence d'un manteau neigeux influence significativement les valeurs de T_{sol} , des variations interannuelles notables pouvant alors affecter la chronologie et l'intensité de cette relation.

La poursuite de ces observations doit fournir, à terme, des informations inédites sur les tendances hydroclimatiques et les bilans d'énergie à l'interface air-sol dans une région de moyenne montagne potentiellement très affectée par le réchauffement climatique. Les analyses en cours doivent aussi tenir compte de l'évaporation des sols ainsi que de la qualité de la neige (*i.e.* surtout la teneur en eau liquide) pour mieux définir les échanges air-sol. L'influence des types de circulation atmosphérique sur la température du sol doit également être mieux définie pour en améliorer sa prévision saisonnière.

Références bibliographiques

- Beniston M., 2006. Mountain weather and climate: a general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia*, **562**, 3-16.
- Bigot S., Laurent J.-P., Rome S. et Biron P.-E., 2006. Mise en place d'un observatoire pour le suivi éco-climatique des Hauts Plateaux du Vercors. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **19**. Epernay, septembre 2006, 125-130.
- Bigot S., Rome S., Planchon O. et Lebel T., 2007. Variations climatiques et circulation atmosphérique européenne dans le massif du Vercors (1921-2006). *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **20**. Tunis, septembre 2007.
- Gold L.W., 1967. Influence of surface conditions on ground temperatures. *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 199-208.

VARIABILITE PLUVIOMETRIQUE ET RESSOURCES EN EAU AUTOUR DE LA LAGUNE ABY (SUD-EST DE LA COTE D'IVOIRE)

SAKO Nakouma¹, BELTRANDO Gérard¹ et BROU Téléphore²

¹ Université Denis Diderot (Paris VII), UMR 8586 du CNRS (PRODIG) Case 7001 75205 Paris Cedex 13

Courriel : sakonakouma@yahoo.fr ; beltrando@univ-paris-diderot.fr

² Université d'Artois 9, rue du Temple BP 665 - 62030 Arras Cedex. Courriel : telesb@hotmail.com

Résumé : *La variabilité climatique et son impact sur les ressources en eau constituent un enjeu majeur pour la Côte d'Ivoire. L'analyse des données mensuelles et journalières des précipitations et de l'évapotranspiration de trois stations du littoral Est (Abidjan, Adiaké et Aboisso) entre 1945 et 1995 montre une décroissance du régime pluviométrique, une inégale répartition annuelle des pluies (83% des totaux annuels en grande et petite saisons des pluies) et une augmentation des NJP5 depuis 1983 avec une stabilité des périodes de début et de fin des saisons des pluies entre 1945 et 1995. Cette péjoration des facteurs du climat a des effets sur la disponibilité en eau pour les populations locales. En l'absence de données récentes sur le régime hydrologique, la mise en relation des données existantes avec les analyses des valeurs pluviométriques et d'évapotranspiration montre une dégradation des conditions d'accès des populations aux ressources en eau.*

Mots-clés : *variabilité pluviométrique, eau potable, adaptation des populations, littoral ivoirien.*

Abstract: *The climate variability and its impact on water resources is an important challenge in Côte d'Ivoire. An analysis of monthly and daily precipitation and evapotranspiration data of three coastline stations (Abidjan, and Aboisso Adiaké) between 1945 and 1995 shows a decrease in rainfall, an unequal distribution of rainfall annually (83% of annual rainfall during large and small rainy seasons) and an increase in NJP5 since 1983 with a stable periods of beginning and end of rainy seasons between 1945 and 1995. This impairment of climatic factors has effects on the availability of water for local people. In the absence of recent data on the hydrological regime, analyses of rainfall values and evapotranspiration shows a deterioration in conditions for access of people to water resources.*

Key word: *Rainfall variability, drinking water, adjusting the population, Ivorian coast.*

Introduction

De nombreuses études récentes ont mis en relief de profondes modifications environnementales occasionnées par la baisse de la pluviométrie en Afrique de l'ouest (BIGOT, 2004 ; BROU, 2005...). En Côte d'Ivoire, les régimes pluviométriques ont connus un changement notable depuis la décennie 70 et les saisons sèches deviennent de plus en plus longues, à l'échelle de l'année, avec un déficit hydrique cumulé croissant (BROU, 2005). Comme les ressources en eau sont irrégulièrement réparties, elles subissent ces contraintes climatiques d'autant plus que la pression anthropique s'accroît dans de nombreuses régions du pays. Cette baisse de la pluviométrie se traduit par un tarissement plus marqué des sources d'approvisionnement des populations en eau potable (MECV, 2000).

Dans l'est du littoral ivoirien, dans le département d'Adiaké, les populations vivant à la périphérie de la lagune Aby sont confrontées pendant la saison sèche à d'énormes difficultés d'approvisionnement en eau. Dans cette région qui reçoit des quantités de pluie annuelles supérieures à 2000 mm et qui dispose du deuxième complexe lagunaire de la Côte d'Ivoire, cette situation suscite de nombreuses interrogations sur les relations entre le niveau de précipitation et l'accès des ressources en eau par la population. L'objectif de ce travail est d'analyser à partir du cumul mensuel et journalier (station d'Adiaké) des précipitations, les difficultés d'accès à l'eau potable des populations en rapport avec la variabilité pluviométrique et la disponibilité des ressources en eau de surface.

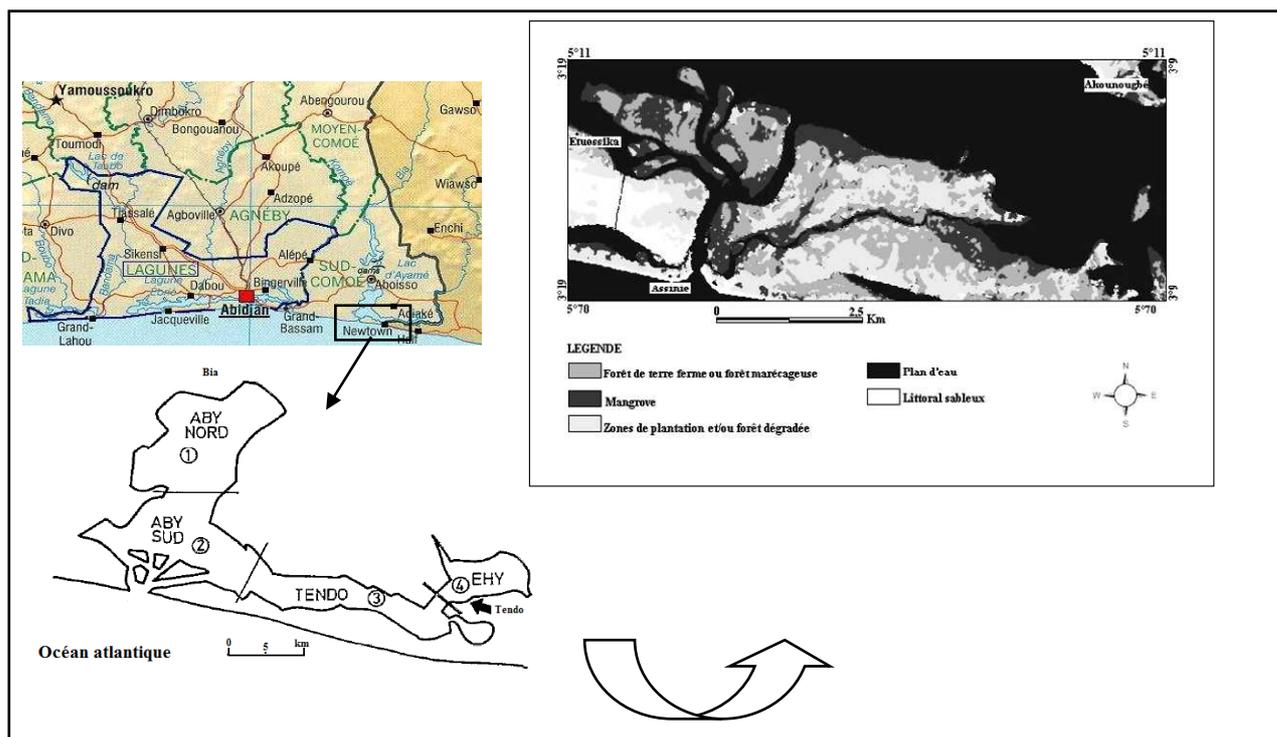


Figure 1. Localisation de la zone d'étude.

1. Données et méthode

Le travail porte sur le cumul mensuel des précipitations de 1945 à 1995 obtenu à partir trois postes pluviométriques (Abidjan, Adiaké et Aboisso), appartenant à la direction de la Météorologie Nationale de la Côte d'Ivoire. L'analyse de ces données est complétée par une série de mesures quotidiennes de pluie disponible pour la même période à la station d'Adiaké qui jouxte la lagune Aby. Les séries de données pluviométriques mensuelles sont préalablement soumises au test de Pettitt (1979) pour mettre en évidence l'éventuelle non-stationnarité des séries pluviométriques survenue pendant la période d'étude. La variabilité interannuelle des hauteurs précipitées est analysée à l'échelle des deux saisons : la grande saison des pluies (cumul d'avril à juillet) et la petite saison des pluies (cumul de septembre à novembre). Les précipitations mensuelles moyennes sur la période d'étude et le coefficient de variation sont calculés pour analyser l'évolution du contraste saisonnier. L'analyse des données quotidiennes de précipitation obtenues à la station d'Adiaké permet de déterminer l'évolution des événements pluvieux et le début et la fin potentiels des saisons des pluies sur le littoral Est. Les stratégies d'adaptation des populations et les effets de la rareté d'eau domestique notamment dans les zones ne disposant pas de réseau d'assainissement sont analysés pour déceler les impacts socio-économiques associés.

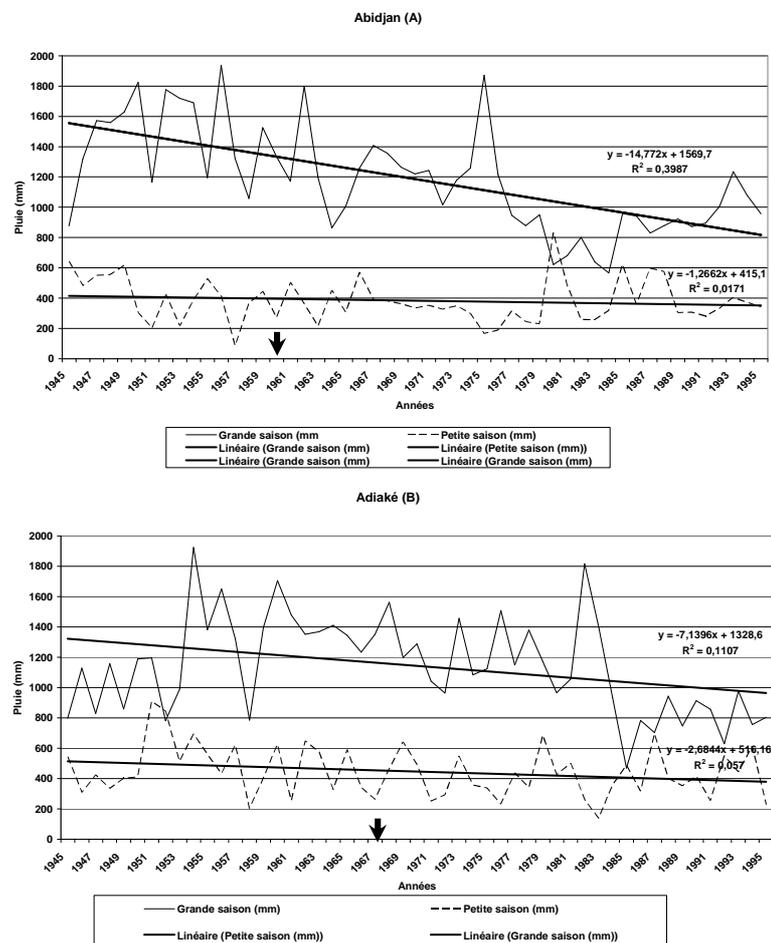
2. Vulnérabilité des ressources en eaux aux contraintes climatiques

2.1 Variabilité annuelle et interannuelle des précipitations

L'analyse des séries pluviométriques de 1945 à 1995 montre les variations intersaisonnière sur le littoral est ivoirien. Deux périodes de saison des pluies centrées sur les mois de juin et d'octobre constituent la grande et petite saison des pluies. La saison sèche se caractérise par des précipitations faibles de décembre à mars ainsi qu'en août. Le nombre de jours de pluies moyen annuel est d'environ 170 jours dans les trois stations. Les hauteurs de pluie journalière peuvent atteindre les 150 mm avec une pluviométrie moyenne annuelle de 1920 mm.

L'analyse statistique des cumuls de précipitation des mois d'avril à juillet (grande saison des pluies) et de septembre à novembre (petite saison des pluies) dans les trois stations (fig. 2) montrent qu'à Abidjan, 83% des hauteurs précipitées entre 1945 à 1995 se concentrent dans les deux saisons des pluies, la grande saison des pluies (avril et juillet 63%) et la petite saison des pluies (septembre à novembre 20%). A Adiaké entre 1945 à 1995, 82% des quantités précipitées se concentrent entre avril et juillet (59%) et septembre et novembre (23%). A Aboisso pour la même période, 82% des précipitations tombent également dans les deux saisons, soit 48 % pendant la saison grande saison des pluies et 27 % pendant la petite saison des pluies.

Il ressort de l'application du test de Pettitt qu'un point principal de rupture est identifié en 1975 pour la station d'Abidjan, 1982 pour Adiaké et met en évidence le déficit pluviométrique des années 1970 et 1980. Pour les trois stations, la tendance générale est à la baisse et cette baisse est plus accentuée sur la grande saison des pluies que sur la petite saison des pluies. Mais cette tendance linéaire n'est statistiquement significative qu'à Abidjan.



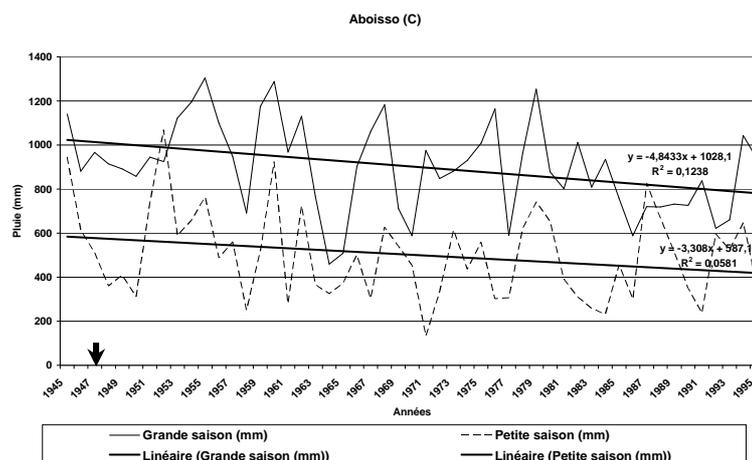


Figure 2. Cumul des précipitations d'avril à juillet (4 mois) et de septembre à novembre (3mois) à Abidjan (A), Adiaké (B) et Aboisso (C) de 1945 à 1995. La flèche vers le bas indique la principale rupture détectée avec le test de Pettitt sur les valeurs moyennes mensuelles de pluie de 1945 à 1995.

2.2 Variabilité saisonnière et impacts sur la ressource en eau

Ces deux dernières décennies, les précipitations ont donc fortement baissées sur le littoral. Dans les années 80, le département d'Adiaké était délimité par les isohyètes 1600 et 1800 alors qu'au cours des années 60, il se trouvait délimitée par les classes 2200 et 2400 (Brou, 2005). Les variations saisonnières restent importantes et sont caractérisées par de fortes précipitations mensuelles pendant les grandes saisons des pluies. Elles sont faibles au cours des petites et grandes saisons sèches (valeur moyenne mensuelle) où la pénurie d'eaux se traduit par un tarissement des points d'eau. Cette situation provoque également la péjoration des régimes hydrologiques compte tenu de leur interdépendance avec les régimes pluviométriques. La perturbation du débit des cours d'eau est à l'origine d'une baisse de débit liquide de la lagune Aby. Ce complexe de 426 km² avec un volume d'eau d'environ 1,6 10⁹ m³ (Chantraîne, 1980) reçoit des apports en eaux continentales de plusieurs fleuves dont les plus importantes sont la Bia et la Tanoé. Avec un apport d'eau douce de 1,9 10⁹ m³ pour la Bia et 4,2 10⁹ m³ pour la Tanoé, la lagune Aby reçoit avec les apports maritimes un volume quatre fois supérieur à la sienne. La Bia et la Tanoé drainent respectivement un bassin versant de 10000 km² et 16000 km². C'est essentiellement dans le bassin versant et autour de la lagune Aby que les populations s'approvisionnent en eau de consommation. La qualité des eaux dans cette région est très moyenne à cause de la remontée des eaux marines qui augmente le taux de salinité des eaux. La nappe phréatique est aussi affectée par cette remontée des eaux marines. Cette situation déjà précaire pour l'accès des populations aux ressources d'eau potable est aggravée en période de saison sèche avec un tarissement des points d'eau et des rivières, principales sources d'approvisionnement des populations. La lagune est en relation permanente avec l'océan et est alimentée par des fleuves côtiers qui représentent 70% des apports continentaux. La turbidité est très élevée en rapport avec les apports fluviaux (37 x 10⁴ tonnes/an) constitués d'argile (kaolinite), de quartz et de micas. La salinité (1 g.l⁻¹ à 10 g.l⁻¹ des eaux de surface et 18 à 22 % en profondeur (Chantraîne, 1980).

3. Diminution de la ressource en eau et risques associés

Sur le littoral ivoirien, on distingue trois principaux aquifères qui assurent l'alimentation en eau potable de la population. La qualité des eaux est conditionnée par plusieurs facteurs physico-chimiques dans cette région. La température des eaux de la nappe d'Adiaké varie autour de 31,6°C avec une conductivité de 18,9 µS/cm. Selon les normes de l'OMS, la valeur de température acceptable pour les eaux souterraines destinées à la consommation humaine

est de 25°C. Autour de la lagune Aby, l'étude du pH des eaux montre un état corrosif des eaux. L'analyse des échantillons effectués par la SODECI (1995) révèle que le pH gravite autour de 4,2 pour la région d'Adiaké. Les constituants chimiques affectant la qualité des eaux dans cette région sont nombreux mais les polluants tels que les nitrates, les nitrites, les chlorures, l'ammonium et les phosphates sont détectés par des analyses de laboratoire. Les taux de nitrates varient de 5 mg/l à 160 mg/l et restent inférieurs à la norme OMS qui est de 50 mg/l pour les eaux de consommation. Le taux de nitrates varie entre 4 et 20 mg/l pendant que le taux d'ammonium est de 0,5 mg/l. Les villages situés autour de la lagune Aby bénéficient d'un faible réseau d'adduction en eau potable (moins de 3% des villages ont accès au réseau public de distribution d'eau, seul viable sur le territoire national. L'exploitation des forages de la SODECI est passée de 138750 m³ en 1990 à 270544 en 2000 soit un taux de croissance moyenne annuelle de 7%. La ressource en eau par tête d'habitant est passée de 800 m³/an/hab dans les années 1970 à 500 m³/an/hab en 2000.

4. Ressource en eau de surface et gestion par la population

L'accès des populations aux ressources en eau potable est contrarié par la variabilité saisonnière des pluies et par la remontée de l'océan qui comble le faible débit des fleuves côtiers en période de saison sèche. L'assèchement des puits, des forages et des marigots qui sont les sources d'approvisionnement des populations en eau potable se produit chaque année durant les mois secs (décembre à mars), période favorable à la pénurie d'eau potable (fig. 3 et 4). La faible quantité d'eau disponible pour la consommation humaine couplée à la faiblesse du réseau de distribution publique d'eau dans la région rend inconfortable les conditions d'accès à l'eau malgré une pluviométrie réputée comme l'une des plus importantes de la Côte d'Ivoire. Les pratiques adaptatives des populations sont nombreuses (utilisation d'eau souillée qui est ensuite bouillie pour l'assainir, des fonds de pluie). L'analyse des données quotidiennes montre qu'avant la rupture de 1982 (station d'Adiaké), 69, 7% des pluies étaient supérieures à 20 mm/jour contre 17 % pour la période d'après. L'analyse du nombre de jours de pluie sur la période d'étude (fig. 4) a été réalisée par la définition de nombre de jours de pluie supérieur ou égal à 5 mm (NJP5), entre 15 et 20 mm (NJP15-20) et supérieur à 20 mm (NJP>20). Il en ressort que le nombre de jours de pluie (NJP 15-20) connaît une rupture à la baisse à partir de 1982. L'augmentation de NJP5 à partir de 1983 traduit la baisse de la proportion de la quantité de pluie durant les événements pluvieux sur le littoral ivoirien. Cette tendance a des effets sur la durée des saisons de pluies qui représente une variable importante dans le quotidien des populations (agriculture, disponibilité des ressources en eau). Plusieurs méthodes basées sur des critères climatiques sont utilisées pour déterminer la date probable de début et de fin de la saison des pluies (Sivakumar, 1987; Erpicum *et al.*, 1988, Pierre OZER *et al.*, 2005). Ces méthodes se fondent essentiellement sur des expériences réalisées en zone sahéliennes et soudanaises. Le critère de définition par la méthode de Sivakumar (1987) de la longueur de la saison des pluies est la différence en jours entre les dates de fin et de début des pluies. Les dates du début sont calculées lorsque, après le 1^{er} mai, au moins 20 mm de pluie sont recueillies en trois jours consécutifs, sans période sèche supérieure à sept jours dans les trente jours qui suivent. La fin de la saison des pluies est fixée au jour où, après le 1^{er} septembre, il n'y a plus de pluie durant une période de vingt jours. En se référant à cette méthode et à l'analyse des données pluviométriques et d'évapotranspiration sur le littoral sur la période 1945-1995, la date moyenne de début des pluies sur le littoral ivoirien commence entre le 25 avril au 10 mai. En ce qui concerne la fin de la saison des pluies, celle-ci se produit approximativement entre le 27 juillet et le 10 Août (fig. 3). L'évolution moyenne des caractéristiques des précipitations présentée à la figure 3 montrent l'existence, plus ou moins marquée, de deux périodes de maximums annuels qui conduisent donc à son découpage en quatre saisons. Sur la période

étudiée, la période de début et de fin de saison des pluies reste stationnaire malgré une baisse des niveaux de pluie et leur mauvaise répartition saisonnière.

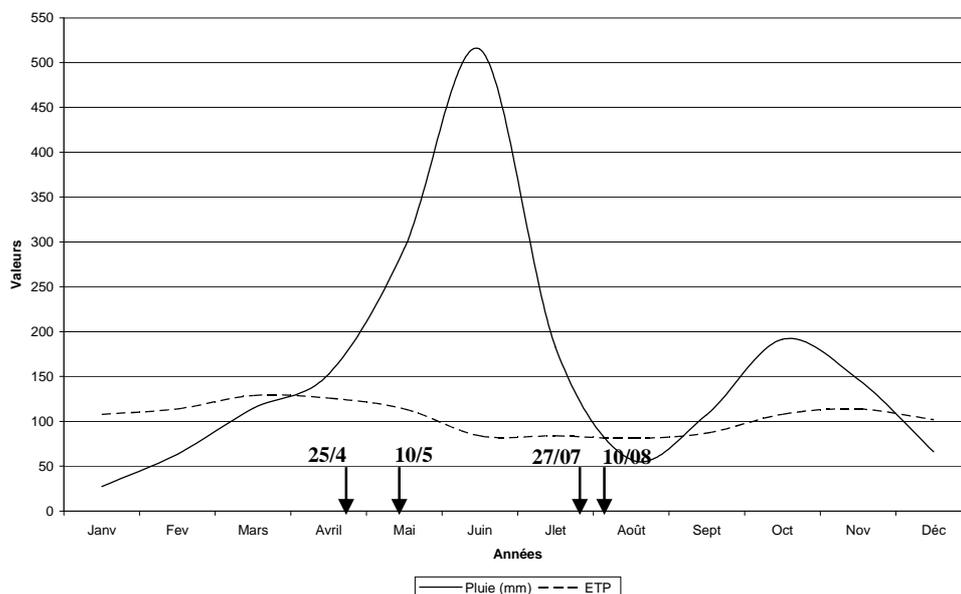


Figure 3. Evolution des moyennes mensuelles de pluies et de l'évaporation à Adiaké de 1945 à 1995. Les deux flèches pointées sur le 25 avril (25/4) et le 10 mai (10/5) ; le 27 juillet (27/07) et le 10 août (10/08) indiquent respectivement les périodes estimées de début (25 avril au 10 mai) et de fin (27 juillet au 10 août) de la grande saison des pluies.

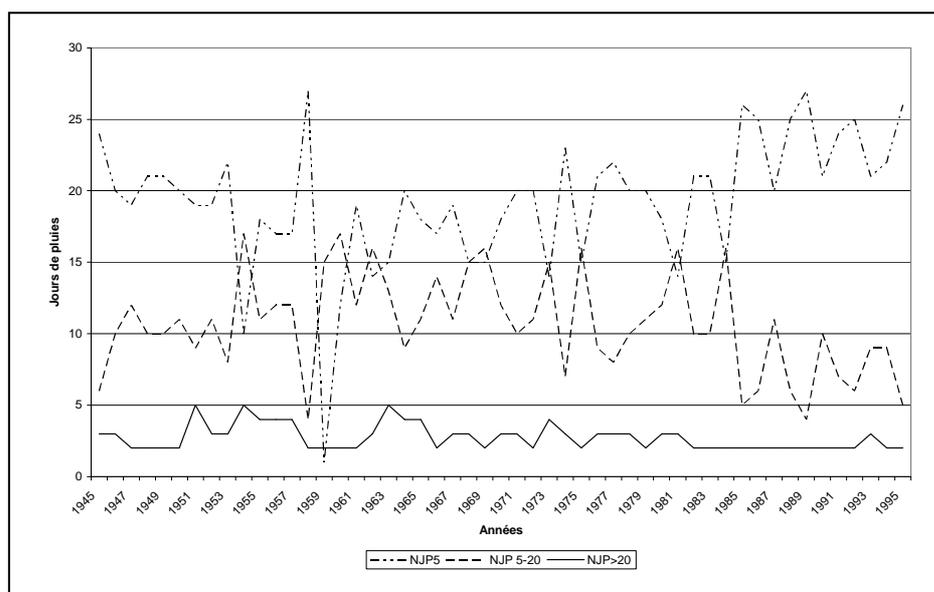


Figure 4. Evolution du nombre de jours de pluie à la station d'Adiaké.

Nombre de jours de pluie ≥ 5 mm (NJP5), entre 5 et 20 mm (NJP 5-20) et plus de 20 mm (NJP>20).

Conclusion

Les ressources en eau du département d'Adiaké sont très dépendantes des variations climatiques. Dans ce département réputé pourtant parmi les plus arrosés du pays, les conditions physiques du milieu ne favorisent pas un accès confortable des populations à la ressource en eau. La lagune Aby qui occupe 56% du département est impropre à la consommation domestique et les fleuves côtiers sont également confrontés à une baisse constante de leurs débits en liaison avec les conséquences de la variabilité des précipitations sur le bilan hydrique saisonnier et annuel, favorisant une remontée de la marée qui augmente le taux de salinité des eaux. Il en résulte une diminution des eaux de surface qui constituent le moyen le plus utilisé par les populations pour leurs besoins domestiques. Sur la période étudiée, la période de début et de fin de saison des pluies reste stationnaire malgré une baisse des niveaux de pluie et leur mauvaise répartition saisonnière. A l'échelle stationnaire, l'analyse du cumul des précipitations moyennes mensuelles des grandes et petites saisons des pluies montre une concentration du total annuel des pluies à hauteur de 83% à Abidjan, 82% à Adiaké et 82% à Aboisso. La diminution des pluies se traduit également par une augmentation des NJP5 depuis 1983. Le développement de stratégies d'adaptation à la baisse des précipitations et l'extension du réseau public d'approvisionnement en eau potable sont envisagés comme les seuls moyens pour améliorer l'hydraulique humaine dans cette région de l'extrême Est du littoral ivoirien.

Références bibliographiques

- Brou Y.T., 2005. *Climat, mutations socio-économiques et paysages en Côte d'Ivoire*, HDR, Université de Cocody/ Université des Sciences et Technologies de Lille, 212 p.
- Chantraine J.M., 1980. La lagune Aby (Côte d'Ivoire). Morphologie, hydrologie, paramètres physico chimiques, *doc. sci, CRO*. Abidjan. Vol. XI, n°2 p. 39-77.
- MECV. 2000. *Convention Cadre des Nations Unies Sur les Changements Climatiques*, 97 p.
- Pettitt A.N., 1979. "A non-parametric approach to the change-point problem", *Applied Statistics*, **28**, 126-135.
- Ozer P., Bodart C. et Tychon B., 2005. Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental : récentes modifications et impacts environnementaux. *Cybergeo : Revue européenne de géographie*, N° **308**.
- Sivakumar M.V.K., 1987. "Predicting rainy season potential from the onset of rains in Southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa", *Agricultural and Forest Meteorology*, 42, 295-305.

RYTHME CLIMATIQUE ET CONSOMMATION D'EAU DANS LE SYSTEME D'APPROVISIONNEMENT PUBLIC DE RONDONÓPOLIS-MT-BRÉSIL

SANTOS J. W. M. C., DUBREUIL V.

(*) MCF climatologie, Université Federal du Mato Grosso-Brésil

jeater@ufmt.br

Post-Doctorant au COSTEL UMR 6554 LETG, Université Rennes 2 (boursier CAPES)

(**) COSTEL UMR 6554 CNRS LETG, MCF climatologie, Université Rennes 2

vincent.dubreuil@uhb.fr

Professeur Invité au CDS, Université de Brasilia (boursier CAPES)

Résumé : Cette étude analyse les fluctuations saisonnières de la consommation d'eau de la ville de Rondonópolis (Mato Grosso, Brésil) et sa relation avec les rythmes climatiques au niveau local. Grâce à, des analyses de corrélation et de séries temporelles de consommation mensuelle d'eau et de moyennes climatiques mensuelles pour la période de 1998 à 2003, on trouve une bonne corrélation avec la température maximale journalière.

Mots-clés : Rondonópolis, consommation d'eau, séries temporelles, climat local.

Abstract: The purpose of this study is to analyze the seasonal fluctuations of consumption water of the town of Rondonópolis (Mato Grosso, Brasil) and its relationship to the climatic rhythms at the local level. Through analyses of correlation and time series of monthly water consumption and monthly climatic averages for the period of 1998 to 2003, one finds a significant correlation with the maximum temperature day.

Key words: Rondonópolis, water consumption, time series, local climate.

Introduction

Rondonópolis est une ville importante située au sud-est de l'Etat du Mato Grosso au Brésil (entre les parallèles 16° et 17° sud et les méridiens 54 et 55° ouest) dont la population atteint 170.000 habitants (IBGE, 2001). La commune possède un grand potentiel hydrique car elle est située sur les bassins hydrographiques des Rios Vermelho et São Lourenço et elle dispose, en outre, de réserves souterraines importantes (aquifères Furnas et Ponta Grossa, CASARIN, 2003) qui fournissent des eaux de qualité pour la consommation humaine. Le climat local est classé comme humide (B2), Mégathermique (A') a' – Tropical Continental – avec un déficit hydrique hivernal modéré (W) d'après la classification de THORNTHAITE, et une moyenne annuelle de précipitations d'environ 1.600mm (SANTOS, 1996). Cette ville présente des pertes d'eau importantes observées dans le système d'approvisionnement public de Rondonópolis qui est opéré par le concessionnaire SANEAR "Service d'Assainissement Environnemental de Rondonópolis". Ainsi, à Rondonópolis, pour un total d'eau produite par le SANEAR en 2005 de 20.885.000 m³, seulement 8.350.000 m³, ont été consommés par la population soit une perte d'environ 60% de l'eau produite par le système d'adduction (PMSS, 2005). Précisons que les pertes élevées dans les systèmes d'approvisionnement d'eau, s'accompagnent d'une mauvaise qualité du service de distribution, avec de fréquentes interruptions et/ou des intermittences dans l'approvisionnement en eau, qui ont de sérieuses implications sociales et de santé dans la population concernée particulièrement dans les secteurs périphériques et les quartiers de bas revenus (HESPANHOL, 2002). On a noté que les fluctuations dans les totaux de consommation d'eau peuvent exercer une grande influence sur ces pertes physiques en eau, et qu'à son tour "les variations climatiques ont un poids très fort sur la demande en eau et l'étude systématique de cette relation est assez rare" (BRASIL, 1999). Ainsi cette étude a comme objectif d'analyser les fluctuations saisonnières des niveaux de consommation d'eau de la ville de Rondonópolis (Mato Grosso, Brésil) et les relations de

celles-ci avec les rythmes climatiques au niveau local.

1. Données et méthodes

Pour caractériser le comportement de la consommation d'eau résidentielle dans Rondonópolis on a utilisé les totaux mensuels de cette consommation pour la période 1998-2003 obtenus auprès du registre commercial du SANEAR. Nous avons choisi de travailler avec les données de consommation d'eau résidentielle, parce que celles-ci sont influencées par moins de facteurs que la consommation urbaine globale et aussi parce qu'elles représentent plus de quatre-vingt-dix pour cent de la consommation totale d'eau du système d'approvisionnement public de Rondonópolis.

Pour caractériser l'impact des éléments climatiques pour la même période, les moyennes mensuelles des températures maximales et moyennes de l'air, de l'humidité relative et les totaux mensuels de pluie ont été utilisées (poste climatologique de l'Université Fédérale de Mato Grosso à Rondonópolis). À partir de ces données climatiques ont été calculés l'évapotranspiration potentielle mensuelle et les bilans hydriques mensuels par la méthode de Thornthwaite (1948).

Pour évaluer l'existence d'une fluctuation saisonnière des consommations moyennes mensuelles d'eau, on a opté pour le calcul des indices de variation, obtenus par le rapport entre la moyenne de consommation de chaque mois par la moyenne de la consommation annuelle d'eau de la période analysée. Les corrélations graphiques et statistiques entre les deux séries ont ensuite été calculées.

Nazen (chez Amaral et Shirota, 2003), a suggéré l'utilisation de modèles de séries temporelles pour l'étude de la demande en eau, car cette demande urbaine est liée à de nombreux facteurs, dont le climat, qui la rendent très irrégulière. Ainsi, pour analyser et vérifier le niveau de corrélation existant entre les facteurs saisonniers des séries mensuelles de consommation résidentielle d'eau et des moyennes de la température maximale, les données des deux séries ont subi quelques traitements statistiques afin d'éliminer les bruits et les irrégularités existant dans celles-ci.

Les données ont été traitées par la méthode « Census I », automatisée dans le module d'analyse des séries temporelles du logiciel Statistica (Statsoft, 2004) en appliquant les paramètres suivants: a) calcul de la moyenne mobile pour une fenêtre de 3 mois sur les données des deux séries pour réduire les effets de variations irrégulières à court terme existant sur les données mensuelles ; b) calcul de la composante saisonnière de chaque série pour une fenêtre de 12 mois. La composante saisonnière a été calculée comme étant la moyenne pour chaque point de chaque période saisonnière.

2. Résultats

2.1. Variation saisonnière de la consommation d'eau à Rondonópolis

Comme on peut l'observer sur la figure 1, il y a une variation temporelle de la consommation d'eau à Rondonópolis, avec une période de 5 à 6 mois (de juillet/août à décembre) pendant laquelle la consommation d'eau est supérieure à la moyenne annuelle. La consommation saisonnière d'eau à Rondonópolis oscille normalement entre -5% et + 5% autour de la consommation moyenne, mais l'amplitude peut atteindre jusqu'à 20% pour certaines années comme en 2002.

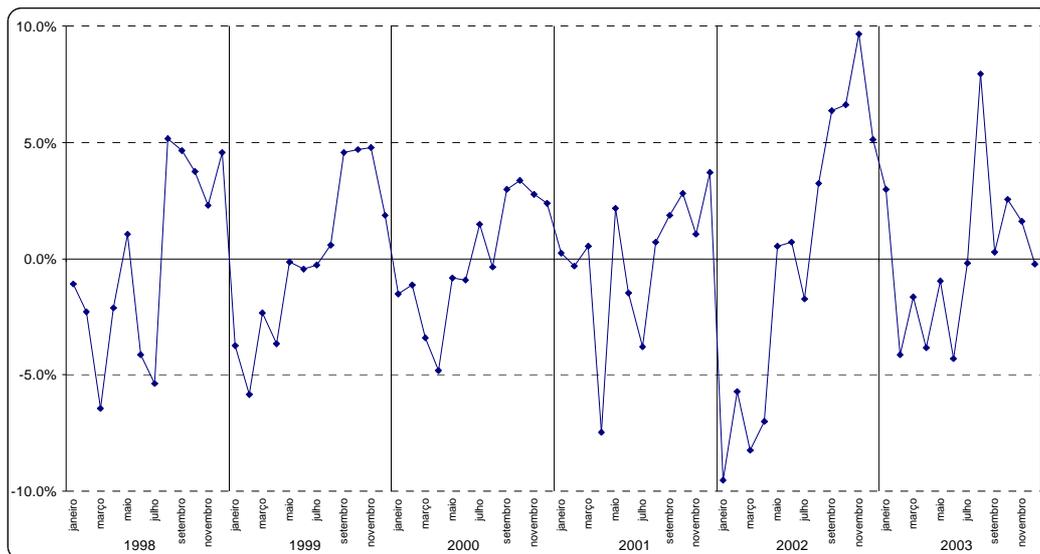


Figure 1. Ecart (%) entre les totaux mensuels de consommation d'eau à Rondonópolis par rapport à la consommation moyenne des années 1998 à 2003.

En moyenne (fig. 2) à Rondonópolis, on observe cependant un léger décalage, les valeurs les plus élevées de consommation se produisant d'août à décembre et les valeurs les plus faibles de janvier à avril.

Il est évident qu'une telle variation saisonnière est influencée par le rythme saisonnier des températures et de la pluie à Rondonópolis. Mais cette variation dans la consommation d'eau, peut aussi être rapportée aux niveaux de pertes physiques d'eau dans le système d'approvisionnement, surtout à celles produites dans le réseau de distribution ; en effet, avec la réduction de la consommation pendant la période de janvier à avril, la pression de l'eau dans le réseau est plus grande (car la production est maintenue constante toute l'année dans le système de Rondonópolis) et peut faire éclater les canalisations entraînant de graves pertes physiques d'eau. Malheureusement le SANEAR ne nous a pas fourni les données du service d'entretien du réseau d'adduction d'eau, qui auraient pu servir pour vérifier si de telles ruptures sont réellement plus fréquentes dans la période de janvier à avril.

2.2. Corrélation entre les totaux mensuels de consommation d'eau et les moyennes mensuelles des températures maximales

La figure 3 permet d'observer le rythme saisonnier des températures maximales et notamment le fait que les températures maximales du second semestre sont supérieures à celles de la première partie de l'année. La variation générale de cette courbe, est donc très proche de celle de la variation saisonnière de la consommation d'eau à Rondonópolis.

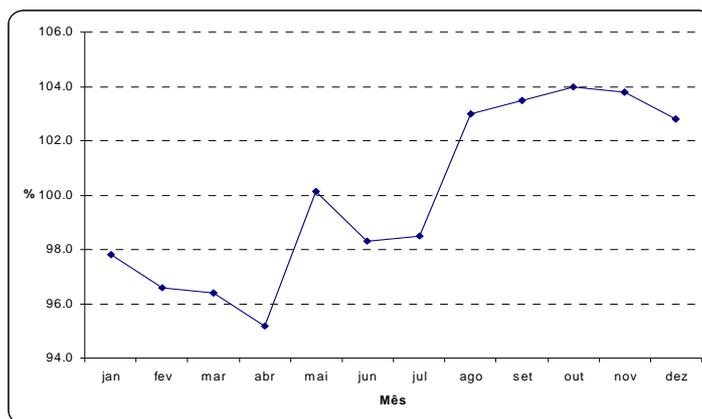


Figure 2. Indice de variation saisonnière de la consommation d'eau à Rondonópolis pour la période de 1998 à 2003 (moyenne sur les 5 années).

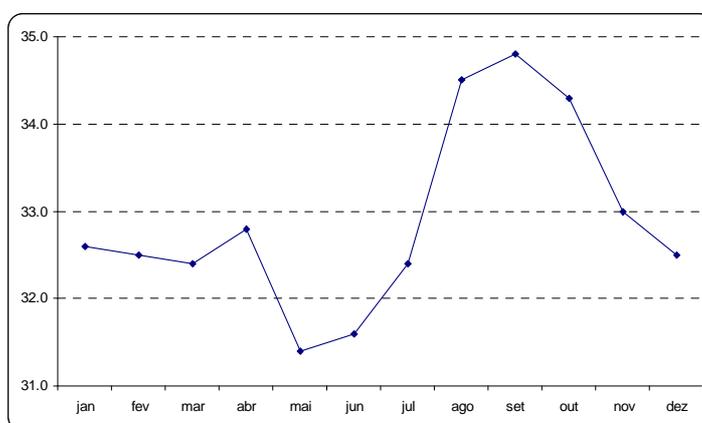


Figure 3. Moyennes mensuelles des températures Maximales à Rondonópolis – 1998 à 2003.

Comme on peut l'observer sur la figure 4, les valeurs de consommation résidentielle mensuelle d'eau à Rondonópolis, présentent la même variation saisonnière que les moyennes des températures maximales : les valeurs les plus élevées de la consommation d'eau se produisent pendant les mois de printemps, avec un pic au mois d'octobre, et les valeurs les plus basses pendant les mois d'automne (mars-avril). Autrement dit, la période de plus grande consommation d'eau coïncide également avec la saison sèche qui s'étend d'avril à octobre (fig. 5) (SANTOS, 2002).

Nous avons obtenu une bonne corrélation linéaire ($R^2 = 0,8367$) entre les valeurs des composantes saisonnières des totaux mensuels de consommation d'eau et des moyennes mensuelles des températures maximales pour la période de 1998 à 2003 (série analysée fig. 6). Cependant, les courbes ne sont qu'en partie parallèles avec un léger décalage d'un mois. Ceci peut résulter du fait que les consommations d'eau ne sont pas enregistrées sur des périodes d'un mois civil (du 1^{er} au 30 du mois) mais sur des périodes allant du 20 du mois précédent au 20 du mois considéré ; d'autre part, si les températures maximales sont le facteur explicatif principal, d'autres éléments interviennent au pas de temps hebdomadaire pour expliquer les variations de consommation, éléments climatiques (sécheresse de l'air plus ou moins accentuée, fumée des feux de brûlis de la région) mais aussi sociaux (périodes de congés, baisse du prix de l'eau pendant les périodes électorales par exemple).

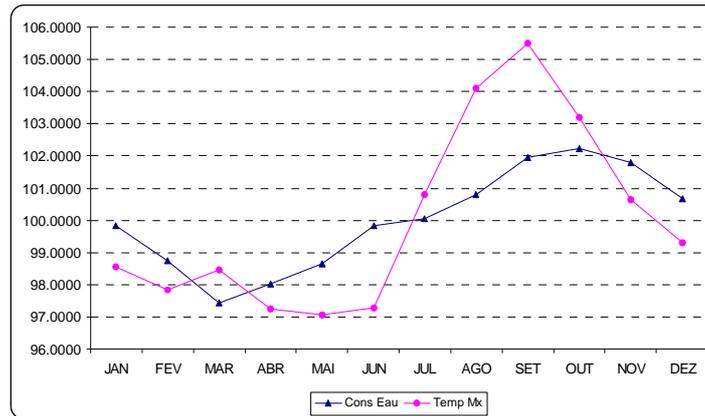


Figure 4. Variation des Composantes Saisonnières de la Moyenne Mensuelle de la Température Journalière Maximale et de la Consommation Résidentielle d'Eau à Rondonópolis pour la période 1998-2003.

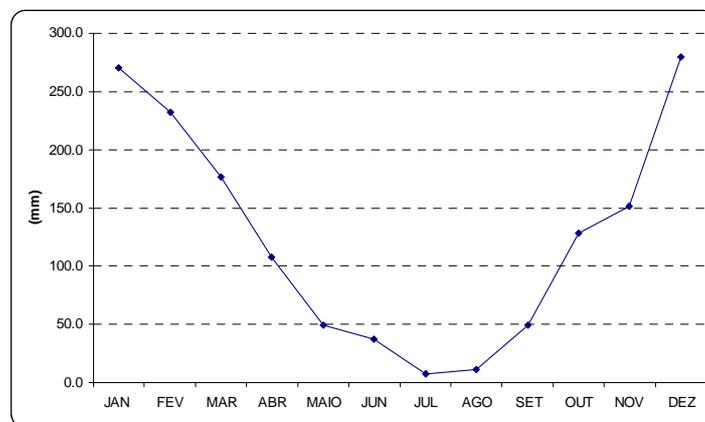


Figure 5. Moyennes mensuelles des Pluies à Rondonópolis pour la période 1998-2003.

Nous avons donc également analysé, les corrélations entre la consommation résidentielle d'eau avec les autres données climatiques de Rondonópolis, notamment : moyennes mensuelles de la température ; moyennes mensuelles de l'humidité relative de l'air ; moyennes de l'évapotranspiration potentielle et totaux mensuels de pluie. Cependant, aucun de ces éléments n'a présenté un niveau de corrélation aussi élevé que celui des températures maximales, toutes les valeurs de R^2 étant au-dessous de 0,5000.

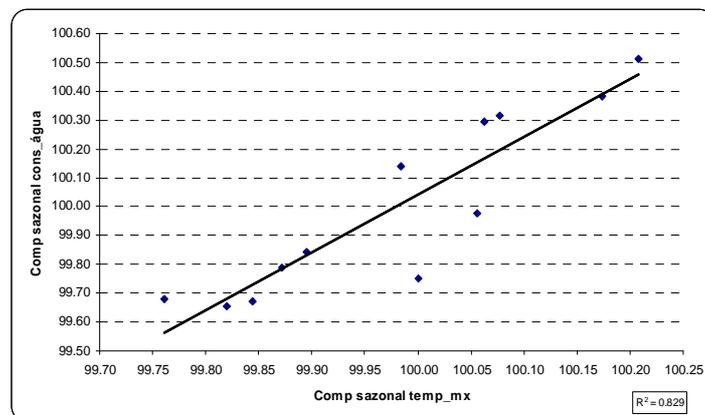


Figure 6. Composantes Saisonnières de la Température Moyenne X Composantes Saisonnières de la Consommation. Résidentielle d'Eau à Rondonópolis pour la période 1998-2003.

Conclusion

On constate donc qu'il existe une variation saisonnière significative dans les totaux de

consommation d'eau à Rondonópolis, les valeurs les plus élevées de la consommation d'eau se produisant pendant les mois de printemps-été, avec un pic au mois d'octobre, et les faibles valeurs se produisant pendant les mois d'automne-hiver (les mois de mars/avril connaissant la plus faible consommation d'eau à Rondonópolis). La forte corrélation ($R^2= 0,83$) entre les séries de consommation d'eau et les températures maximales montrent que la composante climatique est un facteur important à prendre en compte pour les études de prévision de consommation et pour anticiper d'éventuels ajustements dans la production d'eau de cette ville. Ces résultats peuvent contribuer à un meilleur dimensionnement et une meilleure adaptation du système de production et de distribution d'eau de Rondonópolis, et également contribuer à aider à réduire les niveaux élevés de pertes physiques d'eau observées dans le réseau.

Références bibliographiques

- Brasil. 1999. Ministério do Planejamento e Orçamento. Secretaria Especial de Desenvolvimento Urbano/Secretaria de Política Urbana. *Programa Nacional de Combate ao Desperdício de Água. Documento Técnico de Apoio nº A3: Caracterização da Demanda Urbana de Água*. Brasília:MPO-SEPURB-DESAN. 49 p.
- Casarin J. C., 2003. *Qualidade da água superficial e subterrânea na área urbana de Rondonópolis-MT*. 112f. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Conservação da Biodiversidade). UFMT/Departamento de Geologia. Cuiabá – MT.
- Hespanhol I. Água e Saneamento Básico – uma visão realista. chez: REBOUÇAS, A. da C.; Braga, B.; Tundisi, J. G. *Águas do Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. 2º ed. São Paulo:Escrituras Editora, 2002. cap. 8 p. 294-304.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. 2001. *Censo Demográfico 2000*. Rio de Janeiro:IBGE.
- Makridakis S., Wheelwright S.C., Hyndman R.J., *Forecasting: Methods and Applications*. 3ª ed ; Wiley, 1998.
- Nazem S.M., *Applied time series analysis for business and economic forecasting*. New York: ED.M.Dekker, 1998. chez : Amaral, A. M. P.; Shirota, R. *Consumo de Água Tratada: aplicação de modelos de séries temporais em Piracicaba, SP*. chez: XLI Congresso Brasileiro de Economia e Sociologia Rural, 2003, Juiz de Fora. Exportações, Segurança Alimentar e Instabilidade dos Mercados, 2003.
- PROGRAMA DE MODERNIZAÇÃO DO SETOR DE SANEAMENTO. 2005. *Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento – Visão Geral da Prestação dos Serviços de Água e Esgotos – 2004*. Brasília:MCIDADES.SNSA.
- Santos J. W. M. C., 1996. *O clima local de Rondonópolis segundo o sistema de classificação proposto por Thornthwaite 1948*. chez: Encontro Nacional dos Geógrafos, 10, 1996; Recife. Anais. Recife: AGB, 14 a 19 de julho de 1996. p 518-519.
- Santos J. W. M. C., 2002. *Clima e Produtividade da Soja nas Terras de Cerrado do Sudeste de Mato Grosso*. 400p. Tese (Doutorado em Geografia) – USP/FFLCH/Departamento de Geografia. São Paulo.
- Santos J. W. M. C., 2007. *Aplicação do geoprocessamento na avaliação e espacialização das perdas físicas de água do sistema de abastecimento público de Rondonópolis-MT*. *Rev Sociedade & Natureza, Uberlândia*, **19**, 2, 51-67.
- StatSoft. Inc. 2004. *STATISTICA (data analysis software system)*. version 7, StatSoft :Tulsa-OK-EUA. www.statsoft.com
- Thornthwaite C. W., 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. *Geographical Review*, 38, p. 55-94.

UNE ÉTUDE PRÉLIMINAIRE DES RELATIONS ENTRE L'EXPANSION URBAINE ET LE CLIMAT DE ALTA FLORESTA/MT- BRÉSIL

SCHREINER Simone, GONÇALVES PINHO Jeferson, TOMASINI MAITELLI Gilda

rsshreiner@yahoo.com.br

jefersonpinho@gmail.com

maitelli@terra.com.br

Universidade Federal de Mato Grosso/Cuiabá/Brésil

Résumé : *La ville d'Alta Floresta, située dans l'extrême nord de l'état du Mato Grosso/Brésil, Pré-Amazone Mato-grossense, a eu une expansion significative de son périmètre urbain associé aux déboisements progressifs de la forêt native de ses alentours durant ces dernières années. Cependant, il n'y a pas eu d'études suffisantes sur les caractéristiques climatiques de la région ni sur les rapports entre l'urbanisation et les variations climatiques probables de ces changements. Cette étude prétend évaluer de façon préliminaire les rapports entre l'expansion urbaine, les déboisements et les variations du climat local.*

Mots-clés : *Expansion urbaine, climat local.*

Abstract: *The city of Alta Floresta, located in the extreme north of the state of Mato Grosso/Brazil, Pre-Amazonia Mato-grossense area, had a significant expansion of its urban perimeter associated with the progressive deforestations of the native forest of its surrounded in the last few years. However, it in there did not have sufficient studies about the climatic characteristics of the area and on the relationship between the urbanization and probable climatic variations of these changes. This study claims to evaluate in a preliminary way the relationship between the urban development, deforestations and variations of the local climate.*

Key words: *Urban expansion, local climate.*

Introduction

L'accroissement de la population concentrée dans les centres urbains a besoin de plus en plus de l'expansion des équipements et des outils propres de l'urbanisation. Les changements survenus sur la superficie, avec la retraite de la végétation pour l'implantation de nouveaux quartiers et lotissements et l'implantation d'infrastructure, occasionnent l'insertion de gaz et autres matériels polluants dans l'atmosphère, pouvant provoquer des altérations significatives pour le climat des villes. Le but principal de ce travail est celui d'analyser les caractéristiques de l'expansion du réseau urbain et ses alentours à Alta Floresta/MT, Brésil, localisée dans les coordonnées géographiques de 09° 02' 29" à 11° 15' 45" LS et de 54° 44' 55" à 58° 45' 10" Wgr, avec une altitude moyenne de 284 m, étant éloignée d'environ 800 km de la capitale de l'État, et les rapporter aux variations climatiques survenues dans la région.

1. Méthodologie

A ces fins, on a accompli un relevé cartographique thématique de l'évolution du réseau urbain et de ses environs, se référant aux périodes de 1992, 2000 et 2005, en utilisant des images de satellite. Pour les années de 1992 et de 2000, ont été utilisées des images du satellite LANDSAT 5 et pour l'année 2005, l'image dénommée CBERS 2. Le plan de références géographiques des images a été réalisé à l'aide du Software Spring 4.3, en utilisant comme base le plan de la ville, de l'année 2005, acquis à l'IBGE (Institut Brésilien de Géographie et Statistique). Avec l'aide du software Arc View 3.2, on a accompli l'interprétation visuelle des images, dans laquelle ont été délimité les différents modèles spectraux observés sur les images, c'est-à-dire qu'on a regroupé les aspects de l'image avec les mêmes caractéristiques qui ont trois types de classification, (zone construite, zone ouverte et zone avec végétation) définissant ainsi les catégories d'utilisation et d'occupation du sol urbain

pour l'élaboration de la carte thématique finale. Après le relevé cartographique, on a calculé le pourcentage de ces zones.

Pour les études climatologiques, on a utilisé des données référentes aux moyennes mensuelles et annuelles de température moyenne, maximale et minimale, d'humidité relative de l'air et de précipitation se référant à la période de 1994 à 2005, observées à la Station Conventuelle de l'Aéroport d'Alta Floresta, unique série historique disponible pour la zone. Les données ont été saisies et traitées par le Software Excel, pour l'élaboration d'une banque de données avec toutes les variables climatologiques. On a confectionné divers diagrammes, tableaux et graphiques pour les analyses statistiques descriptives des données avec les calculs des variations moyennes et la distribution de fréquence, semblables à ceux réalisés par Maitelli (2007), en cherchant à établir des rapports entre les observations climatologiques et les altérations arrivées dans le réseau urbain et dans ses alentours.

2. Résultats

Le réseau urbain d'Alta Floresta couvre 4.925.505 hectares et est caractérisé par la présence de constructions basses, avec quelques immeubles ayant au maximum trois étages, dans la zone centrale. Seules les rues et les avenues principales sont goudronnées, les autres rues et mêmes les quartiers n'ont pas le bénéfice de la couverture d'asphalte ni de l'arborisation, restant seulement la végétation du fond des jardins. Il y a la présence de plates-bandes avec des arbres de taille moyenne le long des avenues principales et le flux de véhicules et de piétons est constant. Nous avons observé sur les relevés cartographiques réalisés, que pour l'année 1992, la végétation native ressortait dans le réseau urbain et dans ses alentours, atteignant 48% du total, 27% correspondait à la zone construite et la zone ouverte pour la même année était de 25%. (fig. 1)

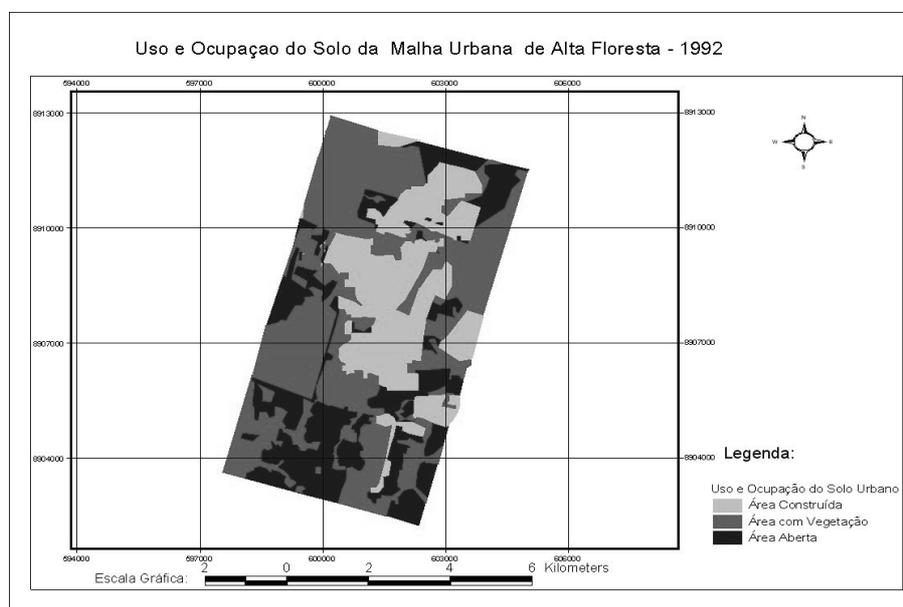


Figure 1. Carte thématique de l'utilisation du sol urbain d'Alta Floresta pour l'année 1992.

Ce fait est en rapport avec l'économie de la commune, étant donné que la recherche de l'or était la base de l'économie d'Alta Floresta à cette époque-là. Ainsi, la population dans sa majorité occupée par cette activité, résidait dans la zone rurale. Pour l'année 2000, la même zone était constituée de 33% de végétation, 31% de zone construite et de 36% de zone ouverte, conformément à la figure 2.

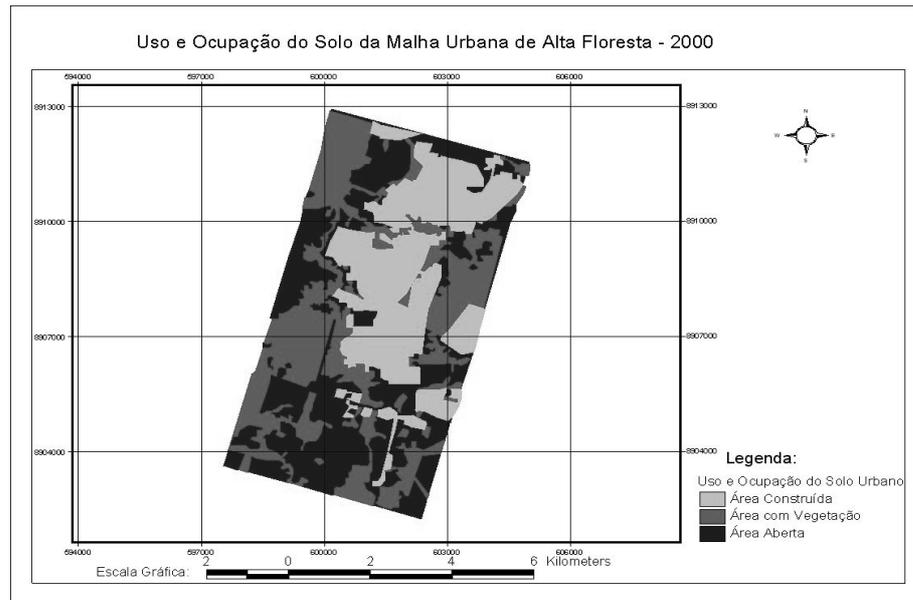


Figure 2. Carte thématique de l'utilisation du sol urbain d'Alta Floresta pour l'année 2000.

Cette année-là, la végétation a perdu 15%, la zone construite a augmenté de 4% et la zone ouverte a eu 11% d'augmentation par rapport à 1992. Ceci se justifie par la crise dans l'économie de la commune. Avec la faillite des gisements d'or, les orpailleurs ont été obligés d'émigrer de la campagne vers la ville, augmentant le nombre d'habitants dans la zone urbaine (37.271 habitants dans la ville et 9.685 dans la zone rurale) et, par conséquent ont provoqué l'augmentation des déboisements urbains pour la mise en place de nouveaux quartiers et de lotissements.

Pour l'année 2005, la végétation occupait 34%, la zone construite correspondait à 36% et 30% de zone ouverte (voir fig. 3), causant ainsi une perte significative de la végétation.

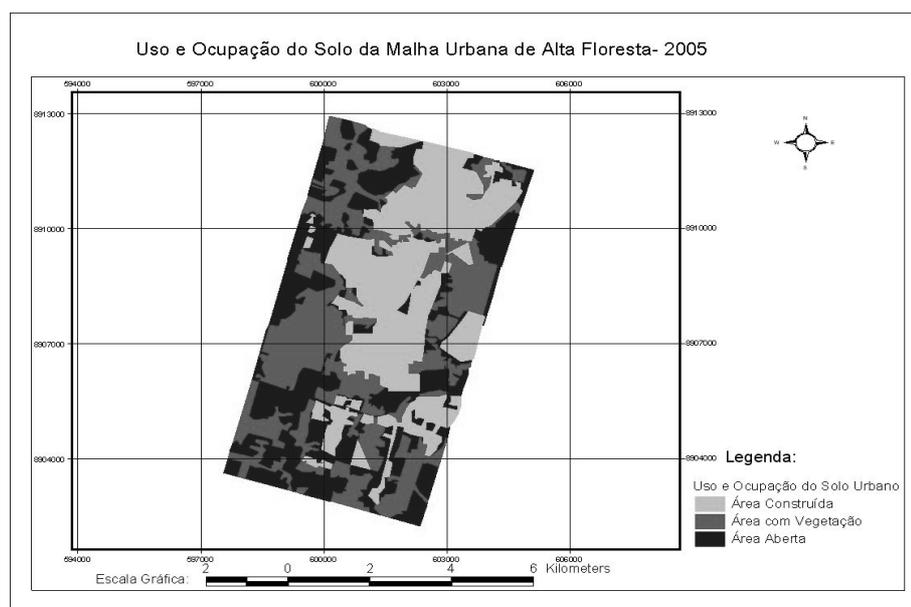


Figure 3. Carte thématique de l'utilisation du sol urbain d'Alta Floresta pour l'année 2005.

Quant au climat, la zone étudiée présente une forte régularité thermique annuelle, dont les variations restent limitées aux influences des fronts froids qui atteignent la région en hiver ou

aux pluies qui provoquent des situations d'instabilité de l'air et causent des baisses dans les températures. Ainsi, les plus grandes irrégularités climatiques de la région sont mises en évidence dans la distribution temporelle des pluies imposée par la circulation générale et dans l'humidité relative. Les températures moyennes mensuelles les plus élevées arrivent seulement dans la saison qui va d'avril à septembre, où l'étiage est le plus important. La température moyenne de l'air varie entre 25,6° et 27,4° dans la période étudiée (fig. 3).

Les plus grandes amplitudes thermiques de la période ont été mises en évidence dans les températures minimales avec des différences allant jusqu'à 6°C, oscillant entre 13,8°C et 21°C. Tandis que les températures maximales oscillaient entre 32,2°C et 35,8°C. (fig. 4 et 5).

L'humidité relative de l'air dans sa moyenne a démontré des oscillations (fig. 6), qui variaient entre 82% pendant les mois de janvier, février et mars (saison des pluies) et 56% en juillet (saison sèche). Les précipitations ont eu une grande variation mensuelle, atteignant leur maximum pendant le mois de mars avec une moyenne totale de 260,9 mm, alors que pendant les mois de juin et de juillet, on n'a pas enregistré d'occurrence de pluies (fig. 7).

La période des pluies d'octobre à mars est causée par l'influence de la Masse Equatoriale qui, en se déplaçant du nord au sud, contribue de façon significative à l'augmentation de la nébulosité, produisant des pluies plus abondantes et favorisant l'occurrence de températures plus agréables pendant les mois de décembre à février. Toutefois, la température minimale de la période est arrivée en juillet (atteignant 13,8°C) ; elle est due à l'invasion du Système Polaire Atlantique, qui provoque le phénomène du "Refroidissement".

La moyenne annuelle de précipitations annuelles pour la période de 1994 à 2005 a été de 1346,291 mm, avec deux pics significatifs: le premier a eu lieu en 2003, où il a atteint la maximale pluviométrique de 1662,4 mm et le second en 2001, qui a eu le plus petit total pluviométrique de la période, avec 859,9 mm, conformément à la figure 8.

Toutefois, il est probable que les différences de comportement thermique observé à Alta Floresta, n'aient pas été plus accentuées à cause de la topographie du terrain (relativement plat), au faible processus de verticalisation, favorisant la libre circulation de l'air, l'activité industrielle réduite et la présence de zone de végétation.

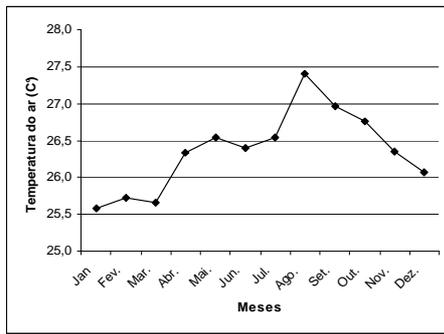


Figure 4. Variation Mensuelle de la Température Moyenne de l'Air pour la période de 1994 – 2005 à Alta Floresta, MT

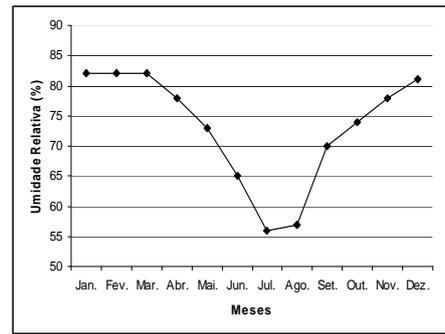


Figure 7. Variation Mensuelle de l'Humidité Relative de l'Air (%), pour la période de 1994 – 2005 à Alta Floresta, MT

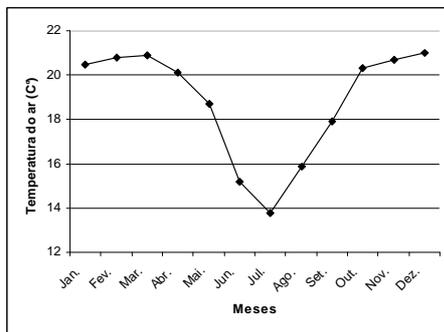


Figure 5. Variation Mensuelle de la Température Minimale de l'Air pour la période de 1994 – 2005 à Alta Floresta, MT

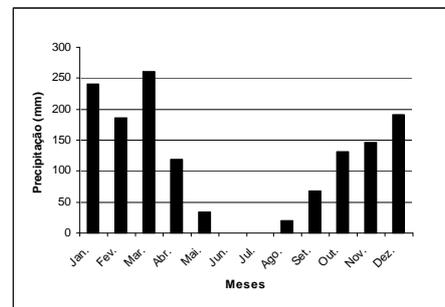


Figure 8. Variation Mensuelle des Précipitations, 1994 – 2005 à Alta Floresta, MT.

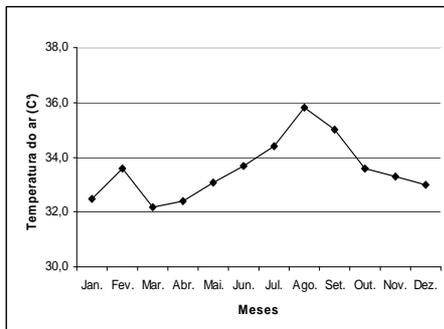


Figure 6. Variation Mensuelle de la Température Maximale, 1994 – 2005 à Alta Floresta, MT,

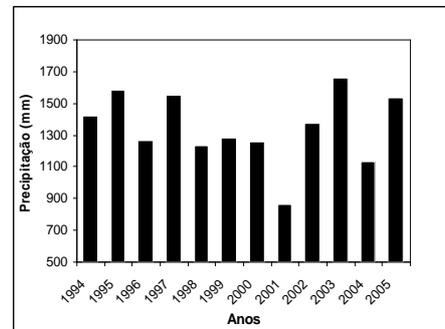


Figure 9. Variation Annuelle des Précipitations, 1994 – 2005 à Alta Floresta, MT

Conclusion

Bien que les résultats rencontrés dans l'analyse de la série historique des variables climatologiques n'aient pas mis en évidence d'altérations significatives dans le climat, l'utilisation du sol urbain et de ses environs a été modifiée, en soulignant l'intensification des activités humaines dans cet espace. Donc, il n'a pas été possible d'identifier de façon claire, le rapport entre les variables climatologiques et les changements d'utilisation du sol. Ce fait est dû à la déficience dans les observations météorologiques qui ne prend pas en compte des séries historiques plus longues, des données journalières horaires et des moyennes microclimatiques pour établir des conclusions plus détaillées.

Références bibliographiques

- Danni-Oliveira I. M., 1995. Aspectos Conceituais do Sistema Clima Urbano: Uma Breve Revisão Bibliográfica Sobre as Ilhas de Calor. *Cadernos de Geociências-Rio de Janeiro*, 15,13-26.
- Dubreuil V.; *et all.*, 2003. Estudo da Urbanização e suas Consequências sobre as temperaturas noturnas em Sinop, Mato Grosso. *Revista Mato-grossense de Geografia*. n° 07/08,. Cuiabá: Editora Universitária. Pg. 25-39.
- Lombardo M. A., 1985. *Ilha de Calor nas Metrôpoles: O Exemplo de São Paulo*. São Paulo: Hucitec.
- Maitelli G. T., Zamparoni C. A. G. P., Souza S. C., 2004. Mudanças de uso do solo e variações climáticas na Amazônia Mato-grossense In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza/CE. Meteorologia e Desenvolvimento Sustentável. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.1. p.1 – 12.
- Maitelli G.T., 2007. O quadro natural da natureza transformada na Pré-Amazônia Mato-grossense. In: Maitelli, G. T.; Zamparoni, C. A. G. P. (orgs.). *Expansão da soja na Pré-Amazônia Mato-grossense: impactos socioambientais*. Cuiabá: Entrelinhas/EdUFMT.
- Mato Grosso. *Anuário Estatístico de Mato Grosso, 2004*. Cuiabá: Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral – SEPLAN-MT: Central de Texto,. v.26.
- Mendonça F., 2000. O Clima Urbano de Cidade de Porte Médio e Pequeno: Aspectos Teórico-Metodológicos e Estudos de Caso. In: San’anna N., J. L.; ZavatinI, J.A. (orgs). *Variabilidade e Mudanças Climáticas: Implicações Ambientais e Socioeconômicas*. Maringá: Eduem.
- Mendonça F., 2003. Clima e Planejamento Urbano em Londrina. In: Monteiro, C.A.F.; Mendonça, F. (orgs). *Clima Urbano*. São Paulo: Contexto.

ANOMALIES DES PRÉCIPITATIONS À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE MONTE CIMONE, ITALIE

ȘERBAN Eugenia¹, SANTAGUIDA Riccardo², LAURIA Luigi²

¹ L'Université d'Oradea, Faculté de la Protection Environnementale,
Rue Gen. Magheru, nr. 26, Oradea, Roumanie
eugeniaserban@yahoo.com

² Centre de l'Aéronautique Militaire de la Montagne de Monte Cimone,
Via delle Ville, no.40, Sestola (Mo), Italie,
riccardo.santaguida@tiscali.it; lauria@meteoam.it

Résumé : Dans ce travail, l'analyse des précipitations a été faite par la méthode de l'Anomalie Standardisée de Précipitations (ASP). Le but du travail a consisté dans l'identification des phénomènes climatiques de risque générés par les précipitations excédentaires et déficitaires. À la station de Monte Cimone ont existé une décade et demie avec des pluies abondantes et deux décades de sécheresse. Dans la période 1964-2004 on peut observer une tendance linéaire très évidente de baisse des quantités annuelles de précipitations. Pour les dernières années, les mois d'hiver-printemps sont devenus beaucoup plus secs par rapport aux autres mois.

Mots-clés : Anomalie standardisée, risque climatique, déficit, excédent.

Abstract: In the present work, the precipitation analysis has been made by using the method of Standardized Precipitation Anomaly (SPA). The aim of the work stands in identifying the climatic risk phenomena generated by precipitation surplus and deficit. At the weather station Monte Cimone there was one decade and a half with rich rainfall and two decades of drought. The linear tendency shows a very obvious diminution of the annual precipitation amounts, on the period 1964-2004. Within the last years, the months of winter-spring have become drier compared to the other months.

Key words: standardized anomaly, climatic risk, deficit, surplus.

Introduction

La station météorologique de Monte Cimone est située dans la région Emilia-Romagna de l'Italie, la province de Modena, à une altitude de 2165 m, ayant les coordonnées 44°12' latitude nord et 10°42' longitude est. Située sur le sommet Cimone des Hauts Appennines de Modena, celle-ci est le plus haut sommet de ce secteur montagneux. La station a l'indicatif 16134 et appartient au Centre de l'Aéronautique Militaire de la Montagne de Monte Cimone. La quantité moyenne annuelle de précipitations atteint 696,3 mm (pour la période 1964-2004), étant plus basse que celle obtenue pour la période 1961-1980: 744,7 mm (Rapetti et Vittorini, 1989). Cette moyenne pluriannuelle est très basse par rapport aux valeurs enregistrées aux stations météorologiques ou pluviométriques des alentours, situées plus bas du point de vue de l'altitude (sous 1400 m) où les précipitations comptent 1000-2500 mm (Rapetti et Vittorini, 1989). La situation est due à l'emplacement de la station au-dessus du plafond habituel des nuages où la quantité des précipitations décroît, aux vents forts qui provoquent des erreurs de mesure, mais aussi à la forme de cime isolée du sommet Cimone, n'ayant pas l'effet signifiant d'un barrage orographique dans la voie de masses d'air (Piacente, 1977; Rapetti et Vittorini, 1989).

1. Données et méthodes

Dans ce travail on a analysé les cumuls mensuels et annuels de précipitations pour une période de 41 ans (1964-2004), en utilisant la méthode de l'Anomalie Standardisée de Précipitations (ASP) (Busuioc, 1992). Le but du travail a consisté dans l'identification des phénomènes climatiques de risque générés par les précipitations excédentaires et déficitaires, raison pour laquelle on a étudié les extrêmes pluviométriques positifs et négatifs. Les valeurs mensuelles de l'anomalie standardisée des précipitations ont été calculées conformément à l'équation :

$$ASP = (x - \bar{x}) / \sigma$$

où \bar{x} correspond à la quantité moyenne mensuelle pluriannuelle de précipitations, x à la quantité de précipitations d'un mois particulier et σ représente la déviation standard. L'attribution des qualificatifs pluviométriques des mois et des années analysés a été faite sur une échelle allant de *extrêmement secs* à *extrêmement pluvieux*. La détermination des seuils entre un qualificatif et l'autre a été faite conformément à la méthode des percentiles, considérée comme la plus efficace lorsqu'on désire l'identification des risques pluviométriques (Busuioac A., communication personnelle). Dans ce sens on a choisi 10 classes de valeurs. Les valeurs ASP de la classe 90-100% représentent les risques générés par l'excédent pluviométrique (les mois et les années «extrêmement pluvieux») tandis que les valeurs de la classe 0-10% représentent les risques générés par le déficit pluviométrique (les mois et les années «extrêmement secs»).

2. Résultats

Les quantités annuelles de précipitations ont varié entre 175,6-1283,6 mm au cours des années à la station de Monte Cimone, durant la période 1964-2004. La quantité minimale de 175,6 mm a été enregistrée dans l'année la plus sèche, 2004, et la quantité maximale dans l'année la plus pluvieuse, 1968. Au cours de l'année, les plus abondantes précipitations se produisent dans l'intervalle août-novembre (approx. 300 mm) et en juin (approx. 60 mm), distribution spécifique aux régions du climat méditerranéen (fig. 1). Le maximum pluviométrique est enregistré en octobre (approx. 80 mm) et le minimum pluviométrique en décembre (approx. 40 mm).

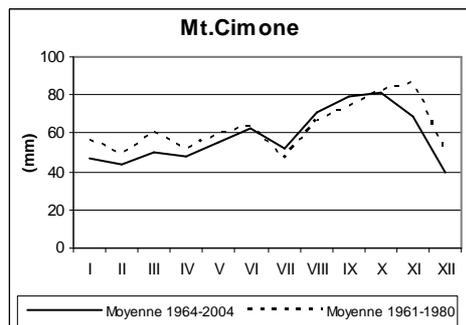


Figure 1. La distribution des quantités moyennes mensuelles de précipitations sur deux périodes différentes.

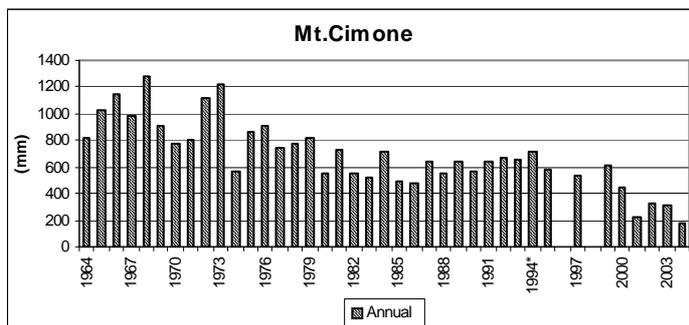


Figure 2. Les quantités annuelles de précipitations à la station météorologique de Monte Cimone (1964-2004).

Dans la figure 1, on a fait une comparaison entre les moyennes mensuelles pluriannuelles de la période 1961-1980 – présentés par Rapetti et Vittorini (1989) – et celles de la période 1964-2004. On a constaté que pendant la période plus longue de temps on a enregistré *une diminution des quantités de précipitations dans l'intervalle octobre-juin*, c'est-à-dire 9 mois de l'année et *une légère augmentation seulement dans l'intervalle d'été – début d'automne juillet-septembre*. En plus le maximum pluviométrique du novembre a été remplacé avec un maximum en octobre. Le minimum du juillet a été remplacé avec un minimum pluviométrique en décembre. Dans la figure 2 sont exposées les quantités annuelles de précipitations sur la période 1964-2004. On peut observer que les dernières années *les précipitations ont beaucoup diminué* à la station météorologique de Monte Cimone. On est passé de valeurs de plus de 1000 mm enregistrées dans l'intervalle 1964-1973 à des valeurs de 200-300 mm dans les années 2001-2003 et même 175 mm en 2004.

2.1. L'analyse des anomalies pluviométriques annuelles par la méthode ASP

Les années «extrêmement pluvieuses» se sont produites à la station de Monte Cimone, dans la première décennie de la période analysée, 1964-1973, lorsqu'on a enregistré les plus grandes quantités de précipitations (tab. 1). Par conséquent, à cette station les risques générés par l'excédent pluviométrique sont signalés par des valeurs ASP supérieures à +1,6. Ils correspondent à des quantités annuelles de précipitations supérieures à 1100 mm et à des déviations positives par rapport à la moyenne pluriannuelle de plus de 400 mm. A l'inverse, les années «extrêmement sèches» sont enregistrées dans la deuxième moitié de la dernière décennie (1994-2004), notamment dans les dernières 4 années de la période analysée. C'est alors qu'on a enregistré les moindres quantités annuelles de précipitations. Les risques générés par le déficit pluviométrique se produisent donc à la station de Monte Cimone à partir de valeurs ASP inférieures à -1,4. Ils correspondent à des quantités annuelles de précipitations inférieures à 330 mm et à des déviations négatives par rapport à la moyenne pluriannuelle de plus de 350 mm.

	Année	Valeur ASP	Quantité de précip. (mm)	Déviations (mm)
Extrêmement pluvieuse	1968	+2.31	1283.6	+587.3
	1973	+2.08	1227.1	+530.8
	1966	+1.78	1150.7	+454.4
	1972	+1.64	1114.2	+417.9
Extrêmement sèche	2004	-2.03	175.6	-520.7
	2001	-1.84	225.6	-470.7
	2003	-1.51	308.7	-387.6
	2002	-1.44	327.4	-368.9

Tableau 1. Années extrêmement pluvieuses/sèches enregistrées à la station de Monte Cimone (1964-2004). Les valeurs ASP correspondantes à ces années, les quantités de précipitations et leur déviation de la moyenne pluriannuelle.

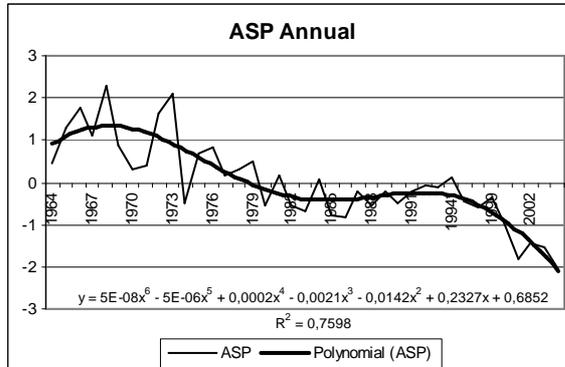


Figure 3. La tendance polynomiale des valeurs annuelles ASP à la station de Monte Cimone (1964-2004).

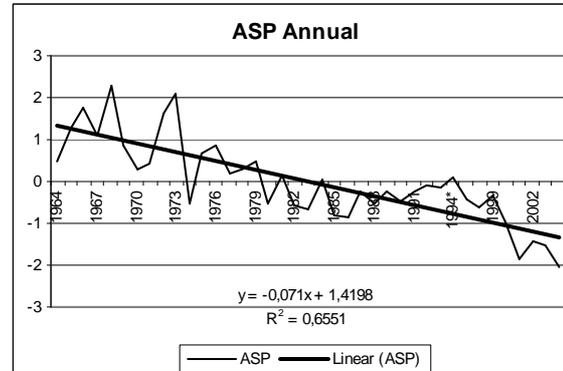


Figure 4. La tendance linéaire des valeurs annuelles ASP à la station de Monte Cimone (1964-2004).

Dans la figure 3 on a représenté les valeurs annuelles ASP sur la période 1964-2004. L'année la plus pluvieuse est celle de 1968 (déviations +2,3) et la plus sèche, 2004 (déviations -2,0). On peut remarquer la présence de quelques longues périodes d'années excédentaires ou déficitaires consécutives. Les périodes déficitaires sont plus nombreuses que celles excédentaires. La figure 3 présente aussi la tendance polynomiale des valeurs annuelles ASP. Ainsi a-t-on choisi le polynôme d'ordre 6, le coefficient de détermination ayant une valeur assez élevée ($R^2 = 0,76$). Après une période très pluvieuse 1964-1979 à la station de Monte Cimone a suivi donc une période modérée sèche durant 1980-1990, ensuite une courte période normale durant 1991-1994, et après une période très sèche durant 1995-2004, lorsque la courbe de la tendance présente une pente descendante accentuée. Il y a eu pratiquement *une décennie et demie avec des pluies abondantes et deux décennies de sécheresse*.

Le graphique de la figure 4 présente la tendance linéaire des valeurs annuelles ASP. Il semble qu'à la station de Monte Cimone s'est enregistré *une très évidente tendance de baisse des quantités des précipitations dans les dernières années*. Cette tendance a été signalée par beaucoup d'auteurs qui ont étudié le régime des précipitations du sud de l'Europe et du bassin de la Mer Méditerranée. Ils ont découvert de fortes anomalies positives de la pression de l'air et des anomalies négatives de précipitations durant la saison d'hiver sur toute la partie sud de l'Europe et du bassin méditerranéen (Hurrell, 1995, cité par Boroneanț et Rîmbu, 2003; Luterbacher et Xoplaki, 2003 etc.). Ils ont attribué la cause de ces anomalies d'hiver à l'évolution du phénomène NAO (North Atlantic Oscillation), notamment sur la persistance de NAO dans la phase positive.

2.2. L'analyse des anomalies pluviométriques mensuelles par la méthode ASP

Les plus grandes déviations positives dépassent les valeurs +2 ou +3. Les valeurs maximales se situent à +3,9 en février de 1968, ce qui a représenté une quantité de précipitations de 191,9 mm et +3,8 en mars 1971. Les déviations négatives n'ont pas dépassé la valeur de -2. La plus basse déviation a la valeur de -1,9 et correspond au mois de juin 2001. On peut observer que les anomalies pluviométriques positives sont beaucoup plus intenses que celles négatives. Ainsi que *les risques générés par l'excédent pluviométrique sont plus intenses que ceux générés par le déficit pluviométrique*. Cela est dû au fait que la région étudiée se trouve sous l'influence des masses d'air océanique de l'ouest, qui transportent d'importantes quantités d'humidité et qui rentrent en contact avec la haute région montagneuse.

Mois		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Extrêmement pluvieux	Année	1973	1968	1971	1967	1968	1968	1997	1976	1973	1966	1966	1981
		1977	1969	1975	1973	1988	1967	1972	1984	1994	1973	1967	1970
		1971	1989	1979	1978	1966	1973	1981	1983	1965	1993	1968	1965
		1970	1978	1972	1975	1978	2000	1964	1977	1993	1964	1965	1964
		ASP	+2.21	+3.90	+3.83	+2.49	+3.31	+3.05	+3.20	+2.48	+3.72	+3.56	+2.65
	Préc.	+2.17	+1.97	+2.27	+1.71	+2.61	+2.26	+2.28	+2.15	+2.08	+2.05	+2.61	+2.18
		+2.12	+1.42	+1.27	+1.66	+1.74	+1.89	+1.45	+1.65	+1.91	+1.70	+2.43	+1.93
		+1.81	+1.27	+1.23	+1.64	+1.72	+1.84	+1.41	+1.59	+1.49	+1.68	+1.89	+1.64
		131.8	191.9	208.8	122.7	161.2	155.8	184.4	171.8	335.7	305.6	219.4	108.2
		130.4	118.6	144.2	99.4	138.8	131.6	146.2	158.4	222.6	210.2	217.2	103.9
Extrêmement sec	Année	1991	1993	2002	2001	2002	2001	2004	2004	2004	1969	1981	1974
		1964	2002	1991	1982	1979	2004	1971	1971	1997	1989	1983	1986
		2004	1997	2003	2004	2001	2002	1974	2003	2000	1965	2001	2001
		1993	2000	2004	2002	1992	1974	1984	1988	1970	1985	1988	1991
		ASP	-1.20	-1.11	-1.22	-1.27	-1.14	-1.90	-1.18	-1.64	-1.10	-1.14	-1.16
	Préc.	-1.18	-1.03	-1.13	-1.20	-1.07	-1.70	-1.09	-1.35	-1.09	-1.12	-1.13	-1.20
		-1.16	-1.02	-1.09	-1.20	-1.04	-1.06	-1.02	-1.30	-1.06	-1.11	-1.09	-1.18
		-1.15	-0.99	-1.06	-1.19	-1.03	-0.85	-1.01	-1.27	-1.05	-1.02	-1.01	-1.09
		0.0	1.2	0.0	10.2	18.2	3.6	2.8	3.2	3.4	9.6	3.4	3.2
		0.8	4.4	3.4	12.2	20.4	9.8	6.2	15.2	4.4	11.0	5.2	3.4
	1.4	4.8	5.2	12.4	21.2	29.6	9.4	17.0	6.2	11.8	7.4	4.2	
	1.8	6.0	6.4	12.6	21.6	35.8	9.6	18.6	6.6	17.4	11.8	6.6	

Tableau 2. Les mois les plus pluvieux/secs de la station de Monte Cimone (1964-2004). Les valeurs ASP et les quantités de précipitations correspondantes à ces mois.

Le tableau 2 présente les mois les plus pluvieux et les plus secs de la station de Monte Cimone. Il semble que 77% des mois «extrêmement pluvieux» sont enregistrés dans l'intervalle 1964-1979, tandis que 79% des mois «extrêmement secs» se sont produits dans l'intervalle 1980-2004. Il est à remarquer que novembre présente tous les mois «extrêmement pluvieux» groupés dans un intervalle de 4 ans consécutifs, 1965-1968. D'ailleurs pendant ce mois, en 6 ans consécutifs (1965-1970) les valeurs des précipitations ont été très élevées, variant entre 120-220 mm. Toujours dans ce tableau on peut observer l'existence de quelques mois extrêmes consécutifs. Dans l'année 1973 sont enregistrés donc 5 mois extrêmement

pluvieux, dont 2 sont consécutifs: septembre-octobre 1973, qui totalise 545,9 mm de précipitations, c'est à dire presque l'égal de la quantité moyenne annuelle. Dans l'année la plus sèche 2004 sont enregistrés 7 mois extrêmement secs, respectivement les mois consécutifs mars-avril et l'intervalle juin-septembre 2004, le dernier totalisant seulement 19,2 mm. Dans l'année 2002 on a constaté un intervalle de 5 mois extrêmes consécutifs, février-juin 2002 (total 64,8 mm) etc.

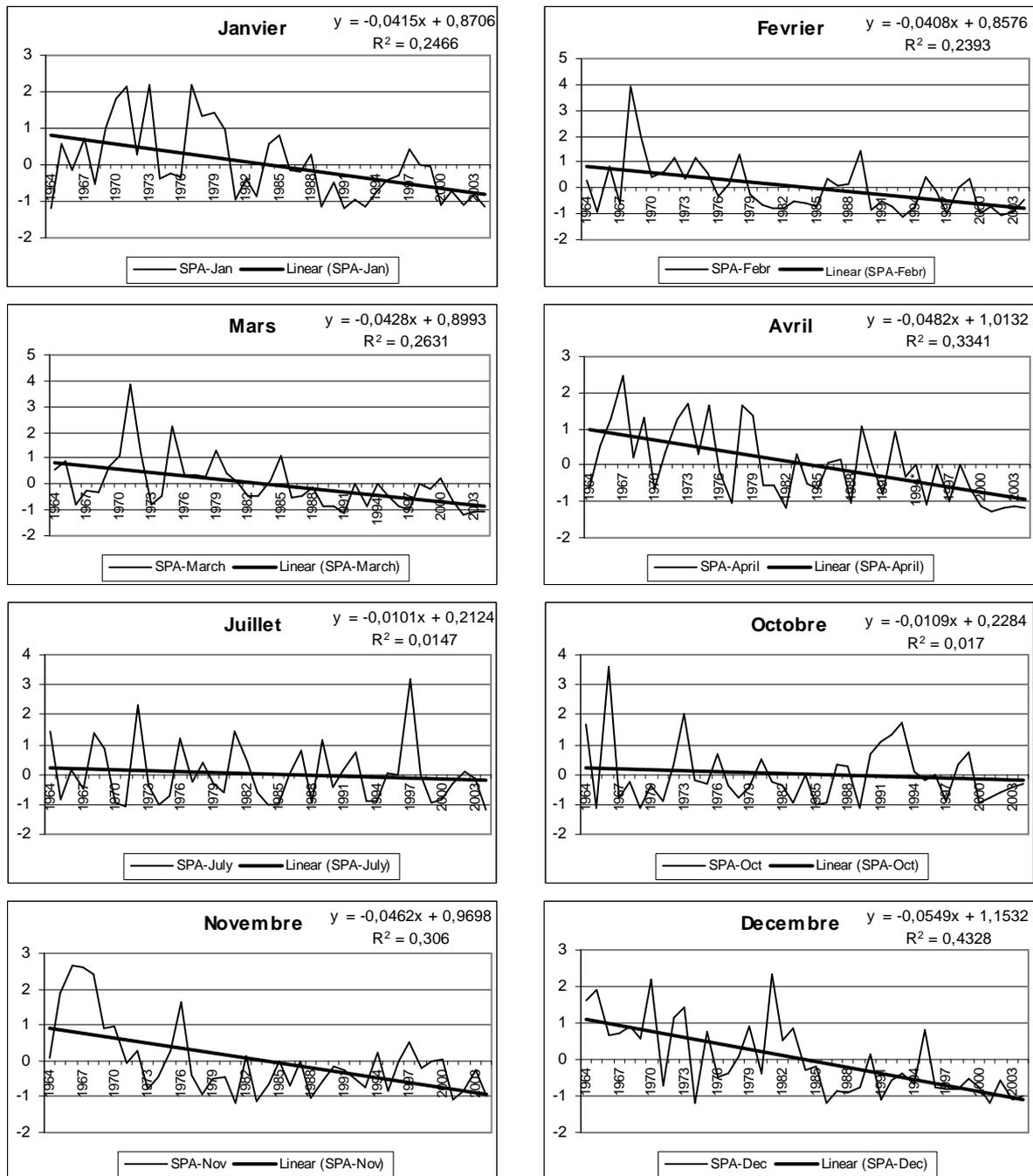


Figure 5. La tendance linéaire des valeurs mensuelles ASP à la station de Monte Cimone (1964-2004).

Dans le tableau 2 on peut observer qu'à la station de Monte Cimone, les risques générés par l'excédent pluviométrique peuvent apparaître, généralement, à partir de valeurs mensuelles de l'ASP supérieures à +1,2...+1,8 (en fonction du mois considéré) et des précipitations de plus de 90-180 mm. Les risques générés par le déficit pluviométrique

peuvent se produire, généralement, à partir de valeurs mensuelles de l'ASP inférieures à -0,8...-1,2 et des précipitations moins de 2-35 mm.

Dans la figure 5 on peut observer la tendance linéaire des valeurs mensuelles de l'ASP. Pour tous les 12 mois la tendance est en *baisse*. Les mois de l'intervalle *novembre-avril* et surtout décembre, avril et novembre présentent la baisse la plus prononcée. La baisse la plus faible correspond aux mois de juillet et d'octobre. Cela signifie que *pour chaque mois de l'année, les dernières années de la période analysée 1964-2004 ont été plus sèches*. En outre pendant les dernières années de la période étudiée, les mois d'hiver et de printemps sont devenus beaucoup plus secs par rapport aux autres mois. Tel qu'on l'a précisé, cette conclusion coïncide avec celles des auteurs qui ont trouvé de fortes anomalies positives de la pression de l'air et d'anomalies négatives de précipitations dans la saison d'hiver, pour tout le sud de l'Europe et du bassin de la Mer Méditerranée (Hurrell, 1995, cité par Boroneanț et Rîmbu, 2003; Luterbacher et Xoplaki, 2003 etc.). La baisse accentuée des précipitations du mois de novembre par rapport à celle du mois d'octobre a entraîné la substitution du maximum pluviométrique de novembre à celui d'octobre. La baisse prononcée des précipitations du mois de décembre a favorisé l'apparition d'un minimum pluviométrique dans ce mois.

Conclusion

À la station météorologique de Monte Cimone, les risques générés par l'excédent pluviométrique sont signalés à partir de valeurs des quantités annuelles des précipitations supérieures à 1100 mm, tandis que celles générées par le déficit, à partir de valeurs inférieures à 330 mm. Dans les 41 ans analysés il y a eu une décennie et demie de pluies abondantes et deux décennies de sécheresse. Pendant les dernières années, à la station de Monte Cimone les précipitations ont beaucoup diminué. Les anomalies pluviométriques mensuelles positives sont plus intenses que celles négatives. Pour tous les 12 mois de l'année on a constaté une tendance linéaire de baisse des précipitations. Pendant les dernières années de la période étudiée, les mois d'hiver et de printemps sont devenus beaucoup plus secs par rapport aux autres mois.

Références bibliographiques

- Boroneanț Constanta, Rîmbu N., 2003. Moduri ale variabilității deceniale a precipitațiilor din timpul iernii în regiunea atlantico-europeană și legătura acestora cu anomaliiile circulației atmosferice și a temperaturii suprafeței mării, *Analele Univ. Ovidius*, Seria Geogr., vol.1, Ovidius University Press, Constanta, 32-42.
- Busuioc Aristita, 1992. Synthetic description method for regional climate anomalies, *Meteorologia și Hidrologia*, INMH, vol.22, 2, Bucuresti, 23-27.
- Frontero P., Lombroso L., Menziani M., Pugnaghi S., Santangelo R., Teggi S., Rivasi M.R., 1997. Il clima e la meteorologia nella città di Modena e nel territorio provinciale, *Mucchi Editore*, Modena, 47-57.
- Luterbacher J., Xoplaki E., 2003. 500-year Winter Temperature and Precipitation Variability over the Mediterranean Area and its Connection to the Large-scale Atmospheric Circulation, in *Mediterranean Climate – Variability and Trends*, Springer Publishing House, Verlag Berlin Heidelberg, 133-154.
- Piacente Sandra, 1977. Note di climatologia sull'Alto Appennino Modenese, *S.T.E.M.-Mucchi*, Modena, XXXIV-LVI.
- Rapetti F., Vittorini S., 1989. Aspetti del clima nei versanti tirrenico ed adriatico lungo l'allineamento Livorno-Monte Cimone-Modena, *Atti della Società Toscana di Scienze Nat., Memorie*, Serie A, 96, 159-192.
- Remerciements** : La publication est le résultat du Programme Leonardo da Vinci, Projet no. PL 93221/S/2004, qui s'est déroulé en 2005 à l'Université de Modena et Reggio Emilia, l'Italie, le Département des Sciences de la Terre. On remercie aussi aux professeurs coordinateurs du projet Prof.dr. Al.Ilieș, Maître de conférences dr. D.Ilieș, Prof.dr. D.Castaldini, ainsi que aux toutes les personnes impliquées dans le projet du Siège du Parc Régional Frignano.

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET CRISE DE LA RIZICULTURE EN BASSE-CASAMANCE (SENEGAL)

SY Oumar ^(1,2), **SANE Tidiane** ^(1,2)

(1) Université de Ziguinchor, UFR des Sciences et Technologies, Département de Géographie

(2) Chercheur associé au Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique (LERG, UCAD)

SY : Tel : (00221) 776 514 514 et (00221) 339 916 888 ; syoumarsy@yahoo.fr

Sané : (00221) 776 511 433 et (00221) 339 916 888 ; tsane_sn@yahoo.fr

Résumé : Située en zone climatique sud soudanienne, la Basse-Casamance est la région la plus pluvieuse du Sénégal. Elle dispose également d'un réseau hydrographique relativement dense. La structuration des éléments géographiques imprime à cette région son originalité dont l'un des fondements repose sur la riziculture pluviale. Celle-ci demeure, en effet, l'activité agricole dominante avec environ 60 % des superficies cultivées, qu'il s'agisse de la riziculture pluviale (sur plateau) ou de la riziculture inondée (de bas fonds ou de mangrove). Avant la période de sécheresse, les récoltes de riz étaient maintenues dans les greniers pendant de longues années. Cependant, la dégradation des conditions climatiques dans la zone depuis la fin des années 1960 met à rude épreuve cette activité dont les productions actuelles arrivent à peine à couvrir les besoins alimentaires d'une population de plus en plus en difficulté. Ce travail, sur la base d'analyse des conditions de production et de la pluviométrie, a pour objectif d'étudier l'évolution de la riziculture en Basse-Casamance et les difficultés inhérentes au développement de cette filière en relation avec les déficits pluviométriques consécutifs aux changements climatiques.

Mots-clés : Changements climatiques, riziculture, Basse-Casamance, Sénégal.

Abstract: Located in southern sudanian climatic zone, Basse-Casamance is the rainiest area of Senegal. It also has a relatively dense hydrographical network. The structuring of the geographical elements explains its originality of which one of the bases rests on rain rice culture. This one remains, indeed, the dominant agricultural activity with approximately 60% of the areas, which it is of rain rice culture (on plate) or about flooded rice culture (of bottom melt or mangrove). Formerly, rice harvests were maintained in the attics during long years. Before drought, the degradation of the climatic conditions in the zone since the end of 1960 puts at hard test this activity whose current productions hardly manage to meet the food needs for a population more and more in difficulty. This work, on the basis of analysis of the conditions of production and pluviometry, aims to study the evolution of rice growing into Basse-Casamance and the difficulties inherent in the development of this die in relation to the consecutive pluviometric deficits with the climatic changes.

Key words: Climatic changes, rice culture, Basse-Casamance, Senegal.

Introduction

Comme sur l'ensemble du territoire sénégalais, les grands traits climatiques de la Basse-Casamance sont le résultat conjoint des facteurs géographiques et aérologiques (Leroux et Sagna, 2000). Les premiers s'expriment par la latitude conférant à cet espace des caractères tropicaux avec des nuances entre le littoral et l'intérieur de la région. Quant aux facteurs aérologiques, leur expression se traduit par l'alternance sur la zone des flux par l'alizé maritime, l'harmattan et la mousson dont les déplacements sont rendus faciles par la platitude du relief.

La Basse-Casamance appartient au domaine climatique sud soudanien, avec notamment la prédominance de la nuance atlantique. Cette position lui confère des caractéristiques particulières dont l'importance des précipitations qui constitue un des traits majeurs de l'originalité de cette région. Cependant, depuis la fin des années 1960, la Basse-Casamance, à l'instar de l'Afrique de l'Ouest (Sultan et Janicot, 2004 ; Leroux, 1986 et 1995 ; Sagna, 2006), connaît une importante dégradation climatique dont les effets se sont profondément répercutés sur l'environnement biophysique et socioéconomique malgré le retour timide des précipitations observé au cours de ces trois dernières décennies. La riziculture, fondement de la civilisation agricole de la Basse-Casamance, est un des secteurs qui ont le plus souffert de

la baisse des précipitations et de l'augmentation des températures, paramètres étudiés dans cette analyse.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données pluviométriques journalières des 3 principales stations de la Basse Casamance (Bignona, Ziguinchor et Oussouye) sont utilisées sur la période 1951-2005. Cette période couvre à la fois des années relativement humides (1951-1967) et des années globalement sèches (1969-2005). Sont également utilisées les températures annuelles disponibles uniquement à la station synoptique de Ziguinchor pour la période 1981-2005.

1.2. Méthodes

La méthode des anomalies standardisées (As) est utilisée ici pour mieux faire ressortir la variabilité pluviométrique. Elle s'applique par l'usage de la formule suivante :

$$As = \frac{P - \overline{X}}{\sigma}$$

P étant la valeur de l'observation, **X** la moyenne de la série et **σ** correspond à l'écart type de cette série.

La détermination de la longueur de la saison des pluies (date de début et de la fin) a été faite selon les critères de Guèye et Sivakumar (1992). La date de début des pluies est le premier jour, après le 1^{er} mai, où la pluviométrie cumulée avec celle des deux jours précédents atteint 20 mm ou plus, sans qu'il soit suivi pendant les 30 jours suivants d'une séquence sèche excédant 7 jours. La fin de la saison pluvieuse correspond au jour où, après le 1^{er} septembre, il n'y a plus de pluie pendant deux décades. Donc la longueur de la saison des pluies correspond à la différence en jours entre les dates de fin et de début des pluies (Sané, 2003).

Les observations directes, notre expérience du terrain ainsi que des entretiens avec certains responsables des institutions étatiques du développement rural implantées dans la région ont été également utilisés.

2. Résultats

2.1. Les conditions climatiques de la Basse-Casamance au cours des 55 dernières années et leurs impacts sur les terres rizicoles

2.1.1. Précipitations et durée de la saison pluvieuse

L'examen des précipitations enregistrées en Basse-Casamance depuis le début des années 1950 montre que les pluies croissent logiquement du Nord au Sud avec en moyenne, entre 1951 et 2005, 1187, 1305 et 1335 mm respectivement pour Bignona, Ziguinchor et Oussouye. La période 1951-1968 est caractérisée par des excédents pluviométriques significatifs contrairement à celle allant de 1969 à 2005 qui a accusé d'importants déficits, avec cependant quelques années de retour sporadique des précipitations (fig. 1a, 1b et 1c). La tendance générale à la baisse des pluies observée sur l'ensemble des stations étudiées est un indicateur du maintien du déficit pluviométrique sur l'ensemble de la Basse-Casamance.

Au déficit pluviométrique, s'ajoute le rétrécissement de plus en plus inquiétant de la longueur de la saison pluvieuse (fig.1d). En effet, celle-ci est passée de plus de cinq mois à quatre mois voire trois mois dans bien des situations.

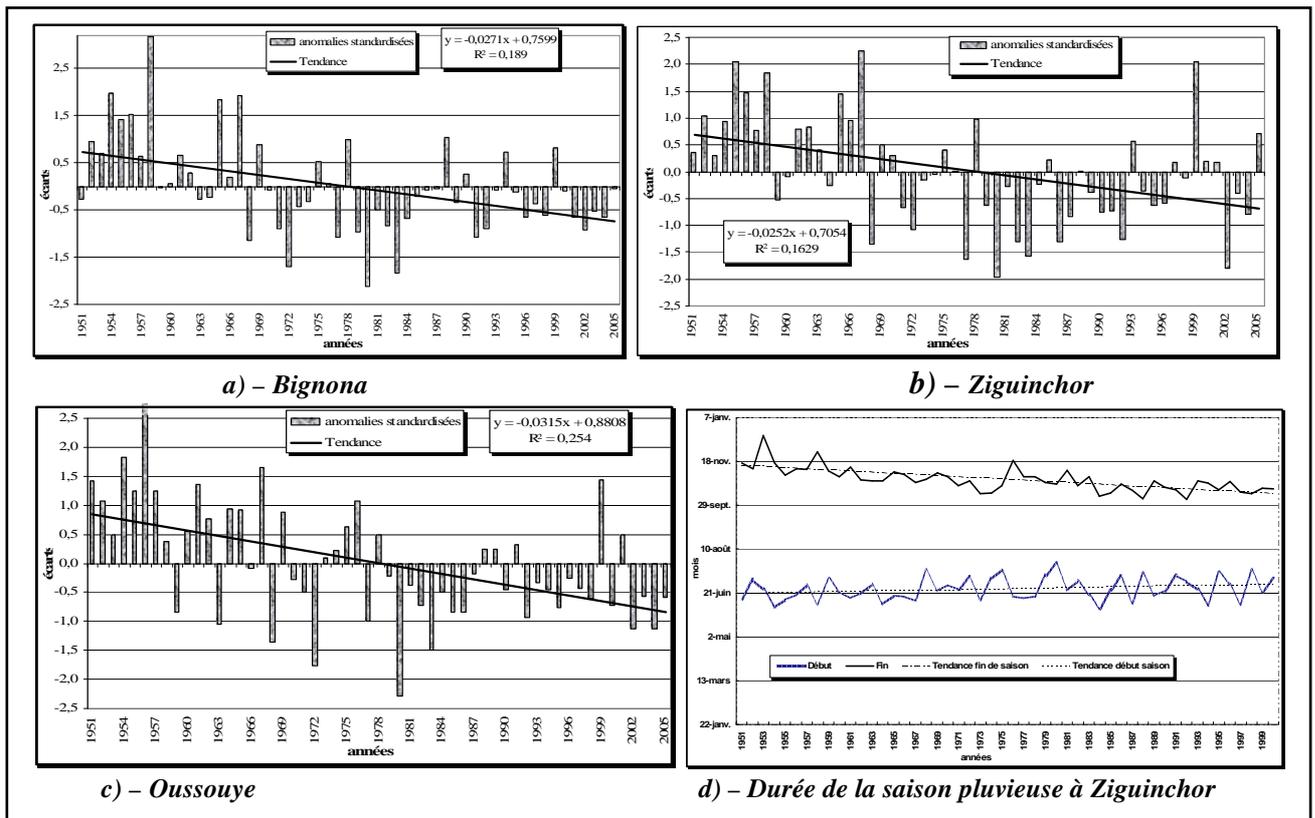


Figure 1 : Anomalies standardisées de la pluviométrie en Basse-Casamance et durée de la saison pluvieuse à Ziguinchor.

Comme l'ont montré des travaux antérieurs, le rétrécissement de la fin de la saison des pluies est davantage lié à son démarrage de plus en plus tardif dans le sud du Sénégal, la fin étant relativement stable (Diop, 1996).

2.1.2. Evolution des conditions thermiques

L'étude montre une nette augmentation des conditions thermiques en Basse-Casamance du début des années 1980 à nos jours (fig.2). En effet, la température moyenne de la normale 1961-1990 est de 27,02°C tandis que celle de la période 1980-2005 est de 27,77°C, soit une hausse de 0,75°C.

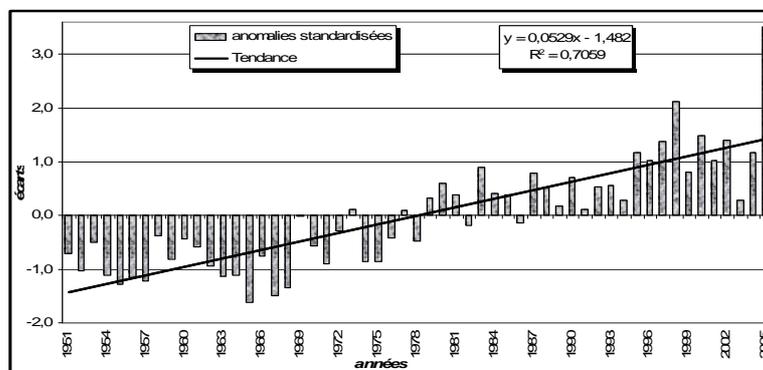


Figure 2 : Evolution de la température moyenne annuelle à Ziguinchor.

Contrairement à la baisse pluviométrique généralisée, les températures moyennes annuelles ne cessent de croître globalement, confortant ainsi la thèse du réchauffement climatique puisque cette augmentation est en phase avec les observations faites à l'échelle mondiale qui

prévoient un réchauffement de la planète situé entre 1,5° et 6°C d'ici à 2100 (Le Monde, 3 novembre 2000 ; OMM, 1990).

2.2. Impacts de la dégradation des conditions climatiques sur les terres rizicoles

La baisse des précipitations, couplée à la hausse continue des températures, a eu des répercussions profondes sur les activités rizicoles.

La dégradation des conditions climatiques intervenue en Basse-Casamance depuis le début des années 1970 a provoqué de profondes mutations environnementales, notamment sur les systèmes de production agricole comme les terres rizicoles. La modification du régime pluviométrique, le rétrécissement de la durée de la saison pluvieuse et l'augmentation des températures sont à l'origine de la forte salinisation des terres, de leur acidification ainsi que de l'ensablement des rizières (Marius, 1985 ; Ndong, 1996). Le lessivage des terres rizicoles ne s'effectue plus correctement, provoquant ainsi pendant des années successives, l'accumulation du sel dans les bas-fonds (Chéneau-Loquay, 1994). Cette situation rend aujourd'hui très aléatoire la pratique de la riziculture traditionnelle, notamment celles de mangrove et de bas-fonds jadis très développée(s). La première en a profondément souffert car, rares sont des localités qui la pratiquent encore aujourd'hui. Aussi, les techniques traditionnelles d'exploitation des terres rizicoles autrefois efficaces (Pélissier, 1966) ne sont plus adaptées aux conditions climatiques actuelles et à l'environnement biophysique devenu très fragile.

2.3. Les conséquences de la dégradation des terres rizicoles

L'une des conséquences majeures de la perte des terres rizicoles est la baisse des productions agricoles en général et celles rizicoles en particulier. Cette baisse des récoltes est attestée par le fait que le système qui consistait, jadis, à garder les récoltes de riz dans les greniers pendant des années voire des décennies, n'existe plus. L'insécurité alimentaire quasi chronique s'est définitivement installée un peu partout dans les campagnes de la Basse-Casamance. En plus, le Diola ne consommait pas le riz importé mais aujourd'hui la majeure partie du riz consommé en pays diola est importé.

Aussi, la riziculture tend, depuis les années 1980, à se développer sur les plateaux, de même que les cultures de mil et d'arachide, les plantations d'arbres fruitiers et les jardins maraîchers, activités naguère relativement marginalisées en Basse-Casamance.

La perte des bras valides, notamment des jeunes qui ne trouvent plus l'intérêt de rester ou de revenir dans leurs villages d'origine pendant la saison pluvieuse pour les travaux rizicoles est devenue une réalité. Ce phénomène est renforcé par l'émiettement du foncier avec l'élargissement du cercle des propriétaires fonciers. L'émigration des jeunes vers Dakar et Banjul (Cormier-Salem, 1992) voire même vers les pays européens à bord d'embarcations de fortune aggrave, dans une certaine mesure, la situation.

2.4. Stratégies d'adaptation face aux changements climatiques

Elles sont endogènes et exogènes. L'organisation spatiale qui attribue à chaque segment de lignage une portion de terre qui va du versant du plateau au domaine fluvio-marin et comportant une portion de forêt à laquelle s'adosse la concession et les terres rizicoles et inondées assure à chacun une diversité de ressources et de systèmes de cultures pour faire face à des variations climatiques ponctuelles.

Mais, les conditions de production sont restées archaïques (faible niveau de maîtrise de l'eau, travail éprouvant au *kayendo*, techniques de récolte au couteau laborieux, etc.) et le

droit foncier, coutumier, les moyens matériels et humains pour réhabiliter les terres dégradées insuffisants pour que ces réponses soient efficaces.

Face à cette situation, il fallait trouver des stratégies d'adaptation ou d'atténuation des effets négatifs induits, en grande partie, par les changements climatiques. Dans le souci de faire de la Casamance le "grenier" du pays mais également de lutter contre la dégradation des conditions climatiques, l'État du Sénégal avait entrepris de vastes programmes de maîtrise de l'eau à travers la construction de barrages (Affiniam, Guidel) et des projets d'aménagements hydro-agricoles : l'International Land Consultant (ILACO), la Société de Mise en Valeur Agricole de la Casamance (SOMIVAC), le Projet Intégré pour le Développement Agricole de la Casamance (PIDAC), le Projet Autonome de Développement Rural de la Basse-Casamance (DERBAC), le Projet de Gestion de l'Eau dans la zone Sud (PROGES), entre autres (Gaye, 1982 ; Diédhiou, 2004 ; DRDR, 2005). Malheureusement, l'échec de ces projets a entraîné un délaissement progressif des activités rizicoles et la conversion des communautés paysannes vers des activités maritimes notamment (pêche, commerce, transport) qui apparaissent comme des tendances majeures même si ces changements ne sont uniformes ni dans le temps, ni dans l'espace en Basse-Casamance. A cela, il faut ajouter non seulement l'exploitation forestière abusive favorisée par l'insécurité qui règne encore dans la zone mais également le développement du petit commerce et l'émigration majoritairement vers les zones urbaines dans l'espoir de trouver des conditions meilleures.

Conclusion

Les conditions climatiques de la Basse-Casamance se caractérisent actuellement par la dégradation pluviométrique se manifestant par le déficit, l'irrégularité et la mauvaise répartition des pluies. En plus, le retard dans l'installation de la saison pluvieuse et la fin précoce de celle-ci contribuent à la détérioration de la qualité de la saison des pluies, à laquelle il faut associer la tendance générale à la hausse des températures. La baisse de la pluviométrie, couplée au réchauffement thermique et à l'action anthropique, induit une dégradation des systèmes écologiques, notamment des terres rizicoles malgré les nombreuses tentatives de maîtrise de l'eau conduites par l'État du Sénégal. Cette situation s'est traduite par la réduction de la production et de la productivité des terres, et affecte négativement les conditions de vie des populations. Pour surmonter ces difficultés, les paysans n'ont trouvé que des stratégies d'adaptation partielles qui, tout en permettant une multiplication et une diversification de leurs sources de revenus, contribuent à la dégradation des ressources naturelles abusivement exploitées.

Références bibliographiques

- Chéneau-Loquay A., 1994. *Demain, encore le riz ? In Comprendre la Casamance. Chronique d'intégration contrastée*, pp. 351-383, Karthala.
- Cormier-Salem M. C., 1992. *Gestion et évolution des espaces aquatiques : La Casamance*. Paris, Editions de l'ORSTOM, 571 p.
- Diédhiou L., 2004. *Riz, symboles et développement chez les Diolas de Basse-Casamance*. Les Presses de l'Université de Laval, 339 p.
- Diop M. A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, 1996, 7: 1, 7-15.
- DRDR, 2005. *Evolution des politiques de développement agricole en Casamance depuis l'indépendance jusqu'à nos jours. Cas de la région de Ziguinchor*, 22 p.
- Gaye D., 1982. *Bilan critique des projets, programmes et expériences de développement rural en Casamance depuis 1965*. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Dakar, 279 p.
- Guèye M., - Sivakumar M.V.K. *Analyse de la longueur de la saison culturale en fonction de la date de début des pluies au Sénégal*. Centre Sahélien de l'ICRISAT, Compte Rendu des Travaux n° 2, 1992. Niamey, Niger, 42 p.

- LE MONDE, 2000. Les scientifiques prévoient un réchauffement accru du climat. *In Le Monde du vendredi 3 novembre 2000 n°17248 56^{ème} année*, pp. 2 et 18.
- Leroux M., 1986. Les mécanismes des changements climatiques en Afrique. ORSTOM, collect. *Travaux et documents n°197*, pp. 256-260.
- Leroux M., 1995. La dynamique de la Grande sécheresse sahélienne. *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 70, n°3-4, pp. 223-232.
- Leroux M. – Sagna P., 2000. Climat. *In Les Atlas de l'Afrique*. Editions J. A., pp. 16-19.
- Marius C., 1985. *Les mangroves du Sénégal. Ecologie, Pédologie, Géochimie, Mise en valeur et Aménagement*. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université Louis Pasteur, Strasbourg. Editions ORSTOM, 357p.
- Ndong J. B., 1996. *L'évolution du climat au Sénégal et les conséquences de la sécheresse récente sur l'environnement*. Thèse de Doctorat, Université Lyon 3 Jean Moulin, 501 p.
- OMM, 1990. *L'OMM et le réchauffement mondial*. Publication de l'OMM n°741, Genève, Suisse, 24p.
- Pélissier P., 1966. *Les paysans du Sénégal. Les civilisations agraires du Cayor à la Casamance*, Saint-Yriex, imp. Fabrègue, 939 p. (Thèse de doctorat d'Etat).
- Sagna P. *Dynamique du climat et son évolution récente dans la partie ouest de l'Afrique Occidentale*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 2006. Tome I, 270p. ; Tome II, 516 p.
- Sané T. *La variabilité climatique et ses conséquences sur l'environnement et les activités humaines en Haute-Casamance (Sud Sénégal)*. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle de Géographie, Université Cheikh Anta Diop de Dakar 2003. 367 p.
- Sultan B. et Janicot S. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. Mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection. *Sécheresse* 2004. 15 : 4, 321-330.

LA CANICULE DE L'ETE 2007 A BUCAREST (ROUMANIE)

TEODOREANU Elena

Université d'Oradea, Bd. Lascar Catargiu, nr. 24-26, sc. A ap. 16, București, Roumanie, giliteodor@gmail.com

Résumé : *Cet article présente les caractéristiques climatiques et bioclimatiques de la canicule de l'été de 2007 : les températures moyennes et maximales, l'humidité relative, la tension des vapeurs d'eau et quelques indices bioclimatiques (d'après Yaglou-Yakovenko, Seleihovski, Missenard, Thom, Arakawa, Hentschel, ITU).*

Mots-clés : *canicule, stress bioclimatique, confort thermique, aspects pathogènes.*

Abstract: *The paper presents the climatic and bioclimatic characteristic of the canicular summer of 2007: averages and maxima temperature, relative humidity, tension of water vapors and some bioclimatic indices (Yaglou- Yakovenko, Seleihovski, Missenard, Thom, Arakawa, Hentschel, and ITU).*

Key words: *canicular summer, bioclimatic stress, thermal comfort, pathological aspects.*

Introduction

L'année 2007 a été caractérisée par un été long et chaud dans toute la partie de l'Europe du sud-est, déterminée par des vagues successives d'air torride apportées par un fort anticyclone du nord de l'Afrique. Ainsi, en juillet, les thermomètres ont enregistré environ 40°C dans toute la partie basse de la péninsule balkanique, la Plaine roumaine et hongroise, jusqu'à 48°N, sur le plateau moldave. Dans la plaine roumaine, à Calafat, sur la rive gauche du Danube, on a enregistré 44,3°C le 24 juillet. Sans dépasser le maximum absolu de la température en Roumanie, sur toute la période d'observation, la valeur de 44,5°C, consigné le 10 août 1951, près de Braila, les vagues de température élevées en 2007 ont été très longues et elles ont commencé au printemps et ont duré jusqu'à l'automne. Les météorologues ont constaté des nouveaux records thermiques à 53 stations en juin, à 94 stations en juillet et à 17 stations météorologiques en août dans la partie sud et est de la Roumanie (Jude, 2007). A Bucarest, un des pôles de chaleur sur l'Europe, plus de deux millions d'habitants de la capitale ont supporté plus de 100 jours d'été (75 jours de type tropical et 20 caniculaires) et quelques nuits de type tropical, sur toute la période allant de mai à septembre, avec de répercussions sur la santé des hommes et sur le milieu environnant.

Cet article présente les caractéristiques climatiques et bioclimatiques de la canicule de l'été de 2007 : les températures moyennes et maximales, l'humidité relative, la tension des vapeurs d'eau et quelques indices bioclimatiques (d'après Yaglou-Yakovenko, Seleihovski, Missenard, Thom, Arakawa, Hentschel, ITU).

1. Le régime thermique

1.1. Les températures moyennes

Nous avons analysé les valeurs moyennes et extrêmes des températures, d'après la station de Bucuresti – Băneasa (91 m d'altitude) située en dehors du centre-ville. On constate qu'en ce qui concerne les températures maximales, les moyennes mensuelles de 2007 sont plus élevées en comparaison des moyennes pluriannuelles (1896-1990), mais les températures extrêmes n'atteignent pas les maxima absolus mensuels. Les températures moyennes de 2007, de mai à août, dépassent toujours les moyennes pluriannuelles. Les valeurs moyennes des températures minimales sont aussi plus grandes que les moyennes pluriannuelles, mais les minima mensuels de 2007, de mai jusqu'à septembre, sont plus réduites que les minima mensuels (tab. 1).

Mois	Température maximale				Température moyenne		Température minimale	
	moyenne 2007	moyenne pluriannuelle	maximum 2007	maximum absolu pluriannuel	moyenne 2007	moyenne pluriannuelle	moyenne 2007	moyenne pluriannuelle
mai	26,2	23,6	32	36,6	18,3	16,4	10,6	5
juin	30,9	27,5	39	40,3	22,8	20	14,7	9,7
juillet	34,2	30	40	40,6	24,7	22,3	15,3	12,1
août	30,5	29,8	39	41,1	23,5	21,6	16,4	10,8
septembre	23,8	25,6	29	39,6	16,9	17,4	10,1	5,7

Tableau 1. Les températures de l'été 2007 en comparaison avec les valeurs pluriannuelles (1896-1990).

1.2. Les jours caractéristiques du point de vue thermique

Le nombre de jours d'été ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) en 2007 dépasse la moyenne mensuelle pluriannuelle pendant toute la période chaude, à l'exception de septembre. On peut mentionner que durant ces trois mois d'été, presque tous les jours présentent une température maximale au dessus de 25°C . Aussi, le nombre de jours de type tropical ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$) est plus grand en mai, juin, juillet et août, en comparaison avec le nombre moyen de toute la période d'observations des mêmes mois. En 2007, des jours caniculaires ($T_{\max} \geq 35^{\circ}\text{C}$) sont enregistrés la moitié de juillet avec aussi quelques jours en juin et août. On peut mentionner également quelques nuits de type tropical ($T_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$ (fig. 1)).

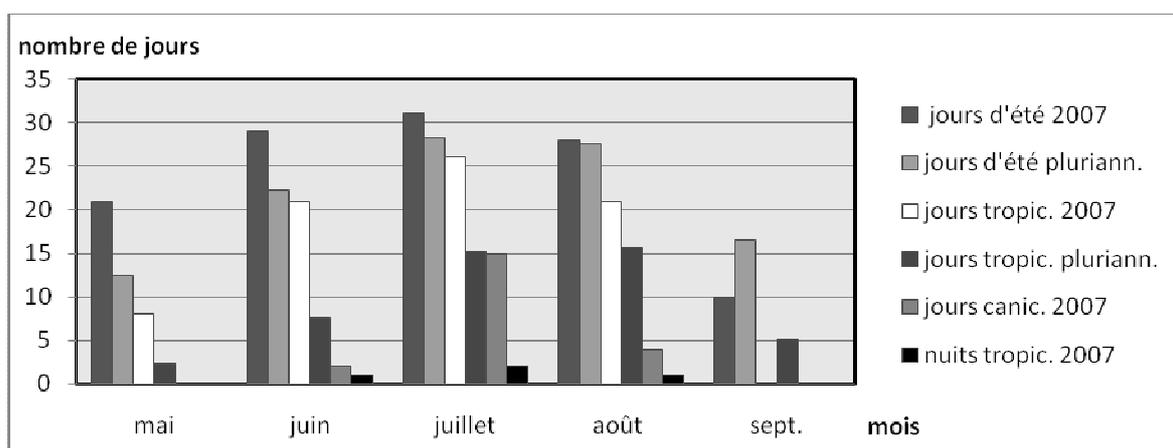


Figure 1. Nombre des jours caractéristiques de point de vue thermique.

1.3. La durée des vagues de chaleur

Les jours de type tropical sont enregistrés en 13 périodes. Ils sont apparus en mai (12-14 et 24-28), avec une température maximale de 32°C . Puis quatre épisodes sont enregistrés en juin (3-4, 9, 11-29 et 30, avec un maxima de 39°C), trois en juillet (1-4, 7-11, 14-30, avec 40°C) et quatre en août (3-4, 8-11, 14-25 et 29-31, avec 39°C). Si on prend en considération la valeur maximale de 35°C (jours caniculaires), on constate six vagues : une en juin (25-26), quatre en juillet (3-4, 17-25 et 28-30) et une en août (21-25). La plus longue et la plus difficile à supporter a été la période du 14 au 30 juillet, la température maximale de 40°C ayant été atteinte quatre jours (19 et 22-24). Elle a dépassé 34°C quatorze jours (fig. 2) et pendant sept nuits la température minimale n'est pas descendue en dessous de 17°C .

2. Les autres paramètres climatiques

2.1. L'humidité de l'air

Les jours ont été caractérisés par des valeurs d'humidité relative très petites quand les températures ont atteint 40°C (de 9-11 % à 13-15 %). Mais des valeurs atteignant 28-29% ont

aussi été enregistrées. Pendant la nuit, l'humidité maximale a varié entre moins de 60%, dans la période très chaude, et plus de 90% (avec même 100% les 11-12 juillet) quand le temps a été plus frais. Sur la période d'observation, le nombre de jours avec une humidité relative $\leq 30\%$ a été dépassé plus de quatre fois en juillet 2007. La tension de vapeur d'eau pendant la journée a été très réduite, entre 5,6 et 12,2 mb. La nuit, la variation a été comprise entre 9,4 et 23, hPa.

2.2. La pression de l'air

L'évolution de la pression atmosphérique a été marquée par des valeurs de 1000-1002 hPa, quand les dépressions méditerranéennes ont traversé la péninsule balkanique, en apportant un air plus frais. La pression a commencé à augmenter sur cette surface quand s'installait le secteur chaud entre deux fronts atmosphériques de la dépression qui avançait vers le nord. Le thermomètre a enregistré 40°C après l'installation d'un anticyclone de 1018-1020 hPa qui a duré cinq jours (14-18 juillet). Pendant les derniers trois jours avec 40°C (22-24 juillet), la pression atmosphérique est descendue graduellement jusqu'à 1007 hPa.

2.3. Le vent

Pendant la période la plus chaude de cet été (14-30 juillet), la vitesse du vent a oscillé entre des valeurs moyennes de 0 à 8 km/h, avec des rafales qui ont atteint 29 km/h (23 et 25 juillet). Les directions ont été très variables, avec une prédominance de la direction ouest et sud-est.

2.4. Nébulosité et précipitations

Dans les mois analysés, le ciel prédominant était serein, avec quelque fois une nébulosité partielle à midi. Certains jours (9, 20 et 28 juin ; 12 juillet ; 5-7 et 24-26 août), le temps a été instable, avec 1 à 2 cm de pluie et des phénomènes orageux. Mais les précipitations ont globalement été déficitaires en juin et juillet, en comparaison avec la valeur moyenne pluriannuelle (en juin, 26 mm contre une moyenne de 92 mm ; en juillet, 1 mm contre 69 mm).

3. Caractérisation bioclimatique

Une analyse bioclimatique du mois juillet est réalisée pour quelques indices bioclimatiques afin de déterminer le stress ou le confort thermique, dans les moments les plus chauds du jour et pendant la nuit.

3.1. Le stress bioclimatique

Le stress cutané, dépendant de la température et de la vitesse du vent (d'après la formule de *wind chill* ; Besancenot, 1974) est de 100% hypotonique pendant les heures de température maximale (un jour avec un indice de -1, 10 jours avec -2 et 20 jours avec un indice de -3 (!) quand la température de l'air a dépassé 33°C). Toutes les nuits sont hypotoniques, avec un indice de -1, sauf deux jours (11 et 25) avec -2. Donc, tout le mois de juillet, jour et nuit, est stressant, en déterminant le déclenchement des mécanismes de perte de la chaleur de l'organisme humain (thermolyse).

Le stress pulmonaire dépend de la tension de vapeur d'eau. Pendant les heures de jour, à cause de l'air très sec, il y a six jours avec un indice déshydratant (d'après l'échelle de Nicolas, Besancenot, 1974), un seul jour avec un indice hydratant (le 11 juillet, quand la température est de 33°C, une pression atmosphérique de 1004 hPa mais une humidité relative de 100%, le ciel est couvert de nuages et la tension de vapeur d'eau est de 12,2 hPa). Le reste des jours bénéficient d'un indice en équilibre.

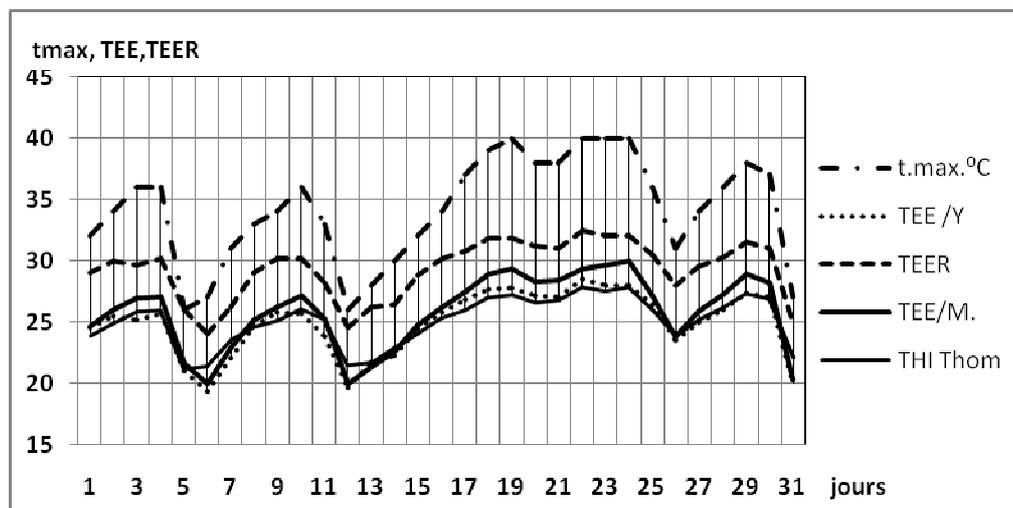
Il y a 24 nuits avec un stress hydratant (un jour, le 11 juillet, avec un indice de -3, hydratant, avec une tension de vapeur d'eau de 23,4 hPa et une humidité de 100%,) et sept nuits en équilibre, d'un point de vue pulmonaire.

3.2. Le confort thermique

Nous avons calculé les indices de confort (en fonction de température et humidité THI, la température effective équivalente en fonction de vent TEE, ou en fonction aussi de radiation solaire, TEER) d'après les diagrammes de Yaglou-Yakovenko, (Agostini, 2005 ; Baibakova *et al.*, 1964 ; dans Teodoreanu, 2002), de Hentschel (Licht, 1964), de Seleihovski (Teodoreanu, 2002) ainsi que par les formules de Missenard (Krawczyk, 1975), de THI-Thom, d'Arakawa (Agostini, 2005) et d'ITU (Dragotă, 2003), avec leur échelle de valeur de confort ou d'inconfort thermique. Il y a en général des différences entre les calculs qui prennent en considération, non seulement la température et l'humidité, mais aussi le vent (TEE d'après Missenard, Yaglou-Yakovenko) ou encore la radiation solaire (TEER, d'après Seleihovski).

On peut dire qu'en général toutes formules et diagrammes indiquent les mêmes jours à confort et inconfort thermique (fig. 2).

En juillet 2007, d'après presque tous les indices de confort, il y a seulement 5 jours avec confort à midi et l'après-midi (5-6, 12-13 et 31 juillet), quand le thermomètre a indiqué une température maximale d'environ 26°C à l'ombre. Quand on prend en considération le vent, le confort est plus grand. D'après l'indice de Seleihovski, qui prend en compte la radiation solaire, il n'existe pas de confort à midi (donc au soleil).



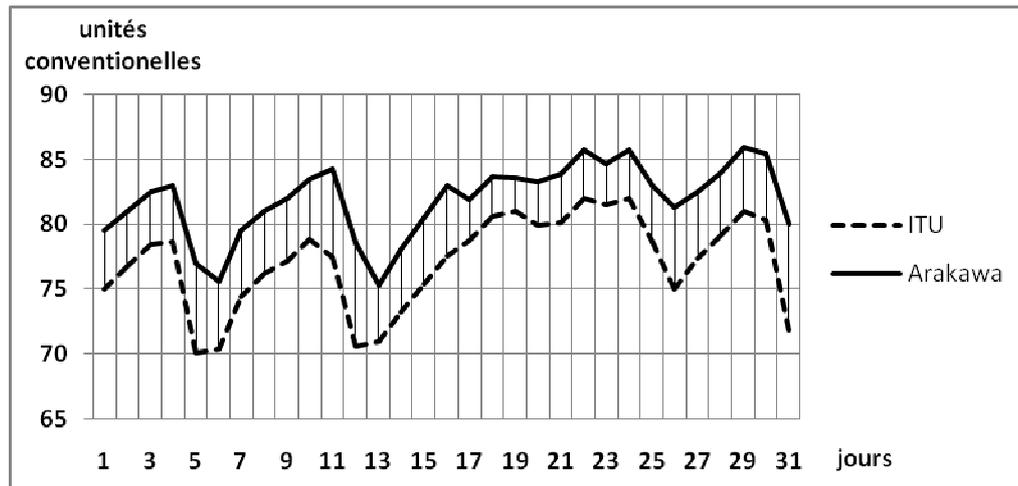


Figure 2. La température maximale et les indices bioclimatiques : température effective équivalente, TEE, d'après Yaglou (TEE/Y), Missenard (TEE/M), Thom (THI), Seleihovski (TEER) ITU et Arakawa, à Bucarest, Juillet 2007.

En ce qui concerne l'indice ITU (température-humidité), recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale, il ne semble pas concluant parce que la limite supérieure de confort est de 65 unités conventionnelles, avec des cas d'alerte entre 66-79 (et d'inconfort lorsqu'il est supérieur à 80). Dans notre cas, les jours confortables mentionnés avant, d'après ITU, se situent en catégorie d'alerte. Mais, à 26°C, en plein été, on ne peut pas dire qu'il y a état d'alerte de ce point de vue. L'indice d'Arakawa est plus explicite, avec une limite supérieure de confort à 75 unités conventionnelles.

3.3. La canicule pendant le jour et la nuit

Les températures maximales de 33-35 à 40°C ont été enregistrées en général l'après-midi, après 15 heures, et les valeurs très élevées se sont maintenues jusqu'à 18-20h, en condition d'air très sec. Pendant la nuit, les températures sont descendues lentement vers le matin, jusqu'à 18-20°C, mais l'humidité relative a augmenté, fait qui a déterminé encore un inconfort thermique accentué presque toute la nuit. Quoiqu'il y ait un nombre réduit de nuits de type tropical (parce que vers 5-6 heures du matin, la température est descendue en général en dessous de 20°C) presque toute la nuit, les températures sont restées élevées. Ainsi, l'organisme humain n'a pas eu la possibilité de renouveler ces forces pour lutter contre la chaleur diurne.

4. Les effets de la canicule

Le stress de chaleur détermine divers mécanismes de résistance de l'organisme, pour produire la thermolyse, parmi lesquelles le plus important est la transpiration, qui détermine à son tour la perte du liquide de l'organisme et des oligoéléments, avec différentes conséquences (fatigue, instabilité circulatoire vasomotrice, adynamie, lipothymie, apathie). On doit mentionner que les valeurs de température sont enregistrées à la station météorologique de Bucuresti-Băneasa, à la limite nord de la ville. Au centre, les températures ont dépassé les valeurs maximales de 40°C, dans les rues étroites, près des murs surchauffés.

Pendant les jours de grande canicule à Bucarest, plus de 10 000 appels aux ambulances ont été enregistrés, 1100-1200 appels aux services d'urgence, en comparaison avec les jours normaux. Beaucoup de personnes sont tombées dans la rue (entre 90 et 170 par jour). Les plus vulnérables ont été les personnes âgées, les malades (avec affections cardio-vasculaires, rénales, digestives, etc.) et les nourrissons. On a enregistré des crises d'hyper- et d'hypotension, des chocs caloriques, des insolations, des crises digestives, des lithiases

rénales et psychiques. Les ministères se sont mobilisés, notamment grâce aux prévisions météorologiques, avec les alertes pour les jours avec inconfort thermique. Les pharmacies ont offert leur aide aux malades, instituant des points de première aide. Dans les stations de métro, il y avait des accès à de l'eau potable et il y a eu des restrictions horaires pour l'activité des services publics et pour les marchés.

La consommation de courant électrique a augmenté et a déterminé des avaries dans le système d'électricité. Aux environs de la capitale, on a observé des puits asséchés, des incendies de forêts, le niveau de Danube a fortement baissé et quelques bateaux se sont échoués. La sécheresse a porté préjudice à l'agriculture, aux cultures maraîchères, à la viticulture et à la santé des habitants.

Conclusion

L'été 2007 a présenté des caractéristiques exceptionnelles semblables aux étés 1946 et 1951, dans cette partie de l'Europe. Durant quatre mois, les températures élevées et l'humidité réduite ont dépassé fréquemment les limites du confort thermique, pendant le jour et la nuit, provoquant une croissance de la morbidité et de la mortalité, surtout dans le sud de la Roumanie, notamment à Bucarest.

Références bibliographiques

- Agostini G., Pinna M., Pinna S., Russo F., 2005. *Bioclimatologia umana*. Utet Libr. 330 p.
- Baibakova E.M. Iliceva E.,M., Nevraev B., A.,Svareva Iu., N. 1964. *Metodika izucenia I shema opisania klimata kurortov*. Tentr .naucino-issledov. Inst. Kurort. I Fiziot., Moskva, 114 p.
- Besancenot J-P., 1974. Premières données sur les stress bioclimatiques moyens en France. *Annales de géogr.*, **459**, LXXXIII, 497-530.
- Dragotă C., 2003. Indicele de confort temperatură-umezeală (ITU). *Indici si metode cantitative utilizate in climatologie*, Edit. Univ. din Oradea, 47.
- Hentschel G., 1978. *Das Bioklima des Menschen*. Veb verlag Volk und Gesundheit, Berlin, 82 p.
- Jude O., 2007. 2007. O vară fierbinte, o toamnă caldă. *Rev. 22, supl. Univ. Ecologică București*, 6.
- Krawczyk B., 1985. Metody baden bioklimatu czlowieka. *Probl. Bioklimat. Uzdrowisk. Praca Zbiorowa*, **1/2**, 9-48.
- Licht S., 1964. *Medical climatology*. Elisabeth Licht Publ., New Haven.
- Teodoreanu E., 2002. *Bioclimatologie umană*. Edit. Academiei Române, București, 216 p.
- Tromp S.W., 1974. *Progress in bioclimatology*, Vol.1, Part 1A, 1B, Swets et Zeitlinger B.V., Amsterdam.
- ***, 1966. *Clima Republicii Socialiste România. Vol. II, Date climatologice*, CSA, Inst. Meteorologic, 278 p.

VARIABILITÉ DES TEMPÉRATURES SUR LE PLATEAU CENTRAL DE LA PÉNINSULE IBÉRIQUE

TOMÁS Clément¹, FERNÁNDEZ-RAGA María², CALVO ANA I.², PUJOL Olivier³, FRAILE Roberto²

¹ Dpto. de Física General y de la Atmósfera, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, Espagne
cts50@usal.es

² Departamento de Física, Universidad de León, 24071 León, Espagne
maria.raga@unileon.es; aicalg@unileon.es; roberto.fraile@unileon.es

³ Université Lille 1, UFR de Physique, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Villeneuve d'Ascq, France
olivier.pujol@loa.univ-lille1.fr

Résumé : Les températures maximales et minimales du Plateau Central de la Péninsule Ibérique ont été étudiées durant la période allant de 1951 à 2003. A l'aide de l'analyse en composantes principales, une série annuelle et quatre séries saisonnières ont été construites pour chaque variable, à partir des données de neuf observatoires représentatifs. Les tendances de ces séries ont été étudiées à l'aide de tests non paramétriques. Des tendances positives de 1,8 et 1,6 °C ont trouvées respectivement dans les séries annuelles des anomalies de températures maximales et minimales pour la période indiquée précédemment ; la même tendance a été observée pour les neuf observatoires. Les températures maximales sont plus élevées en hiver, au printemps et en été alors que les températures minimales le sont en été et en automne. Ces différences sont statistiquement significatives.

Mots-clés : Températures maximales et minimales ; Anomalie ; Tendances ; Climatologie du Plateau Central Espagnol.

Abstract: This study is an analysis of maximum and minimum temperatures in the Central Plateau of the Iberian Peninsula between the years 1951 and 2003. Principal Components Analysis has been used to build for each variable one annual series and four seasonal series from the data provided by the 9 representative weather stations. The trends of these series have been studied using non-parametric tests. Positive trends of 1.8 °C and 1.6 °C have been found in the study period in the annual series of anomalies in maximum and minimum temperatures, respectively. The same trend was observed in all 9 stations. Maximum temperatures are higher in winter, spring and summer, whereas minimum temperatures are higher in summer and autumn. These differences are statistically significant.

Key words: Maximum and minimum temperatures; anomalies; trends; climatology in the Central Plateau of Spain.

Introduction

La détection et l'attribution d'un changement climatique mondial aux activités anthropogéniques constituent les principaux thèmes des recherches actuelles en climatologie. De récents résultats montrent un accroissement de la température moyenne mondiale d'environ 0,4-0,8 °C pendant le siècle dernier (NRC, 2000) ; cependant, cette tendance ne présente pas d'uniformité, ni spatialement ni temporellement.

Plusieurs études préalables (incluant celles utilisant des modèles de circulation générale) se concentrent sur les changements à long terme de la température moyenne (Kattenberg, 1996). Un autre aspect important implique l'étude des températures journalières et, en particulier, de leurs valeurs extrêmes, en analysant les changements dans la forme des « queues » des distributions correspondantes. De nombreux groupes, dont l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001 et 2007) ont identifié la variabilité et la tendance des températures extrêmes comme des facteurs critiques pour une meilleure connaissance du passé et d'un éventuel changement climatique mondial. Pour décrire avec certitude les caractéristiques temporelles des températures journalières et extrêmes, de longues séries de données homogènes sont nécessaires, malheureusement non disponibles sur la Péninsule Ibérique dans la majeure partie des observatoires météorologiques.

En Espagne, del Río et al. (2005) ont observé une augmentation de 0,3 °C des températures moyennes annuelles durant la période 1961-1967 en Castilla y León. En ce qui concerne les températures maximales (T_{\max}) annuelles, Andrés et al. (2006) ont constaté une augmentation moyenne de 2,0 °C durant la période 1971-2000, l'augmentation étant de 0,9 °C plus élevée pour les observatoires continentaux que pour les maritimes. En outre, cette dernière référence montre une augmentation des températures minimales (T_{\min}) de 1,5 °C quels que soient les observatoires, de type continental ou maritime. Ces données coïncident avec celles obtenues par Mills (2006) pour les températures de l'Hémisphère Nord, mais dépassent les prédictions maximales des modèles climatiques de 1,2 °C pour les températures moyennes sur trente ans (Parry et al. 2000). Ces derniers attribuent l'augmentation des températures moyennes annuelles à celle plus prononcée des températures maximales par rapport à celle des températures minimales. Del Río et al. (2007) corroborent cette explication pour les hivers en Castilla y León (Espagne).

L'objectif de cette étude est de déterminer les possibles variations récentes des températures maximales et minimales, à une échelle annuelle et saisonnière, sur le Plateau Central de la Péninsule Ibérique, en utilisant différentes techniques statistiques appliquées à des séries d'anomalies.

1. Données et méthodologie

1.1. Séries de données

Initialement, nous disposons pour cette étude de séries de températures maximales et minimales, pour plusieurs observatoires de la péninsule, couvrant différentes périodes entre 1938 et 2003 ; les données ont été fournies par le Service Météorologique National Espagnol (INM). Néanmoins, compte tenu de la longueur et de la qualité des séries de données, seuls neuf observatoires ont été sélectionnés. Ce choix a été en outre guidé de façon à ce que leur répartition spatiale couvre la majeure partie du Plateau Central de la Péninsule Ibérique. La figure 1 représente la localisation respective de ces neuf observatoires : León (LE), Salamanca (SA), Valladolid (VA), Burgos (BU), Soria (SO), Ciudad Real (CR), Madrid (MA), Toledo (TO) y Albacete (AL). La série étudiée conjointement pour tous les observatoires comprend cinquante trois années, depuis 1951 jusqu'à 2003.

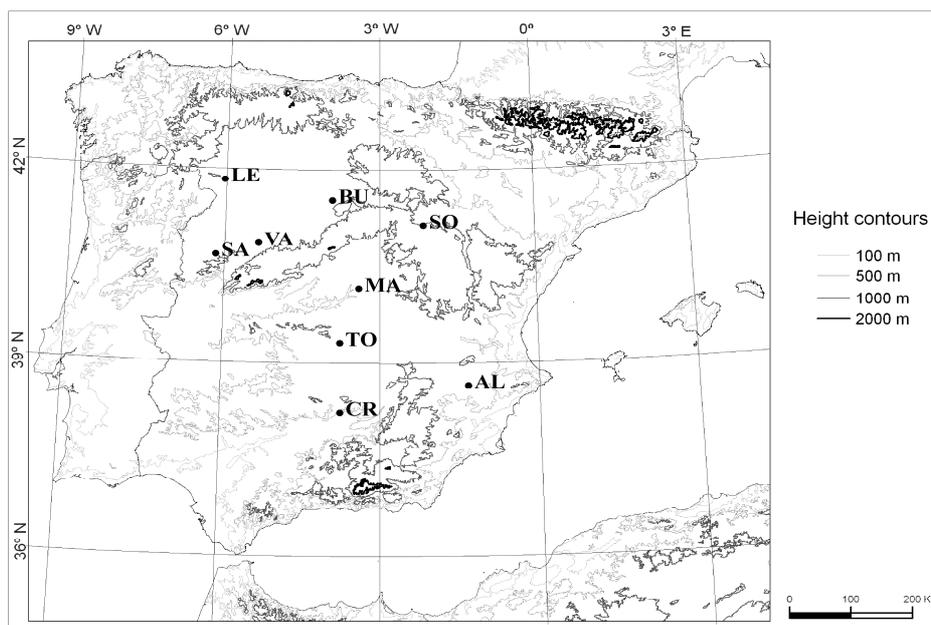


Figure 1. Localisation des neuf observatoires avec les isohypses.

Pour chaque observatoire, seules les valeurs moyennes journalières pour la période allant de 1961 à 1990 ont été considérées ; les différences par rapport à ces valeurs ont été appelées *anomalies*. Pour les études saisonnières, les saisons ont été définies selon la classification standard : hiver (décembre, janvier et février), printemps (mars, avril et mai), été (juin, juillet et août) et automne (septembre, octobre et novembre).

1.2. Analyse des tendances

Pour repérer des variations de température, deux techniques statistiques complémentaires ont été utilisées : celle utilisant des tests non paramétriques et celle utilisant des modèles linéaires. Dans ce travail, la signification statistique de la tendance a été déterminée au moyen du test de Spearman (Sneyers, 1990). L'amplitude de la tendance a été déduite, elle, de la pente de la droite de régression linéaire donnée par la méthode des moindres carrés ; la signification statistique de ces pentes a été déterminée à l'aide du test t .

1.3. Analyse des composantes principales

Cette étude utilise l'analyse en composante principale (ACP) pour réduire la matrice des données ($53 \times 9 = 477$ correspond à cinquante-trois ans de données multiplié par les neuf stations) en un nombre plus petit de composantes. Pour l'ACP, les variables climatiques composantes se réduisent à neuf variables, indépendantes les unes des autres, appelées composantes principales (PC). Parmi elles, seules les CP expliquant une proportion élevée de la variance des données originelles ont été retenues pour l'analyse. Les CP sont utilisées pour produire des *CP-scores*, c'est-à-dire des coefficients qui représentent le comportement temporel des variables climatiques originelles.

2. Analyse et résultats

2.1. Tendance

Le tableau 1 montre les résultats de l'application du test de Spearman aux séries annuelles et saisonnières des anomalies pour chacune des stations météorologiques. Sur une échelle temporelle saisonnière, le nombre de tendances positives statistiquement significatives a principalement lieu en hiver pour les deux températures (T_{\min} et T_{\max}). Ce résultat peut s'expliquer, selon Shabar et al. (2001) par l'influence de la phase positive de l'indice NAO sur l'Hémisphère Nord en hiver.

2.2. Composantes principales

Les changements moyens dans les séries annuelles et saisonnières ont été calculés en utilisant les tendances linéaires, après avoir réduit les différentes données au moyen de l'ACP et obtenu les températures régionales. La signification statistique des tendances a aussi été calculée à l'aide du test t (pour la valeur des pentes) et du test de Spearman.

Le tableau 2 présente la variance donnée par les premières composantes. Celles dont la valeur propre est supérieure à un ont été sélectionnées (Overland and Preisendorfer, 1982). Elles expliquent entre 81 et 91 % de la variance totale pour les séries d'anomalies de températures maximales, et entre 75 et 87 % de la variance totale pour les séries d'anomalies de températures minimales.

Les tendances annuelles observées (tab. 3) attestent d'un réchauffement climatique avec un accroissement estimé des anomalies de températures maximales et minimales de 1,8 °C et 1,6 °C respectivement. Ces deux estimations sont toutes deux statistiquement significatives à hauteur de $\alpha = 1\%$.

T_{\max}	Période	Annuelle	Hiver	Printemps	Été	Automne
LEON	1938-2003		0,255*			-0,294*
SALAMANCA	1945-2003		0,491**			
VALLADOLID	1938-2003	0,382**	0,587**		0,319**	
BURGOS	1943-2003	0,464**	0,581**		0,327*	
SORIA	1944-2003		0,398*			
CIUDAD. REAL	1941-2003		0,328**			
MADRID	1938-2003	0,493**	0,602**		0,390**	
TOLEDO	1938-2003	0,525**	0,624**	0,293*	0,402**	0,354**
ALBACETE	1951-2003	0,357**	0,386**		0,315*	

T_{\min}	Période	Annuelle	Hiver	Printemps	Été	Automne
LEON	1938-2003	0,339**	0,364**			
SALAMANCA	1945-2003					
VALLADOLID	1938-2003					
BURGOS	1943-2003	0,313*	0,291*		0,270*	
SORIA	1944-2003	0,416**	0,409**		0,349**	
CIUDAD. REAL	1941-2003	0,445**		0,319*	0,535**	0,413**
MADRID	1938-2003	0,646**	0,481**	0,358**	0,595**	0,384**
TOLEDO	1938-2003					
ALBACETE	1951-2003	0,521**		0,490**	0,554**	0,430**

Tableau 1. Tendances significatives aux niveaux 0,05 (*) et 0,01(**) du test de Spearman appliqué aux séries annuelles et saisonnières des anomalies (l'anomalie journalière de température est définie comme l'écart par rapport à la valeur moyenne journalière sur la période allant de 1961 à 1990).

T_{\max}	ICP (% variance)	R^2	penne (°C/année)	t	Cte
Annuelle	86,02	0,27594	0,034**	4,409	-67,246
Hiver	81,05	0,38310	0,041**	5,572	-80,765
Printemps	91,29	0,07910	0,018*	2,093	-36,005
Été	84,12	0,18894	0,028*	3,441	-55,571
Automne	87,86	0,02366	0,010	1,112	-19,692

T_{\min}	ICP (% variance)	R^2	penne (°C/année)	t	Cte
Annuelle	76,07	0,22285	0,031**	3,786	-60,672
Hiver	87,26	0,05392	0,015	1,671	-30,464
Printemps	79,35	0,05841	0,016	1,779	-30,939
Été	75,91	0,21263	0,030**	3,711	-59,031
Automne	76,03	0,07580	0,018*	2,045	-35,244

Tableau 2. Variance (%), coefficients de régression (R^2), penne, statistique t et constante (Cte) de la droite.

	Annuelle	Hiver	Printemps	Été	Automne
T_{\max}	0,548**	0,631**	0,278*	0,471**	0,178
T_{\min}	0,459**	0,215	0,222	0,471**	0,249

Tableau 3. Valeurs annuelles et saisonnières de r dans le test de Spearman. Les astérisques désignent des tendances significatives aux niveaux 0,05 (*) et 0,01 (**).

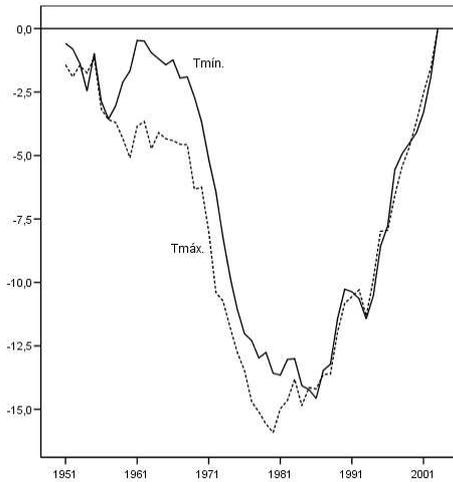


Figure 2. Séries temporelles des *scores* annuels accumulés des composantes principales.

Pour une meilleure interprétation des résultats, les composantes principales significatives ont été représentées sur la figure 2 sous forme de graphiques accumulés des *scores* pendant les n années consécutives. Une baisse des températures maximales T_{\max} annuelles jusqu'en 1980 et des températures minimales T_{\min} jusqu'en 1986 apparaît clairement. De surcroît, l'évolution de ces deux températures diffère de 1945 jusqu'en 1986, principalement sur la période comprise entre 1958 et 1968. Cette caractéristique a aussi été remarquée par d'autres auteurs, tel que Jones et al. (1997) qui enregistrent un réchauffement sur la décennie des années 1990.

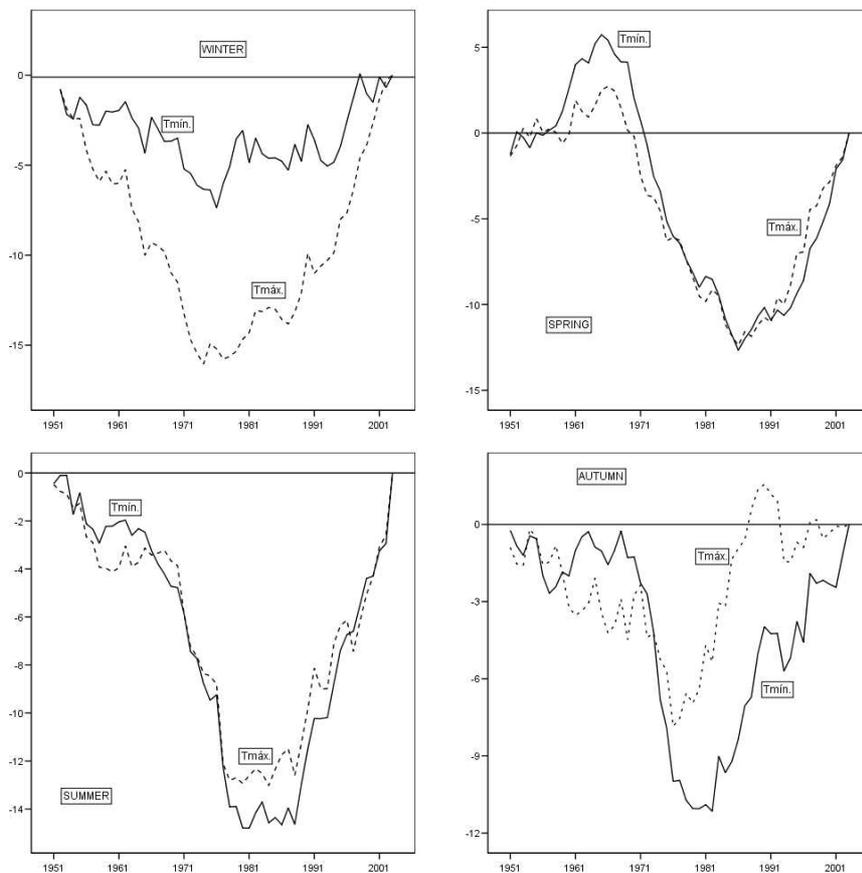


Figure 3. Séries saisonnières des *scores* annuels accumulés des composantes principales.

La figure 3 montre des représentations similaires pour les séries des *scores* saisonniers de T_{\max} et T_{\min} . Les deux cas ont un comportement semblable, notamment au printemps et en été. De surcroît, il apparaît toujours une diminution jusqu'à une valeur minimale suivie d'une augmentation. L'année 1986 enregistre une valeur minimale au printemps identique pour T_{\max} et T_{\min} . Dans tous les autres cas, le minimum de T_{\max} (1974 en hiver et 1976 en automne) est antérieur à celui de T_{\min} (1976 en hiver et 1982 en automne), sauf en été (1984 pour T_{\max} et 1981 pour T_{\min}).

Conclusion

Dans ce travail, des tendances et des changements dans les séries de températures maximales et minimales durant la période 1938-2003 ont été étudiées pour neuf observatoires du Plateau Central de la Péninsule Ibérique.

Afin d'étudier les anomalies de températures maximales et minimales à l'échelle annuelle et saisonnière, l'analyse en composantes principales a été utilisée; elle a permis de caractériser la variation de ces anomalies pour la période comprise entre 1951 et 2003. Les séries régionales des anomalies de températures maximales et minimales, annuelles et saisonnières, ont été élaborées; elles expliquent entre 81 et 91 % de la variance totale des anomalies de températures maximales et entre 75 et 87 % de la variance totale des anomalies de températures minimales.

Enfin, les tendances annuelles observées conduisent à un accroissement estimé de 1,8 °C des anomalies de températures maximales et de 1,6 °C des anomalies de températures minimales ; ces valeurs sont statistiquement significatives à hauteur de 1 %.

Références bibliographiques

- Andrés M., Tomás C., de Pablo F., Rivas L., 2006. *Trend analysis of maximum and minimum temperatures in Spain (1971-2000)*. Proceedings of 5th Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España
- Del Rio S., Penas A., Fraile R., 2005. Analysis of recent climatic variations in Castile and Leon (Spain) *Atmos Res*, **73**, 69-85.
- Del Rio S., Fraile R., Herrero L., Penas A., 2007. Analysis of recent trends in mean maximum and minimum temperatures in a region of the NW of Spain (Castilla y León). *Theor Appl Climatol*, **90**, 1-12.
- IPCC. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC. 2007. *The physical Basis of Climate Change 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al.]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int J Climatol*, **17**, 1433-1450.
- Kattenberg A., 1996. *Climate Models: Projections of Future Climate*. Proceedings of 7th Conference on Global Change Studies, 28 January-2 February, Atlanta.
- Mills T.C., 2006. Modelling current trends in Northern Hemisphere temperatures *Int J Climatol* **26**, 867-884.
- NRC 2000. *Reconciling Observations of Global Temperature Change*. Panel on Reconciling Temperature Observations, National Research Council, National Academy Press, Washinton D. C., 85 pp.
- Overland J.E. and Preisendorfer R.W., 1982. A significance test for principal components applied to cyclone climatology. *Mon Wea Rev*, **110**, 1-4.
- Parry M., Parry C., Livermore M. (edit.), 2000. *Valoración de los efectos potenciales del cambio climático en Europa (Informe ACACIA de la Comisión Europea, Resumen y conclusiones)*, Universidad de Castilla-La Mancha-Iberdrola, Toledo, 29 pp.
- Shabbar, A., Jianping H., Higuchi K., 2001. The relations between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic. *Int J Climatol*, **21**, 355-369.
- Sneyers R., 1990. *On the statistical analysis of series of observations*. Technical Note, No.143. World Meteorological Organization (WMO): Geneve, 192.

ÉTUDE DE MICROCLIMATS DANS DES ZONES PRODUCTRICES DE SOJA DANS LA PRÉ-AMAZONIE MATO-GROSSE/BRÉSIL.

TOMASINI MAITELLI Gilda, FERREIRA LEONARDO MOTA Hugo, PAGLIARINI COX Elisa

maitelli@terra.com.br

huggoleon@yahoo.com.br

elisa_cox@hotmail.com

Universidade Federal de Mato Grosso/Cuiabá/Brésil

Résumé : *Ce travail prétend comparer des données de microclimat obtenues par deux stations climatologiques automatiques localisées dans des zones de production de soja de l'Amazonie Matogrossense/Brésil, dans les communes de Alta Floresta (10°lat.sud) entourée par la forêt amazonienne où la déforestation provoquée par l'expansion du soja est récente et de Lucas do Rio Verde (13°lat.sud), région naturellement occupée par la savanne (cerrado), où 74% de la végétation native a été abattue et le sol a été destiné à la culture de grains.*

Mots-clés : *microclimat; actions anthropiques; déboisement; soja.*

Abstract: *This work claims to compare data of microclimate obtained by two automatic climatological stations localized in production zones of soya in the Amazonia Matogrossense area of Brazil, in the communes of Alta Floresta (10°lat.sud) surrounded area by the amazon forest where the deforestation caused by the expansion of soya is recent and of Lucas do Rio Verde (13°lat.sud), area naturally occupied by savanna (cerrado), where 74% of the native vegetation were cut down and the ground was intended for the grains culture.*

Key words: *microclimate; anthropic actions; deforestation; soya.*

Introduction

Des études comparatives entre microclimats de milieux modifiés par les actions anthropiques permettent d'évaluer les impacts climatiques résultant des changements occasionnés sur la superficie.

Le remplacement de la végétation native par les travaux agricoles provoque des altérations dans l'équilibre de radiation et d'énergie, altérant l'albédo de la surface, les taux d'évapotranspiration, la température et l'humidité de l'air, la vitesse du vent et la distribution des pluies (Maitelli, 2005).

Les déboisements et les brûlis sont des actions fréquentes en Amazonie Mato-grossense pour l'implantation de la culture de grains, surtout le soja, dont la valeur économique soutient l'agronogoc dans la région (Bariou et al, 2002, Zamparoni et al, 2004).

Ce travail montre une comparaison entre des microclimats observés dans deux zones de culture de soja dans la Pré-Amazonie Mato-grossense, région centrale du Brésil, l'une située dans la Commune d'Alta Floresta, latitude de 10° sud, une région de végétation native de la Forêt Amazonienne, dont une grande partie est encore préservée où la culture de soja en est à ses débuts et l'autre située à la latitude 13° sud, dans la Commune de Lucas do Rio Verde, où 74% de la végétation native de *Cerrado* (savanne) a été remplacée par la culture de grains, surtout celle de soja (Maitelli, 2007) .

1. Méthodologie

L'évaluation des zones déboisées et occupées par l'agriculture a été réalisée à l'aide d'images de satellites disponibles sur le site de l'Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Institut National de Recherches Spatiales - (INPE), en 2004 et 2005, géoréférencées avec les logiciels SPRING 4.2 et Arc View Gis 3.2 et l'aide de la Base Hydrographique de l'État du Mato Grosso, élaborée par la SEPLAN/MT/Brasil(2000).

Pour la commune de Lucas do Rio Verde, on a utilisé la mosaïque d'images CBER, CCD, des bandes 166/114, 166/115 et 167/115, image synthétique avec la composition suivante: B2, R3 et G4; pour la commune de Alta Floresta on a utilisé la mosaïque d'images CBERS2, CCD, des bandes 167/111, 167/112, 168/111 et 168/112. Image synthétique avec la composition suivante : B2, R3 et G4.

L'analyse comparative des caractéristiques microclimatiques a été réalisée en employant des données climatologiques enregistrées par des stations météorologiques automatiques, programmées pour les collectes horaires journalières, installées dans un endroit préalablement sélectionné de chaque zone, dans la période de septembre (fin de la saison sèche) à décembre (pleine saison pluvieuse) en 2005 (Maitelli et al 2002 et Maitelli, 2007).

2. Résultats

2.1. Déforestation et climat

La conversion de la végétation naturelle en superficies destinées à la pratique d'activités agricoles et d'élevage peut provoquer des altérations climatiques locales et régionales puisque l'abattage d'arbres altère le cycle hydrologique en influençant, principalement, les taux d'évapotranspiration et les totaux pluviométriques.

Dans ce sens, l'expansion de la frontière agricole dans la Pré-Amazonie Mato-grossense du Brésil a apporté un grand impact pour l'environnement régional et a, probablement, introduit des microclimats qui n'étaient pas prédominants dans cette zone.

Les effets de l'action anthropique dans la Pré-Amazonie Mato-grossense peuvent être perçus par les niveaux de déforestation qui ont lieu dans cette région. A Alta Floresta et Lucas do Rio Verde, la zone de végétation naturelle convertie en zones d'activités agricoles et d'élevage dépasse déjà les 600 000 ha (six cent mille hectares), conformément à ce qui se vérifie dans le tableau 1 (Ferreira, 2001; Egler, 2007).

Commune	Superficie Totale (hectares)	Déforestée jusqu'en 2003 (hectares)	Déforestée jusqu'en 2004 (hectares)
Alta Floresta	894.706,90 há	398.294,99 ha (44,52%)	424.142,029 ha (47,41%)
Lucas do Rio Verde	365.895,90 há	266.324,45 ha (72,77%)	270.741,123 ha (73,98%)

Tableau 1. Superficie Totale Déforestée jusqu'en 2004 à Alta Floresta et à Lucas do Rio Verde
Source: Adapté de l'Annuaire Statistique du Mato Grosso 2005.

D'un autre côté, la Commune de Lucas do Rio Verde a une production de soja d'approximativement 387 fois supérieure à celle d'Alta Floresta et la superficie récoltée de cette culture est de 334 fois supérieure, comme on peut le voir dans le tableau 2.

Commune	2003		2004	
	Superficie récoltée (ha)	Production (ton.)	Superficie récoltée (ha)	Production (ton.)
Alta Floresta	600 ha	1800 t	117 ha	365 t
Lucas do Rio Verde	200.500 ha	697.800 t	209.237 ha	528.142 t

Tableau 2. Superficie récoltée et production de soja, Alta Floresta e Lucas do Rio Verde, 2003 et 2004
Source: Adapté de l'Annuaire Statistique du Mato Grosso 2005.

Les données du tableau 2 démontrent que Lucas do Rio Verde est un producteur consolidé de la culture du soja, alors que Alta Floresta en est encore à ses débuts. Cela vaut la peine de souligner que, outre les conditions climatiques qui doivent être favorables à la production de soja à grande échelle, la topographie du relief est un facteur déterminant pour l'utilisation des machines planteuses et récolteuses, fait qui rend difficile l'implantation de la culture du soja en grande quantité dans la commune de Alta Floresta parce que, dans cette région, le relief est ondulé et possède diverses sources de cours d'eau du bassin amazonien (Ferreira, 2001).

2.2. Microclimats et Culture de Soja

Le climat prédominant de la Pré-Amazonie est du type Equatorial Continental, chaud et humide avec deux saisons définies par la distribution spatiale et temporelle des pluies, soit, une saison pluvieuse (d'octobre à mars) avec des totaux pluviométriques annuels qui peuvent atteindre 2000mm et une saison sèche (d'avril à septembre) dont les totaux de pluie ne dépassent pas 100mm (Miranda et Amorim, 2001).

Bien que dans cette zone la circulation atmosphérique soit dominée par les systèmes issus de la masse Equatoriale Continentale et de la masse Tropicale Continentale, souvent, pendant les mois d'hiver dans l'hémisphère sud, des invasions d'air polaire qui viennent du sud de l'Amérique du Sud, provoquent des chutes de température de l'air qui restent en-dessous de la moyenne régionale qui est de 24° à 26° (Maitelli et Dourados, 2002).

Cependant, la commune de Alta Floresta, localisée dans l'extrême nord de l'état, dans une région dominée par la Forêt Ombrophile, possède un régime de pluies plus prolongé, avec une période sèche de trois mois, soit en juin, juillet et août, avec des totaux pluviométriques annuels qui dépassent souvent les 2000mm (Maitelli, 2007).

D'un autre côté, la commune de Lucas do Rio Verde, se localise dans une région dominée par la végétation native du *Cerrado* (savanne) où la période sèche est plus prolongée et où le début de la saison des pluies commence à la fin de septembre avec des totaux pluviométriques annuels autour de 1200mm.

Quant aux microclimats, la recherche a montré que le milieu de culture de soja à Alta Floresta recevait l'influence de la végétation native environnante en ce qui concerne les plus grandes concentrations de vapeur d'eau dans l'air et la réception de plus grandes quantités de pluies, de 274 mm, tandis que dans la région du *Cerrado*, elles faisaient 100 mm (Maitelli, 2007).

Quant aux conditions thermiques, l'air était souvent moins chaud dans la zone précédemment occupée par le *Cerrado*, avec une température moyenne de 26°C, allant jusqu'à 1,5°C de moins que dans la région de la Forêt aux heures les plus chaudes de la journée (entre 10:00 h et 14:00h). Ce fait a rapport à la grande vitesse du vent environnant qui restait, en moyenne, 4 m/s plus élevée dans la zone productrice de soja localisée à Lucas do Rio Verde (région de plateau), qu'à Alta Floresta.

On a pu vérifier aussi que la végétation naturelle de grande taille exerce une importante influence sur le climat local et les zones proches, principalement une plus grande insertion de vapeur d'eau dans l'air à travers le processus d'évapotranspiration, et une plus petite disponibilité de radiation pour réchauffer le milieu car la forêt utilise une partie de cette énergie solaire pour le maintien de ses processus vitaux. La figure 1 montre des exemples comparatifs de variations microclimatiques observées durant le mois de septembre 2005 dans les zones de culture de soja.

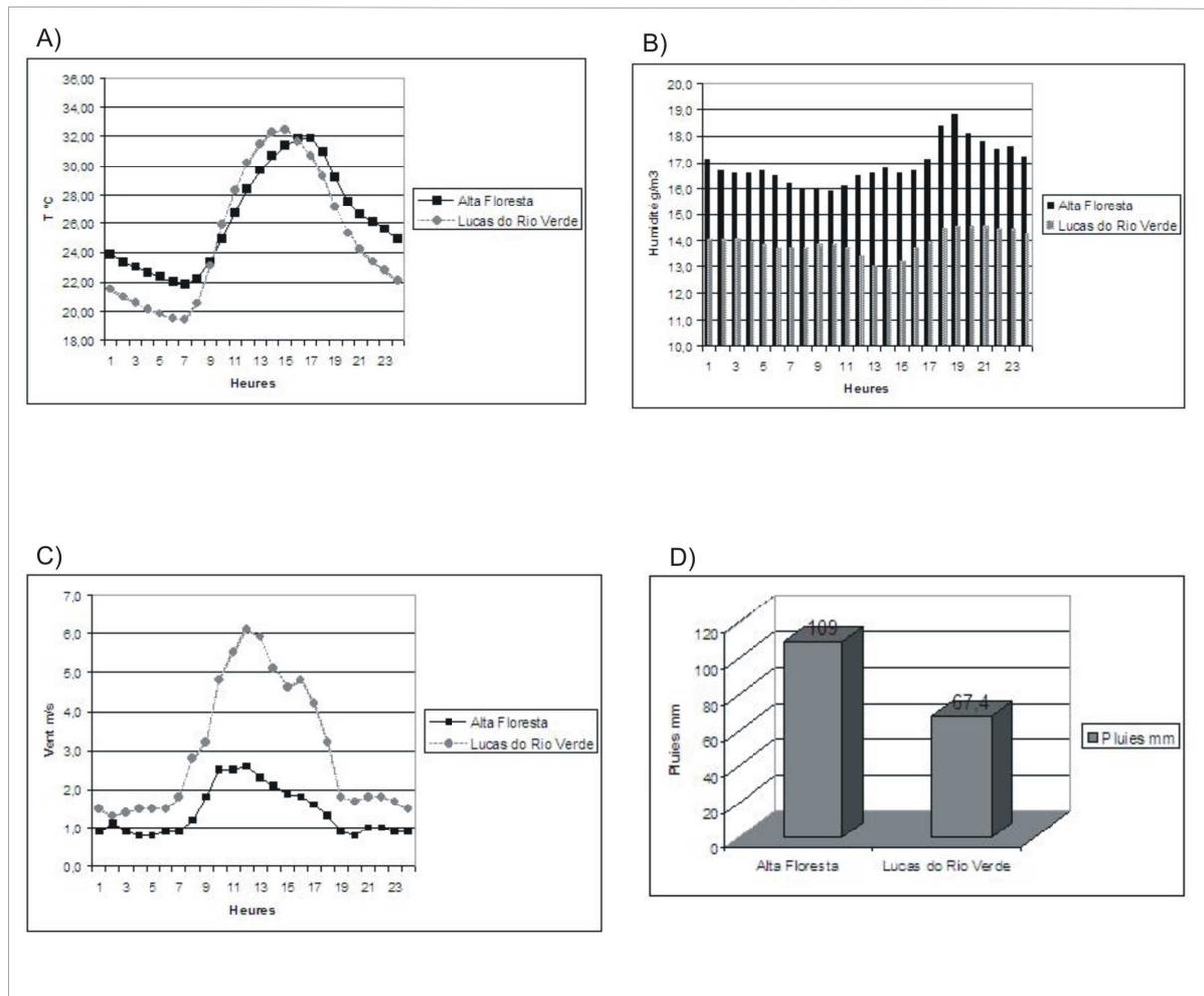


Figure 1. Comparaison de moyennes horaires de variables climatologiques observées à Lucas do Rio Verde et Alta Floresta pendant le mois de septembre 2005: A) Température de l'air °C; B) Humidité absolue de l'air en g/m³; C) Vitesse du vent en m/s; D) Totaux pluviométriques en mm.

La figure 2 met en évidence des exemples de variations climatiques observées dans les zones de l'étude durant le mois de décembre 2005, sous les effets de la circulation régionale dominée par la Masse Equatoriale Continentale avec une intense nébulosité et instabilité de l'air.

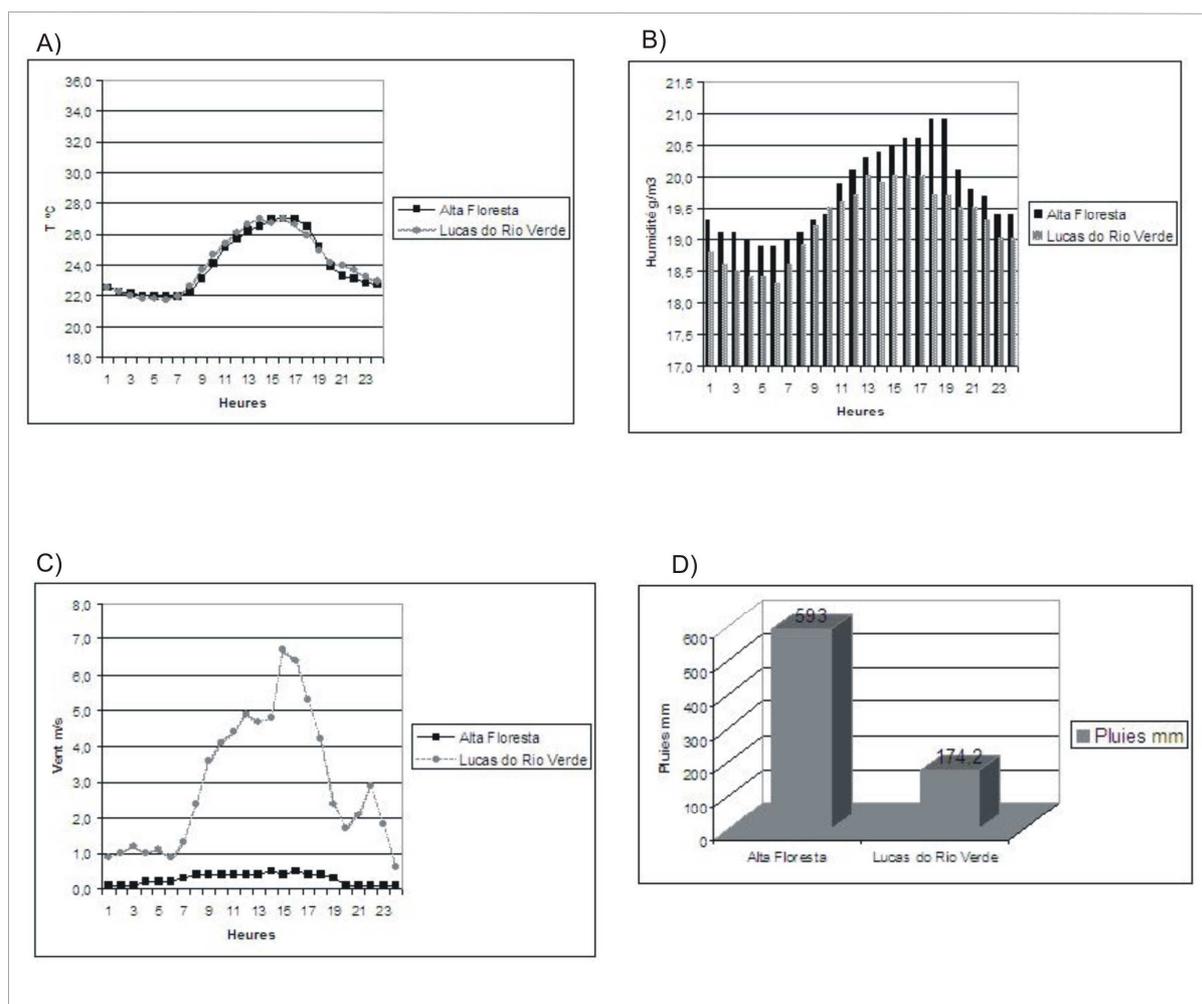


Figure 2. Comparaison des moyennes horaires de variables climatiques observées à Lucas do Rio Verde et à Alta Floresta durant le mois de décembre 2005: A) Température de l'air °C; B) Humidité absolue de l'air en g/m³; C) Vitesse du vent en m/s; D) Totaux pluviométriques en mm.

Conclusion

Les déforestations dans la Pré-Amazone Mato-grossense sont en relation avec l'augmentation de la production de grains dans cette zone. Cependant, les études comparatives des deux zones productrices de soja permettent d'argumenter que la végétation native de grande portée comme la forêt amazonienne exerce une forte influence sur le climat local et sur les microclimats des alentours.

En outre, sachant que beaucoup de plantes du *Cerrado* (savanne) possèdent des racines profondes et existent dans des sols avec abondance d'eau, il est possible de supposer que le fait de retirer cette végétation ait une influence sur les taux d'évapotranspiration et par conséquent sur les pluies de la région.

De cette façon, sont nécessaires d'autres études sur les rapports entre le climat, les déforestations et les pratiques agricoles qui contribuent à des propositions d'élaboration d'un plan environnemental plus adéquat pour cette région.

Références bibliographiques

- Bariou R., Moreno G., Maitelli G.T., Clairay M., Nédélec V., Dubreuil V., 2002. Colonisation agricole et peuplement en Amazonie Mato-grossense, 65-88. In Dubreuil et al, *Environnement et télédétection au Brésil*, Presses Universitaires de Rennes France, 198 p.
- Egler, C. A. G. A., 2007. A Pré-Amazônia Mato-grossense no contexto nacional e sul-americano, 17-34. In Maitelli, G. T.; Zamparoni, C. A. G. P. (orgs.). *Expansão da soja na Pré-Amazônia Mato-grossense: impactos socioambientais*. Cuiabá: Entrelinhas/EdUFMT, 190 p.
- Ferreira J.C.V. 2001. *Mato Grosso e seus Municípios*, Cuiabá: Secretaria de Estado de Educação /Buriti.
- Maitelli G.T., Dourado de Souza S., 2002. Tendences climatiques dans la bassin moyen du Teles Pires, Amazonie Mato-grossense, 43-48. in Dubreuil et al, *Environnement et télédétection au Brésil*, Presses Universitaires de Rennes, France, 198 p.
- Maitelli G. T., Zamparoni C. A. G. P., Souza S. C. 2004. Mudanças de uso do solo e variações climáticas na Amazônia Mato-grossense In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza/CE. Meteorologia e Desenvolvimento Sustentável. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. CD, 1 – 12.
- Maitelli G.T., 2007. O quadro natural da natureza transformada na Pré-Amazônia Mato-grossense, 37-50. In: Maitelli G. T.; Zamparoni, C. A. G. P. (orgs.). *Expansão da soja na Pré-Amazônia Mato-grossense: impactos socioambientais*. Cuiabá: Entrelinhas/EdUFMT, 190 p.
- Mato Grosso, *Anuário Estatístico de Mato Grosso 2004*. Cuiabá: Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral – SEPLAN-MT: Central de Texto, 2005. v.26.
- Mato Grosso, *Anuário Estatístico de Mato Grosso 2005*. Cuiabá: Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral – SEPLAN-MT: Central de Texto, v.27.
- Zamparoni C. A. G. P., Maitelli G. T., Souza, S. C., Dubreuil V, 2005. Soja, Clima local e desenvolvimento sustentável em área de transição na Pré-Amazônia Mato-grossense: o caso de Alta Floresta In: X Encontro de Geógrafos da América Latina, 2005, São Paulo. Por uma Geografia Latino-Americana: do labirinto da solidão ao espaço da solidariedade. São Paulo: Dep. de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, v. CD, p. 16623 – 16633.

IMPACTS DE LA RECESSION PLUVIOMETRIQUE SUR LA DISPONIBILITE EN EAU DANS LE BASSIN-VERSANT DU COUFFO AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

TOTIN V S. Henri¹, AMOUSSOU Ernest^{1&2}, BOKO Michel¹

sourouhenri@yahoo.fr, ajernest@yahoo.fr, mboko47@yahoo.fr

¹Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes, Université d'Abomey-Calav., 03- BP. 1122, Jéricho, Cotonou-03, Bénin.

² Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel 21000Dijon –France, Tél : (0033) 03 80 39 38 23, Fax : (0033) 03 80 39 57 41 <http://lecrede.iffrance.com> et www.u-bourgogne.fr/climatologie

Résumé : *La dynamique des ressources en eau dans le bassin du Couffo est liée aux pluies de mousson régulée par deux domaines climatiques (subéquatorial et tropical humide) et à l'influence de la structure du substratum géologique en place. Cette complexité climatique conditionne la variation de la disponibilité en eau et les usages de cette ressource.*

L'analyse du comportement hydrodynamique du bassin à partir des données climatologiques et hydrologiques de la période 1965-2000 a permis de mettre en évidence les incidences de la péjoration pluviométrique sur les potentialités hydriques de ce bassin. Les données de pluies issues de l'interpolation et des débits à la station de Lanta ont permis de déterminer à partir de l'évolution de la variation des lames d'eau précipitées et de les comparer afin de déduire leur impact sur les ressources en eau dans le bassin-versant du Couffo. Le calcul du bilan hydrologique et du coefficient de tarissement de Maillet permettent aussi d'analyser la variation saisonnière de la disponibilité des ressources en eau dans le bassin versant.

Les enquêtes de terrain et la revue bibliographique ont permis de mieux apprécier les fonctionnements hydrologiques du bassin et les utilisations qu'en font les populations riveraines.

Mots-clés : *Bénin, Couffo, récession pluviométrique, maîtrise de l'eau.*

Abstract: *The dynamics of water resources in the pond of Couffo is connected to the rains of monsoon regulated by two climatic domains (subequatorial and tropical wet) and in the influence of the structure of the geologic substratum in place. This climatic complexity packages the variation of the availability in water and the manners of this resource.*

The analysis of the behavior hydrodynamics of the pond from the climatological and hydrological data of period 1965-2000 allowed to bring to light the incidences of the pluviometric pejoration on the hydriques potentialities of this pond. The rainy data stemming from the interpolation and from the flows in the station of Lanta allowed to determine from the evolution of the variation of the hasty blades of water and to compare them to deduct their impact on water resources in the pond-hillside of Couffo. The calculation of the hydrological balance assessment and the coefficient of drying up of Mallet also allow to analyze the seasonal swing of the availability of water resources in the pouring pond.

The inquiries of ground and the bibliographical review allowed to appreciate better the hydrological functioning's of the pond and the uses which make the waterside populations.

Key words: *Benin, Couffo, pluviometric recession, control of the water.*

Introduction

La mousson Ouest-Africaine est un des trois grands systèmes de mousson qui contrôlent le climat de la zone tropicale. Selon Lebel et al. (2003), elle est le principal facteur régulant le cycle hydrologique et sa variabilité a un impact majeur sur les ressources en eau, l'agriculture et le développement des épidémies. D'une superficie de 3000 km² et long de 190 km (fig. 1), le bassin-versant du Couffo, qui s'étend entre le domaine climatique subéquatorial à quatre saisons et le domaine tropical à deux saisons, prend sa source au Togo dans les monts Djami à proximité de la frontière Bénino-Togolaise, près de Tchetti à 240 m d'altitude.

La disponibilité des ressources en eau du bassin dépend de la variabilité climatique. Ainsi, de façon générale, la variabilité des écoulements est proportionnelle à celle des précipitations et du substratum géologique en place. Les variations des précipitations modulent la

disponibilité de l'eau dans le bassin, facilitateur de développement des activités socio-économiques.

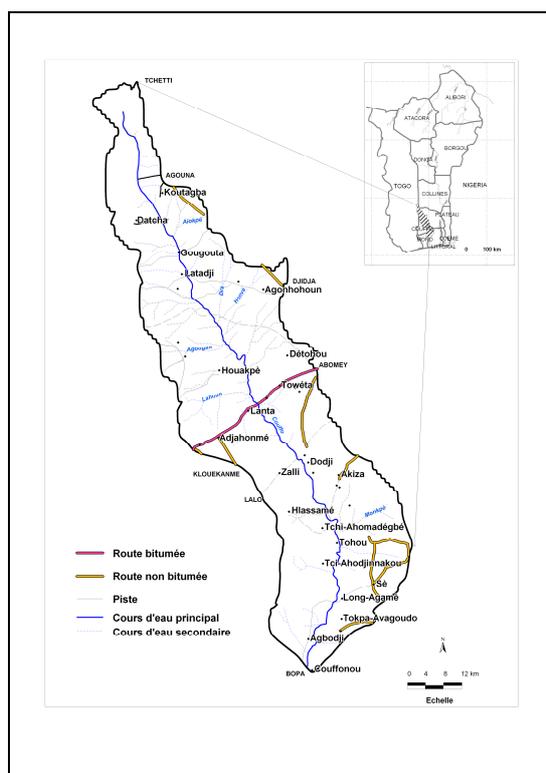


Figure 1. Localisation du bassin versant du fleuve Couffo.

1. Données et méthodes

Les données utilisées sont les précipitations fournies par les stations du bassin et collectées à l'ASCENA-Cotonou. Elles ont servi ensuite à l'interpolation pour obtenir le champ de pluies. A cela s'ajoutent aussi les données d'ETP décennales mises au point par l'ASCENA-Cotonou à partir de la formule de Penman et les données hydrométriques du Couffo fournies par la Direction de l'Hydrologie.

Différentes approches ont servi à suivre l'évolution interannuelle des précipitations, des écoulements de surface et souterrains :

- Les indices pluviométriques et hydrométriques sont calculés pour montrer la variabilité interannuelle ainsi que les périodes de déficits et d'excédents de pluies et de lame d'eau écoulée.

- Le bilan hydrologique, est utilisé pour analyser les modes de répartition sur le bassin. La formule utilisée pour cette étude est celle de Le Barbé et *al.*, (1993) et s'écrit :

$$P = E + L + I + (S_1 - S_0)$$
 avec : P = pluie, en mm E = évaporation, en mm L = écoulement, en mm, I = infiltration, en mm ; $S_1 - S_0$ = variation du stock d'eau présent dans le bassin, en mm pendant une période donnée.

- A travers la relation eau de surface-eau souterraine, il s'est avéré important de connaître l'évolution des réserves en eaux souterraines pendant les éventuelles variations climatiques.

C'est le coefficient de tarissement de Maillet (k) amélioré par résolution dichotomique et le volume mobilisé (Vmobilisé) par les aquifères, présentés par Savané et *al.* (2001) qui ont été utilisés dans cette étude. L'expression mathématique du tarissement s'écrit :

$Q_t = Q_0 e^{-kt}$, avec Q_t = débit à l'instant t donné ; Q_0 = débit initial (débit au début du tarissement) ; k = coefficient de tarissement de Maillet ($k = (\ln Q_t - \ln Q_0)/t$) et t le temps.

La variation mensuelle du tarissement retrace ainsi l'évolution de la vidange du réservoir souterrain exprimée par le volume d'eau mobilisée (V_{em} en km^3). Le volume d'eau mobilisée par les nappes de versant du bassin est traduit par l'expression mathématique :

$$V_{em} = \int_0^{+\infty} Q_0 e^{-kt} dt = \frac{Q_0}{k}$$
, Q_0 , exprimé en m^3/s est multiplié par 86400 pour la compatibilité des unités.

2. Résultat et discussion

2.1. Variation pluviométrique dans le bassin

Le climat est l'ensemble des phénomènes géophysiques planétaires qui caractérisent un espace, une région, un continent ceci pendant une période définie. Il est déterminé dans le bassin par le balancement du FIT qui évolue du sud au nord ou du nord au sud. Ce déplacement de la mousson détermine les saisons et l'état des écoulements dans le bassin et donc la disponibilité en eau dans les réservoirs souterrains. La récession pluviométrique due au mouvement de la mousson Ouest Africaine s'est accentuée dans la décennie 1970. L'écoulement étant lié à la précipitation, sa récession induit sans doute des déficits d'écoulement.

L'analyse de la figure 2 met ainsi en évidence la variation des précipitations dans le bassin-versant et les années déficitaires et excédentaires. Cette évolution des lames d'eau précipitées déterminent le fonctionnement hydrologique du bassin et par conséquent de la disponibilité en eau du bassin (Ouédraogo, 2001 ; Ardoin-Bardoin, 2003). Cette variation est beaucoup plus perceptible et marquée par le retard ou la précocité de la mousson et une réduction des jours de pluie (Ouédraogo, 2001 ; Amoussou, 2005 ; Totin, 2005) dans le bassin. La figure 2 souligne également la légère reprise vers la fin des années 90. Cependant, cette variation n'a pas grand effet sur l'écoulement du bassin (Amoussou, 2005 ; Amoussou *et al.*, 2006).

La période 73-2000 souligne la baisse pluviométrique avec un déficit de 11 %. Ce déficit se répercute davantage sur les mois secs (13 %) que sur les mois humides (10 %). Cette persistance du déficit pluviométrique engendre une baisse des écoulements depuis les années 1970 (figure 2) provoquant ainsi une dégradation soutenue de l'hydrosystème du bassin (Totin, 2003).

La décennie 1970 a connu une baisse pluviométrique très remarquable que les autres décennies de la période d'étude. Mais les années 1982-1983 ont été plus déficitaires, ce qui a entraîné une baisse très sensible de l'écoulement et par conséquent des réserves souterraines.

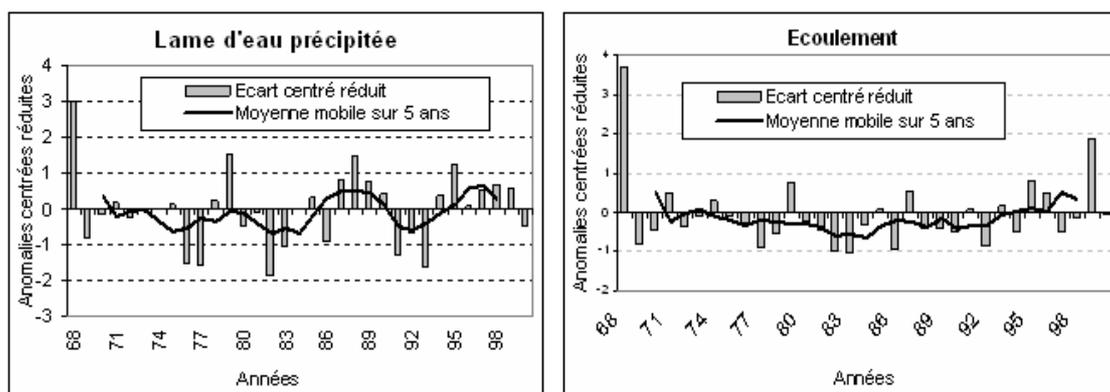


Figure 2. Evolution générale des lames d'eau précipitées et écoulées dans le bassin-versant du Couffo à Lanta de 1968 à 2000.

La baisse de l'écoulement dans le lit du Couffo est plus sévère dans les décennies 1970 et 1980 ; ce qui justifie la pénurie d'eau dans les localités drainées par le fleuve Couffo.

2.2. Analyse du fonctionnement hydrologique du bassin-versant

Le faible débit moyen ($4,9 \text{ m}^3/\text{s}$), associé à la forte évaporation explique l'assèchement du lit au nord du bassin de décembre à février (fig. 3a). Cet assèchement est encore perceptible de nos jours, malgré la légère reprise des années 1990. L'absence de d'autres stations hydrométriques dans le domaine du socle et à l'exutoire ne permet pas d'apprécier correctement le fonctionnement du sous-bassin. Néanmoins, les observations de terrain en périodes sèche et humide complètent les analyses des données de Lanta.

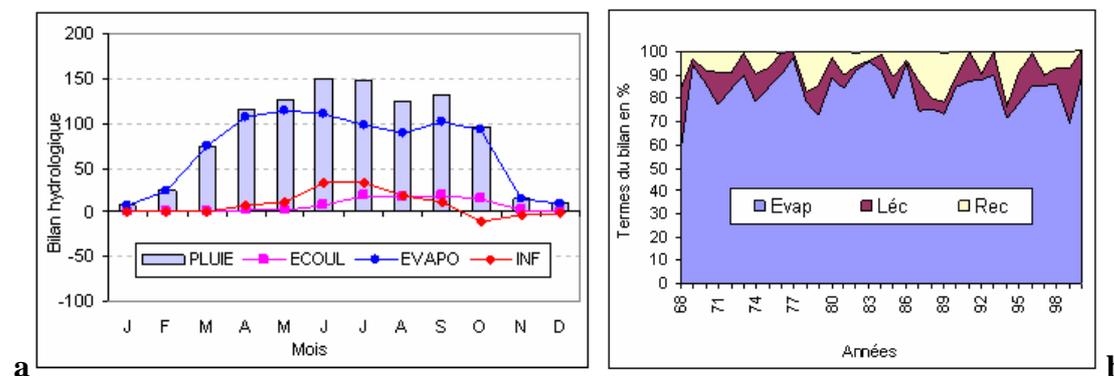


Figure 3. Analyse du fonctionnement hydrologique du bassin-versant du Couffo à Lanta de 1968 à 2000.

L'analyse de la variation des termes bilan (fig. 3) montre surtout l'amenuisement des eaux de surface du fait du fort pouvoir évaporatoire de l'air (91%) (fig. 3b), conséquence directe de la dégradation des états de surface (Amoussou, 2005). Ainsi, pour les 100 % des lames d'eau précipitées, seulement 2 % sont infiltrées. Ceci qui pourrait expliquer la pénurie d'eau dans le bassin et surtout en saison sèche (cas de janvier et février) comme le montre la figure 3a. Cette faiblesse de la nappe à recharger pourrait s'expliquer aussi par le fait que le réservoir ne se vide pas complètement d'eau, mais la nature du substratum (socle) fait qu'elle n'est pas vite libérée.

2.3. Disponibilité en ressources en eau dans le bassin-versant

La variabilité interannuelle de la réserve en eau du sol dans le bassin-versant du Couffo de 1968-2000, déterminée à partir du coefficient α , exprimé par la formule $\alpha = P_i / ETP_i$ (P_i : la pluie de l'année i en mm et ETP_i : l'évapotranspiration potentielle de l'année i en mm) traduit

la disponibilité en eau (fig. 4) dans les premiers horizons du sol, variant entre 0 et 30 cm selon la nature du substratum et de la pente.

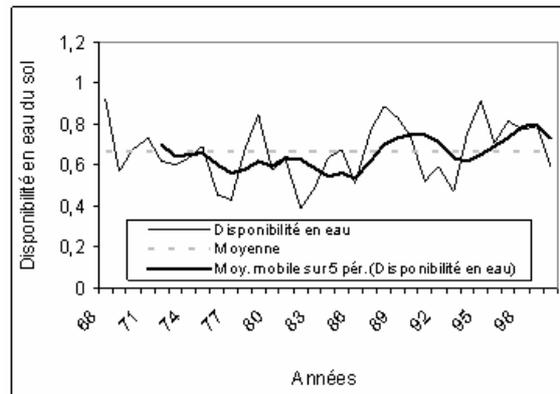


Figure 4. Disponibilité en eau dans les premiers horizons du sol.

Cette variation de la disponibilité en eau du sol montre l'ampleur des récessions pluviométriques des décennies 1970 et 1980 et de la variation de l'évapotranspiration potentielle confirmant les résultats obtenus par Sutcliffe et Piper (1986), Vissin (2001) et Amoussou (2005). Ceci se justifie par le fort coefficient de tarissement (fig. 5a) observé au cours des années 1970 à 2000 et par conséquent le faible volume d'eau mobilisé dans le bassin-versant du Couffo à Lanta (fig. 5b).

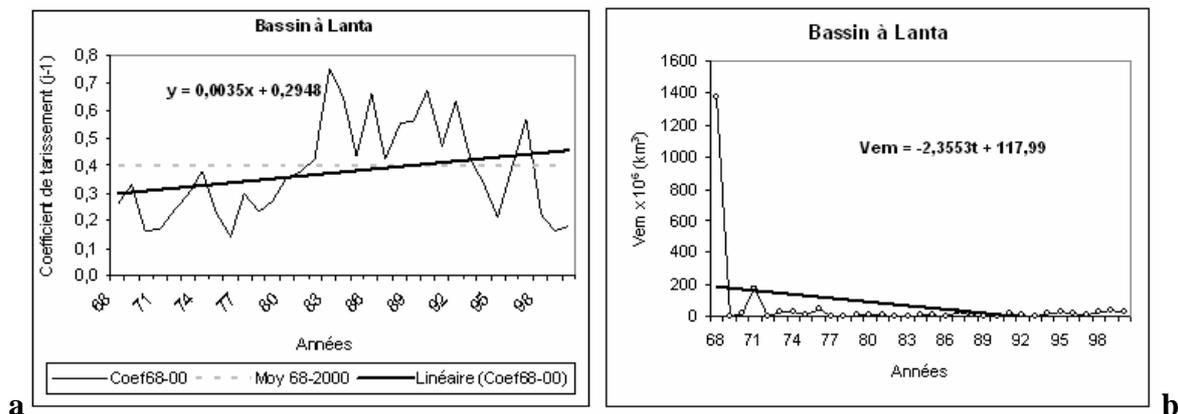


Figure 5. Variation du coefficient de tarissement (a) et du volume d'eau mobilisée (b).

Cette récession ajoutée à la nature géologique du substratum qu'est le socle contribue aussi à la recharge des nappes (Amoussou, 2005), ce qui interagit sur la disponibilité des ressources en eau en ce sens que l'infiltration est faible et la perte en eau est importante.

2.4. Relation pluie et fonctionnement hydrologique

La figure 6 traduit la corrélation pluie/écoulement et pluie/recharge dans le bassin. L'écoulement étant lié aux précipitations, la forte recharge de la nappe traduit le comportement du substratum en place et le rôle probable des failles de la région côtière. Mais la recharge de la nappe souterraine du Couffo est presque stationnaire, ce qui pourrait se justifier par la non-amplification du déficit pluviométrique. De ces deux constats, nous pouvons conclure que le réservoir souterrain du Couffo est moins important que d'autres dans la région, comme c'est le cas du fleuve Mono. Tout ceci s'explique aussi par la nature géologique du substratum et de la forte dégradation des états de surface en 2000 sur le sous-bassin du Couffo qui facilite alors une forte infiltration (Amoussou, 2005).

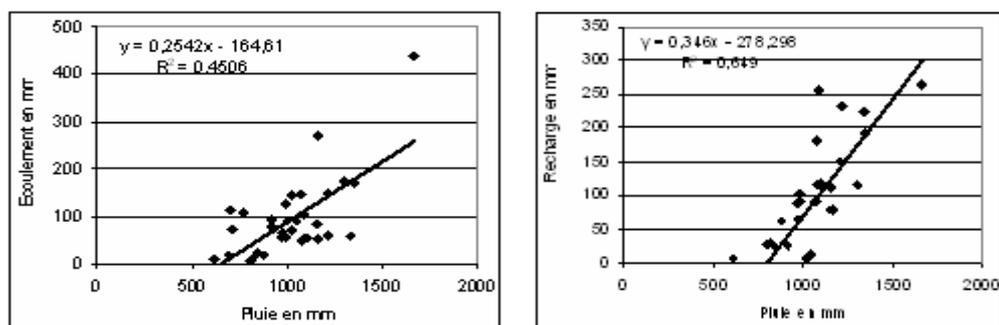


Figure 6. Variation des corrélations dans le bassin du Couffo de 1968 à 2000.

La baisse des précipitations et les caractéristiques hydrogéologiques du bassin justifient la faible corrélation recharge/écoulement (32 %). Ceci montre que les premières pluies arrivent à remplir le réservoir, si bien que l'infiltration devient très lente ou très faible car le sol perd sa capacité continue de rétention d'eau. C'est ce qui est à l'origine du faible coefficient d'écoulement dans le bassin en période d'été.

Conclusion

La persistance du déficit pluviométrique induite par la péjoration climatique conduit à une forte diminution du coefficient d'écoulement et par conséquent une diminution des ressources en eau. Cependant l'écoulement du bassin dans la partie sédimentaire est presque pérenne car soutenue par la formation géologique de grès et par conséquent à un faible coefficient de tarissement.

Références bibliographiques

- Bricquet J. P., Bamba F., Mahé G., Touré M. et Olivry J. C., 1997. Evolution récente des ressources en eau de l'Afrique atlantique. *Revue des sciences de l'eau*, **3**, 221-337.
- Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y., Gualde R., 1993. Les ressources en eau superficielles de la République du Bénin. Ed. ORSTOM, Paris, 540 p.
- Ardoin-Bardin S., 2004. *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone Soudano-sahélienne*. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 440 p.
- Amoussou E. 2005. *Variabilité hydro-climatique et dynamique des états de surface dans le bassin versant du Couffo*. Mémoire de DEA, FLASH/ UAC, 105 p
- Amoussou E., Oyédé L. M. et Boko M., 2006. *Variabilité pluvio-hydrologique et production agricole dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de l'ouest)*. In « Risques liés au temps et au climat ». Acte de Colloque AIC, Epernay, France, pp 67-72.
- Lebel T., Didhiou A. and Laurent H., 2003. *Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales*. *J. Geoph. Res.*, 108(D8), 8389, doi:10.1029.
- Ouédraogo M., 2001. *Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale*. Thèse, Université de Montpellier II, 257 p.
- Totin V. S.H., 2003. *Changements climatiques et vulnérabilité des ressources en eau sur le plateau d'Allada : Approche prospective*. Mémoire de maîtrise, DGAT/ FLASH/ UAC ; 106 p.

LES RISQUES DE LA SECHERESSE EN TUNISIE

TRABELSI Yamina

71, rue Bir Zitoun

1130 TEBOURBA .TUNISIE.

E mail : trabelsy2006@yahoo.fr

Tel : +216.23.965.871.

Fax : +216.71.600.910.

Résumé : *L'étude s'intéresse aux impacts de la sécheresse d'origine climatique, elle peut toucher tous les milieux intéressés par l'eau : d'où plusieurs risques et aussi plusieurs types de sécheresses. En effet ce déficit pluviométrique engendre en premier lieu un déficit hydrique. Ce problème quantitatifs est accompagné par de problèmes de qualité (salinité, turbidité...). Elle touche ensuite le milieu hydrologique. Elle affect les nappes à différent niveaux. Une diminution considérable des ressources disponibles est à remarquer. A un autre niveau, les sécheresses ont plusieurs répercussions néfastes sur le secteur agro économique, touchant aussi l'économie et la société du pays.*

Mots-clés : *Tunisie, risque, sécheresse, économie de l'eau.*

Abstract: *The study examines the impact of the drought climate, it can reach all environment affected by water: where several risks and also several types of droughts. Indeed this rainfall deficit in the first place creates a water deficit. This problem is accompanied by quantitative quality problems (salinity, turbidity...) It then touches the mid hydrology. It affects the water at different levels. A decrease in resources available is noted. At another level, droughts have several negative impact on agro economic also affecting the economy and society of the country.*

Keys words: *Tunisia, risks, the drought, water economic.*

Introduction

Située dans la région méditerranéenne et dans l'Afrique du Nord, la Tunisie est un pays dont le climat est très variable. L'une des manifestations les plus préoccupantes de cette variabilité est la sécheresse. D'origine climatique, elle peut toucher divers milieux et domaines intéressés par l'eau : le sol, la végétation, les barrages, les lacs collinaires, les cours d'eau, les nappes phréatiques... D'où, l'importance de ses impacts sur ces domaines.

En effet, ce phénomène constitue une contrainte des plus sérieuses, par sa fréquence de plus en plus remarquable, son intensité et par son extension spatiale. Le contexte hydrologique du pays est devenu ainsi, de plus en plus vulnérable aux risques de défaillance d'eau découlant de la succession des années sèches. Dans ce contexte, il apparaît que la plus grande préoccupation de la Tunisie en matière de gestion des ressources en eau, concerne essentiellement ces phénomènes de la sécheresse, de sa genèse et de la maîtrise de ses impacts. Les défis auxquels est confrontée la politique de gestion de l'eau à long terme en Tunisie consistent à satisfaire ainsi, des besoins croissants avec des ressources de plus en plus limitées.

En outre, la question qui se pose actuellement et avec acuité est de savoir si l'augmentation de la fréquence des sécheresses peut être une conséquence du changement climatique ?

Nous essayons dans la présente étude d'apporter quelques éléments de réponse à toutes ces questions et ce à travers l'estimation des risques de la sécheresse :

*sur les ressources en eau.

*sur les agrosystèmes (grandes cultures, élevage, arboriculture, production oléicole...).

*sur les écosystèmes.

Pour entamer cette étude, on s'est appuyé sur des données pluviométriques et hydrologiques provenant essentiellement de l'Institut National de la Météorologie, du Ministère de l'Environnement et de l'Aménagement du Territoire et du Ministère de l'Agriculture et des Ressources Hydrauliques. Les stations retenues sont les stations principales (23 stations) et la période de référence s'étend de 1961 jusqu'au 2006.

1. L'estimation des risques de la sécheresse sur les ressources en eau

Ces risques peuvent être observés à plusieurs niveaux :

1.1 Réduction considérable des volumes d'eau s'écoulant dans les réseaux hydrographiques et les volumes collectés par les ouvrages de stockage

A titre d'exemple, l'année 1993-1994 avec un apport de 780 Mm³ seulement (pour un apport annuel moyen de 1242 Mm³), reste l'année la sèche pour l'ensemble du pays (fig. 1). Les apports d'eau de l'année 1987-1988 n'ont été que de 461 Mm³. (soit 37 % des apports annuels moyens). Ceux de l'année 1988-1989 n'ont été que de 406 Mm³ (soit 33 % des apports annuels moyens). Durant l'année 1993-1994 on n'a collecté que 378 Mm³ soit 30 % des apports moyens annuels contre 45 % pour l'année 1994-1995.

L'année 2001-2002 était aussi largement déficitaire sur tout le territoire tunisien.

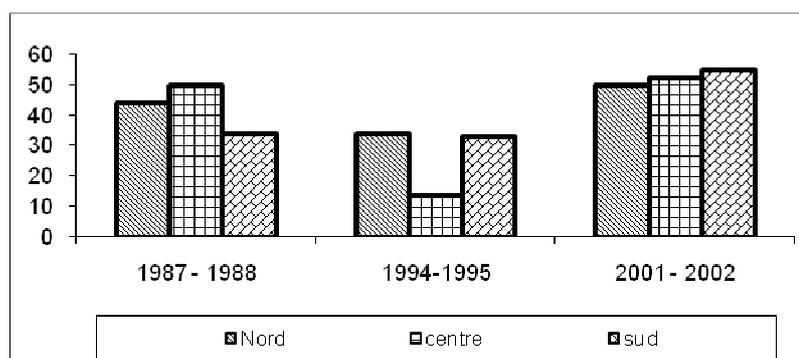


Figure 1. Déficit hydrique des principales périodes de sécheresse.

1.2. Des impacts sur la qualité des eaux

La sécheresse fait augmenter le taux de salinité des eaux des barrages : Sidi Salem (2g/L), Mellègue (3.3 g /L), Siliana (1.4 g/L). Dans le canal Medjerda Cap bon, la salinité des eaux atteint 3.5 g/L. Cette situation s'est répercutée sur les eaux agricoles, aussi bien que les eaux potables dont la salinité atteint 2 g/L dans le grand Tunis et 2.4 g/L au Cap Bon.

De même, le déficit hydrique a été à l'origine de l'augmentation de la turbidité de l'eau et par conséquent du colmatage des conduites et des canaux d'adduction.

1.3. Diminution considérable de l'alimentation des nappes

Durant les périodes sèches, les nappes ont fait l'objet d'une exploitation intensive pour atténuer le déficit en eau des barrages. De même, les sources et les suintements des zones montagneuses se sont taris. Les sources et les émergences au niveau hydrologique qui drainent les nappes d'underflow ont été également affectées par le manque des écoulements de surface.

Les sécheresses ont également des répercussions négatives sur le débit des sources thermales. Aussi, elles aboutissent à la disparition de l'artésianisme et à l'épuisement des réserves pour les forages qui captent les petits aquifères à ressources limitées (fig. 2).

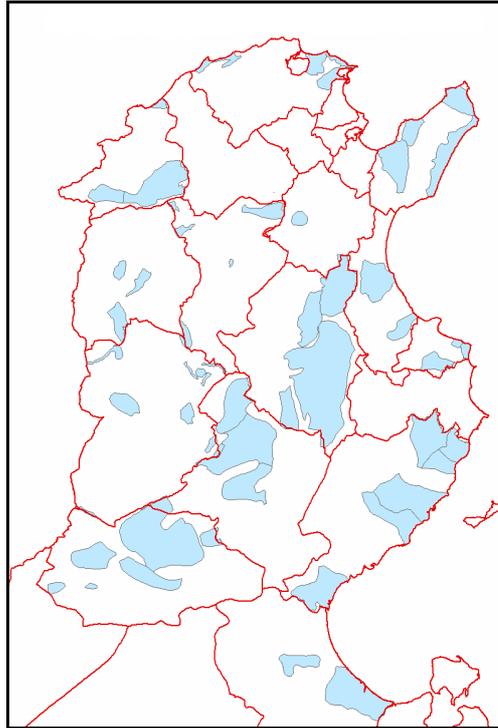


Figure 2. Carte des nappes phréatiques surexploitées.

2. L'estimation des risques de la sécheresse sur les agro systèmes

Les sécheresses ont une répercussion néfaste sur de nombreux paramètres des agro systèmes. Nous en citons quelques-uns dans les figures 3 à 5 :

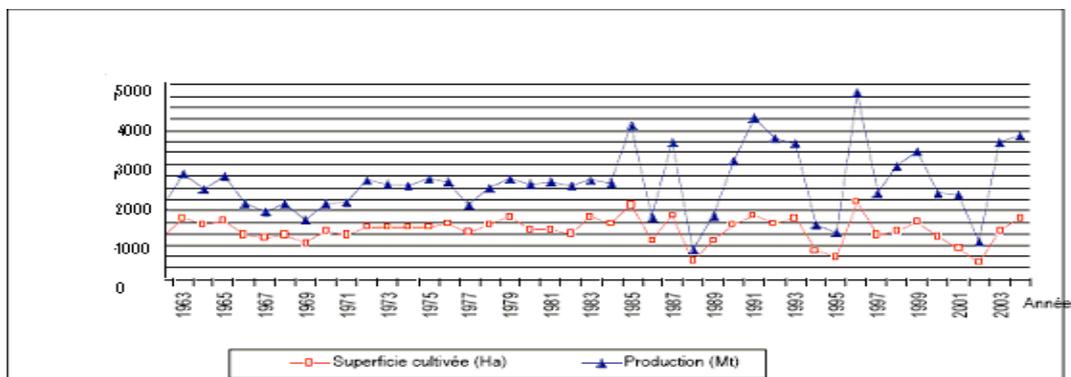


Figure 3. Evolution de la superficie et de la production des céréales en Tunisie.

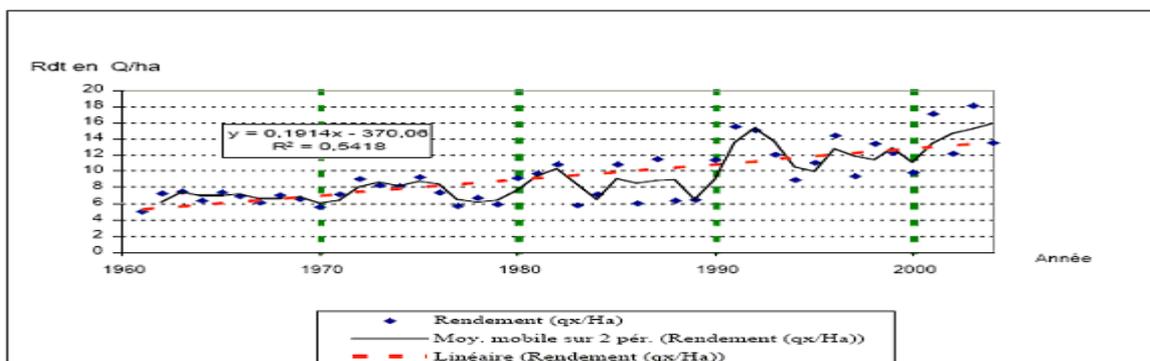


Figure 4. Evolution du rendement des céréales sous l'effet année.

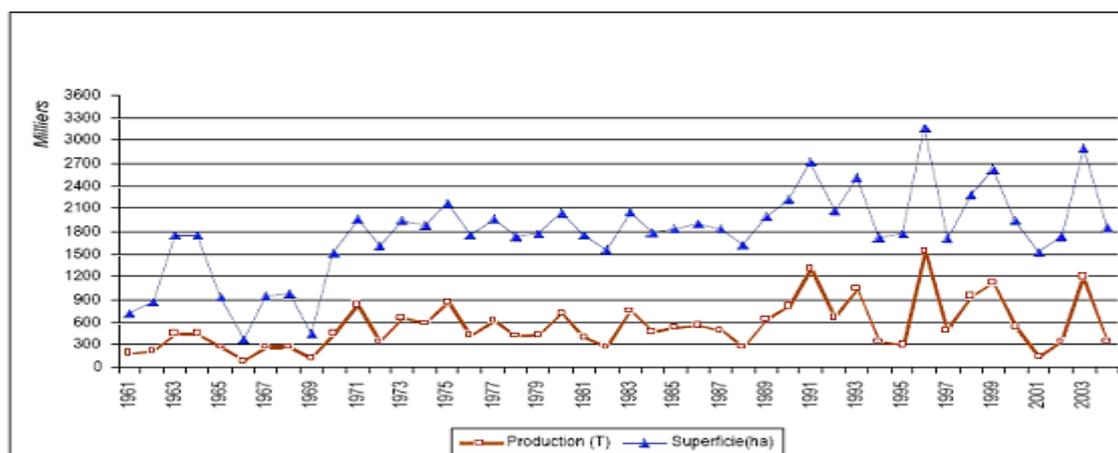


Figure 5. Evolution de la superficie et de la production des olives.

La superficie, la production et la productivité sont directement touchées par les crises de sécheresse (fig.6). Les déficits de production céréalière par rapports à la production d'une année normale peuvent s'approcher même de 80 % (79 % pour l'année 1988).

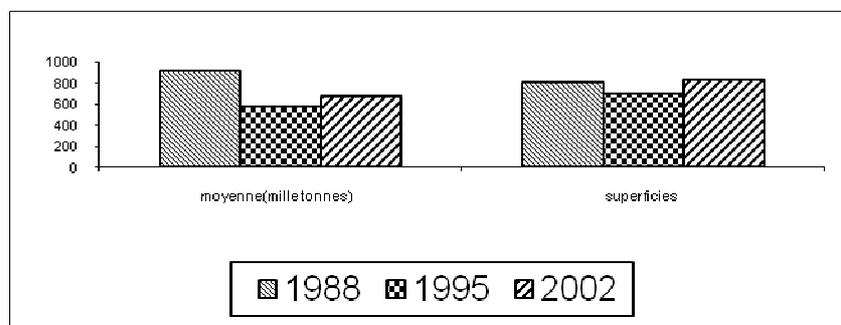


Figure 6. Comparaison de la production céréalière pendant les années sèches par rapport à la moyenne.

Les importations ont considérablement augmenté : 83 % pour l'année 1988 et 116 % pour l'année 1989 par rapport à celles de 1987.

3. L'estimation des risques de la sécheresse sur l'économie agricole

L'agriculture tunisienne présente une plus grande vulnérabilité aux chocs climatiques. Nous présentons quelques exemples de cette fragilité à travers les figures 7 à 9.

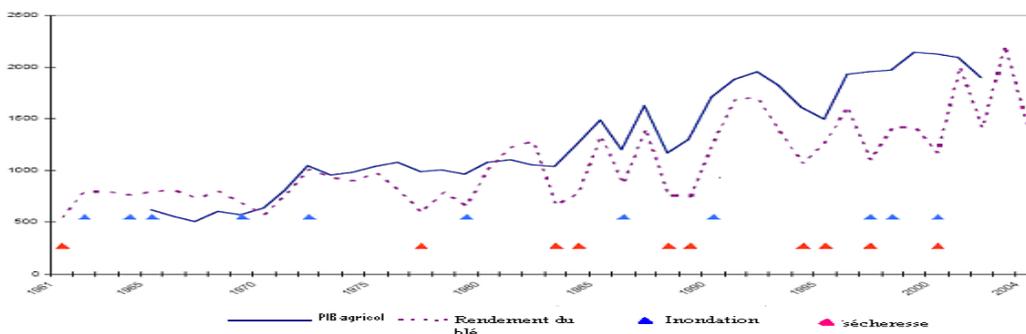


Figure 7. Evolution comparée du PIB agricole et du rendement du blé.

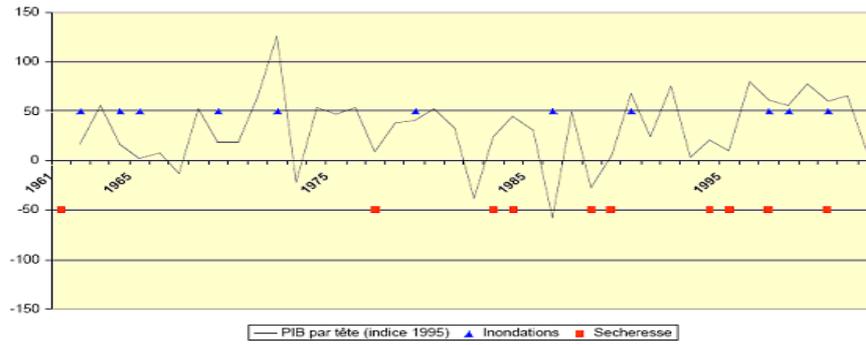


Figure 8. Correspondance entre évolution du PIB par habitant et événements climatiques extrêmes.

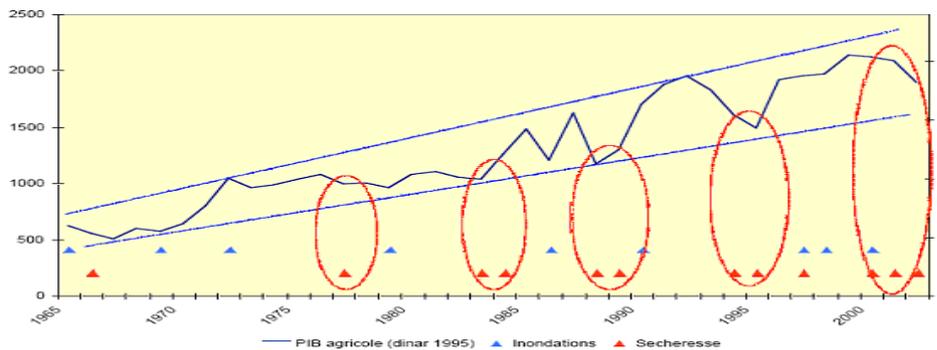


Figure 9. Vulnérabilité du secteur agricole aux forçages climatiques.

4. Les estimations des risques de la sécheresse sur les écosystèmes

Les impacts de la sécheresse sur les écosystèmes sont multiples et considérables aussi bien sur les courts que sur les longs termes (tab. 1).

- Diminution rapide du nombre d'espèces végétales et animales d'une part et d'une décroissance de la production de matériel végétal d'autre part, particulièrement en zone aride. Il en résulte un appauvrissement du sol en humus.
- Baisse de fertilité chimique et dégradation de la structure du sol. Par exemple, les sécheresses prolongées conjuguées avec l'aridification pourraient transformer les sols fertiles du tell (étage bioclimatique – du subhumide et du semi aride supérieur) en sols dégradés selon la « soil taxonomy » on passe des xerolls vers les cambisols, voir même les aridisols.

Sur la végétation	Sur la faune	Sur l'homme
<ul style="list-style-type: none"> - accroissement du taux de mortalité des espèces. - Disparition d'espèces. - Manque de régénérations naturelles. - Diminution ou annulation des rendements des cultures. - Diminution ou perte de la productivité des parcours. - Diminution ou perte de la couverture végétale. - Accentuation des attaques parasitaires. - Augmentation de la pression sur la forêt due à l'ouverture des parcours forestiers 	<ul style="list-style-type: none"> - Mortalité des animaux due à la soif. - Migration de la faune vers des zones plus clémentes. - Destruction de la microfaune et de la microflore du sol. 	<ul style="list-style-type: none"> - Augmentation des dépenses pour l'alimentation des troupeaux. - Pertes financières dues aux pertes des cultures et du cheptel.

Tableau 1. Impact des périodes sèches sur les principales composantes des écosystèmes.

Références bibliographiques

Benzarti Z. 1994. Les variations interannuelles de la pluviométrie en Tunisie In : la variabilité du climat et l'homme en Tunisie : p. 63-83. GREVACHOT, Université de Tunis I.

HAJRI J., 1996. La sécheresse climatique en Tunisie – Variabilité du climat et stratégie d'adaptation humaines en Tunisie. Colloque 7, vol. VI., p.187-201.Ed. L. Henia.

MINSTERE DE L'AGRICULTURE, 2000. Guide Pratique de la Gestion de la Sécheresse en Tunisie, Approche méthodologique, 2^{ème} édition. Tunis.

MINSTERE DE L'AGRICULTURE, DIRECTION EGTH, 2000. Sécheresse et inondation en Tunisie, note interne.

MINSTERE DE L'ENVIRONNEMENT ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE, MEAT, 2001. Communications Initiale de la Tunisie à la Convention des nations Unies sur les changements climatiques. Tunis.

LE STRESS BIOCLIMATIQUE DANS LES COLLINES D'OUEST DE LA ROUMANIE

TRIF Olga Valentina, CHIOREAN Cristina

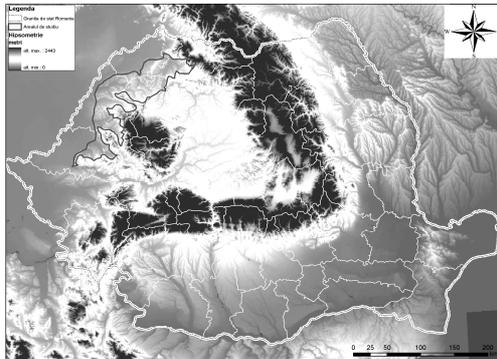
Université d'Oradea, nr.1-3, rue de l'Université Oradea, Centre d'Études et Analyses Territoriales Roumanie,
e-mail: valentina_t_ro@yahoo.com,
Institut National de Météorologie, C.M.R. Banat-Crişana, S.M.A.C., Oradea
cristina_rodica_chiorean@yahoo.com

Résumé : Le présent article veut mettre en évidence l'utilisation de certains indices bioclimatiques pour l'aréal occupé par les Collines d'Ouest, pour établir les caractéristiques bioclimatiques de la région. On a étudié des aspects du stress cutané et du stress pulmonaire.

Mots-clés : stress bioclimatique cutané, stress pulmonaire, caractère doux, collines.

Abstract: The study points out the usage of certain bioclimatic parameters for the area occupied by the Western Hill, to establish the bioclimatic features of the region. There has been a study made on the character of cutaneous stress and of pulmonary stress.

Key words: Cutaneous bioclimatic stress, pulmonary stress, relaxing character, hills.



Les éléments météorologiques se manifestent différemment sur chaque organisme, provoquant des effets biologiques, en fonction du fond génétique.

Quand on étudie la corrélation entre le temps et les phénomènes cliniques, il est assez difficile, pour les chercheurs, de déterminer à l'avance le moment du commencement, de la fin ou du développement maximum des phénomènes physiques et chimiques. La réponse clinique peut se manifester en même temps, peut précéder ou peut être établie après

l'événement météorologique. Ainsi les méthodes statistiques essaient la relation directe entre le milieu et la réponse de l'organisme de l'homme.

Cet article étudie l'utilisation des certains indices bioclimatiques pour les Collines d'Ouest de la Roumanie pour établir les caractéristiques de stress bioclimatique (cutané et pulmonaire) de la région. Dans ce sens on a utilisé les données issues des tableaux météorologiques des stations météo: Baia Mare (216 m), Zalău (295 m), Supuru de Jos (159 m), Borod (333), Holod (164 m), Dumbrăvița de Codru (586 m) et Şiria Cetate (477 m). Les données ont été prises aux heures d'observation 7 et 13. On a choisi ces termes, matinal (7 h) quand l'homme sort du repos nocturne et commence son activité et 13 h quand l'homme est au maximum de son activité.

On a testé la réalisation d'une analyse comparative (en utilisant ces données) sur l'influence des facteurs climatiques sur l'organisme humain, pour la période comprise entre 1998 – 2002.

L'indice de stress bioclimatique a deux composantes: le stress cutané et le stress pulmonaire. Pour établir ces indices il faut tenir compte des paramètres climatiques: la température (°C), la tension en vapeur d'eau (mb) et le vent (m/s).

1. Le stress bioclimatique cutané

Cet indice reflète les sensations de chaleur et de froid ressenties par l'organisme humain dans le processus du thermorégulation et il est quantifié par la puissance de refroidissement (P)

de l'air, exprimée en kcal/m²/h ou cal/cm²/s. En fonction de la puissance de refroidissement, on a établi les limites suivantes :

P = 0 – 299 indice hypotonique, sollicitant, en été, le déclenchement de la thermolyse ;

P = 300 – 599 – indice relaxant ;

P > 600 – indice hypertonique, sollicitant, en hiver, le déclenchement de la thermogénèse.

Les valeurs les plus basses, sont enregistrées dans les stations du nord de la région. Les plus grandes valeurs sont au pied des montagnes, à cause de l'inversion thermique. Le stress bioclimatique à cause de la chaleur se manifeste en été quand les températures sont très élevées et que le vent a des valeurs basses, conditions favorables au déclenchement de la thermolyse. C'est un indice hypotonique, déprimant pour l'organisme humain.

Quand la puissance de refroidissement a des valeurs entre 300-599, l'organisme humain est relaxé, il se sent confortablement, sa fonction de thermoreglage n'est pas sollicitée. Cet indice est enregistré pendant les saisons de transition, le printemps et l'automne.

En hiver apparaît le stress hypothermique à cause du refroidissement, qui sollicite la thermogénèse (par exemple frisson) et qui a un effet excitant, tonifiant le tonus musculaire et la vitalité de l'organisme.

Sur les Collines d'Ouest, à 7 heures, l'indice a généralement un caractère hyperthermique, aux mois de novembre, décembre, janvier, février et mars. Les mois de printemps avril et mars, respectivement ceux d'automne: septembre et octobre, enregistrent des valeurs qui indiquent un état de confort.

L'indice de stress cutané hypotonique est représenté très faiblement à 7 heures. A 13 heures existe encore le caractère hypertonique de l'indice de stress cutané au mois de décembre, janvier, février et mars. Les mois d'été : juin, juillet et août ont un indice hypotonique.

Parce que l'homme déploie son activité quotidienne dans l'espace microclimatique (au-dessous de 2 m) on a réduit les valeurs de la vitesse du vent de 10 m à 1,5 m.

Après des calculs on a prouvé que les modifications de l'indice ne sont pas significatives. Elles sont enregistrées seulement à 13 heures. Ces modifications insignifiantes sont dues au fait que le vent n'enregistre pas de grandes valeurs sur Collines d'Ouest.

L'intensité du stress cutané (tab. 1) est donnée par le stress cutané annuel (SCA) qui représente la somme des carrés mensuels de l'indice (diurne) du stress cutané nocturne (N), et celui de jour (D). SCA est exprimé conventionnellement par des valeurs comprises entre 10-140 unités chez Roumanie (280 sur le globe terrestre). "O" est un état d'équilibre physiologique, indifférent qui ne sollicite pas le thermoreglage (Teodoreanu et les colab., 1983). En corrélation avec l'altitude, SCA a des valeurs au-dessous de 30 unités entre l'altitude de 0 et 1.300-1.400 m.

Nr. Crt.	Baia Mare 216m.	Supuru de Jos 159 m.	Zalău 295 m.	Borod 333 m.	Holod 164 m.	Dumbrăvița Codru 586 m.	de	Șiria Cetate 477 m.
1.	12	14	13	12	13	15		12

Tableau 1. L'indice de stress cutané annuel.

La position des Collines d'Ouest, aux confins occidentaux des Carpates, ayant l'ouverture vers la plaine du Danube, les influences des masses d'air océanique apportées par les vents d'ouest, les altitudes de collines basses, déterminent des valeurs annuelles du stress cutané comprises entre 12 et 15 unités, conférant à la région un caractère plus relaxant.

L'indice de stress cutané nocturne, a, tout au long de l'année différentes particularités en fonction des valeurs de la température de l'air et de la vitesse du vent.

Nr. crt.	Station météorologique	Heure 7			Heure 13		
		Hr	R	Ho	Hr	R	Ho
1.	Baia Mare	4	8	-	5	4	3
2.	Supuru de Jos	5	5	2	4	6	2
3.	Zalău	5	5	2	3	6	3
4.	Borod	4	5	3	4	5	3
5.	Holod	5	7	-	5	4	3
6.	Dumbrăvița de Codru	5	4	3	4	5	3
7.	Șiria Cetate	7	5	-	5	7	-

Tableau 2. Fréquence de mois ayant des indices de stress cutané (1998-2002).

HR – caractère hypertonique; R – caractère relaxant ; Ho – caractère hypotonique

A la station Siria Cetate, on a enregistré à 7 heures du matin un stress cutané ayant un caractère hypertonique (7 mois) et un autre relaxant 5 mois, à cause de la grande vitesse du vent, qui, pendant la période froide de l'année augmente le stress et le diminue, quand il fait chaud. On enregistre la même situation à Baia Mare, à cette observation qu'ici les mois au caractère relaxant dominant (8), les autres mois ayant un caractère hypertonique. L'absence des mois au caractère hypotonique est due à la position mois au pied de la montagne de la station Baia Mare, au nord de l'aréal étudié. Aux stations Supuru de Jos et Zalau le caractère hypertonique est distribué d'une manière égale 5 mois et 2 mois seulement, à 7 heures du matin domine le caractère hypotonique.

En ce qui concerne le stress diurne (à 13heures) (tab. 2) à Baia Mare, on observe que les mois au caractère hypertonique sont plus nombreux que ceux de 7 heures et cela à cause de la vitesse plus grande du vent, qui croît vers midi. Pourtant, la valeur est très proche de la catégorie relaxée, justement à cause du vent plus puissant et aussi aux températures relativement élevées. La seule station où aucun mois hypotonique n'est enregistré est Siria Cetate, où la circulation des masses d'air est très intense, ce qui détermine un caractère relaxant pour l'organisme (7 mois).

2. Le stress bioclimatique pulmonaire

Le stress pulmonaire a pour base les échanges respiratoires entre l'air des poumons et celui du milieu extérieur, respectivement l'absorption de l'oxygène et l'élimination de dioxyde de carbone. On l'exprime par la tension des vapeurs d'eau. Quand la quantité de vapeur d'eau franchit certaines limites, le stress exerce son pouvoir sur les voies respiratoires.

Les valeurs du stress climatique pulmonaire sont calculées en fonction des données de chaque mois de la tension en vapeur d'eau, d'après l'échelle de J.P Nicolas, reprise ensuite par Besancenot (1974) et Teodoreanu et colab (1983). Cette échelle met en évidence un indice équilibré, qui ne produit pas de stress, quand la valeur de la tension en vapeur d'eau se situe entre 7,5-11,6 mb. Lorsque la quantité en vapeur baisse sous 7,4 ml (l'air est pauvre en vapeur d'eau surtout les mois d'hiver), le stress se réalise par la tendance à la déshydratation des muqueuses (la concentration moléculaire du sang). Au-dessus de 11,7ml apparaît un indice d'inconfort hydratant (surtout en été), le stress étant déterminé par la tendance de hydratation des muqueuses (la dilution du plasma).

On calcule le stress pulmonaire moyen annuel à l'aide de la formule :

$$SPA = \sum_1^{12} N^2 + D^2$$

La variation de cet indice sur le territoire de la Roumanie diminue en fonction de l'altitude, les valeurs les plus petites sont enregistrées dans les régions des collines et des montagnes basses, où cet indice est au-dessous de 30. Dans les montagnes, à plus de 2000m d'altitude, la valeur de l'indice dépasse 40, ainsi que sur le littoral, où le stress enregistre des valeurs plus grandes à cause de l'humidité de l'air (Teodoreanu et. colab, 1983).

Généralement, on estime que le stress déshydratant d'hiver est stimulant et plus facile à supporter par l'organisme que le stress d'hydratation qui est émolient (Bololoi, 2003).

Le stress annuel pulmonaire (tab.3) varie entre 14 unités (Supuru de Jos) et 40 unités (Holod) Ces calculs montrent qu'à Holod le stress pulmonaire est plus accentué qu'à Supuru de Jos Des valeurs élevées du stress pulmonaire sont rencontrées à Baia Mare, Borod aussi et des valeurs moins élevées à Siria Cetate et Zalau.

Nr. Crt.	Baia Mare 216m.	Supuru de Jos 159 m.	Zalău 295 m.	Borod 333 m.	Holod 164 m.	Dumbrăvița de Codru 586 m.	Șiria Cetate 477 m.
1.	38	14	24	37	40	28	22

Tableau 3. L'indice de stress pulmonaire annuel.

En hiver, les masses d'air qui agissent sur la zone des collines, déterminent des valeurs réduites de la tension en vapeur d'eau provoquant un stress pulmonaire déshydratant sur les muqueuses. Dans toutes les stations, les mois de décembre et janvier ont eu à 7 h du matin et à 13 h un stress pulmonaire au caractère déshydratant à l'exception de Holod, qui à 13 h a eu au mois de janvier un caractère relaxant (tab. 4).

Au printemps, la quantité de vapeur d'eau accroît ce qui détermine un changement du caractère du stress pulmonaire. Le mois de mars garde les caractéristiques des mois d'hiver, ayant dans 5 des 7 stations un caractère déshydratant à 7h mais aussi à 13h. Le mois d'avril a un caractère relaxant du point de vue du stress pulmonaire. Dès le mois de mai, le stress acquiert un caractère hydratant.

Nr. Crt	Station météo	H.	Mois											
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Baia Mare	7	1	1	1	0	-1	-2	-2	-2	-1	0	1	1
		13	1	1	1	0	-1	-2	-2	-2	-1	0	1	1
2	Supuru de Jos	7	1	1	1	0	0	-1	-1	-1	0	0	1	1
		13	1	1	1	0	0	-1	-1	-1	0	0	1	1
3	Zalau	7	1	1	1	0	0	-1	-2	-1	-1	0	1	1
		13	1	1	1	0	0	-1	-2	-1	-1	0	1	1
4	Borod	7	1	1	1	0	-1	-2	-2	-2	-1	0	1	1
		13	1	1	1	0	-1	-2	-2	-2	-1	0	0	1
5	Holod	7	1	1	0	-1	-1	-2	-2	-2	-1	-1	0	1
		13	1	1	0	0	-1	-2	-3	-2	-1	-1	0	1
6.	Dumbrăvița de Codru	7	1	1	1	0	0	-1	-2	-1	-1	0	1	1
		13	1	1	1	0	-1	-1	-2	-2	-1	0	1	1
7	Siria	7	1	1	1	0	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1
		13	1	1	1	0	0	-1	-2	-1	-1	0	1	1

Tableau 4. Le stress pulmonaire – moyennes mensuelles (1998-2002).

En été, la tension en vapeur d'eau augmente avec la température, le biostress pulmonaire ayant un caractère hydratant émoullissant sur tout l'aréal des Collines d'ouest, à 7 h ainsi qu'à 13 h.

En automne, la tension en vapeur commence à baisser, le caractère du biostress pulmonaire se modifie.

Tension en vapeur d'eau (mb)	Indice	Tip de stress
0-4.0	(+2)	déshydratant, hiver
4.1-7.4.	(+1)	déshydratant, hiver
7.5-11.6	(0)	équilibré
11.7-15.9	(-1)	hydratant, été
16.0-21.1	(-2)	hydratant, été
21.2-26.5	(-3)	hydratant, été
26.6-31.2	(-4)	hydratant, été
> 31.3	(-5)	hydratant, été

En automne, la tension en vapeur commence à baisser, le caractère du biostress pulmonaire se modifie. Le mois de septembre garde le caractère hydratant spécifique de l'été toutes les deux heures d'observation. La station Supuru de Jos est une exception, ce mois est relaxant du point de vue du biostress pulmonaire. Au mois d'octobre, le stress pulmonaire se manifeste par un caractère relaxant sauf dans la station Holod où les valeurs élevées de la tension en vapeur d'eau détermine le caractère hydratant. Novembre est un mois ayant le stress pulmonaire déshydratant spécifique de la saison blanche. A Holod seulement ce mois présente un caractère relaxant.

A 7 h les mois au caractère déshydratant et ceux au caractère hydratant sont distribués proportionnellement. A 13 h le nombre de mois ayant un caractère hydratant est plus grand, suivi numériquement par les mois à un caractère déshydratant (tab. 5) Les mois de janvier, février, mars, novembre et décembre ont un caractère déshydratant, la quantité de vapeur d'eau étant très basse.

Les mois d'avril et d'octobre sont équilibrés du point de vue du stress pulmonaire dans toutes les stations sauf à Holod où il y a un stress hydratant. Les mois de mars juin, juillet, août, septembre enregistrent un stress pulmonaire par hydratation, dans la plupart des stations. Dans toutes les stations, le mois de juillet est celui qui enregistre les plus élevées des valeurs du stress bioclimatique pulmonaire par hydratation. Les mois de janvier et décembre sont ceux qui sollicitent le plus, par le stress bioclimatique déshydratant.

Nr. Crt.	Station météorologique	Heure 7			Heure 13		
		E	D	H	E	D	H
1.	Baia Mare	2	5	5	2	5	5
2.	Supuru de Jos	5	4	3	5	4	3
3.	Zalău	3	5	4	3	5	4
4.	Borod	2	5	5	3	4	5
5.	Holod	2	3	7	5	1	6
6.	Dumbrăvița de Codru	3	5	4	2	5	5
7.	Șiria Cetate	2	5	5	3	5	4

E – caractère équilibré;
D – caractère déshydratant;
H – caractère hydratant

Tableau 5. Le stress pulmonaire – le nombre annuel de mois ayant des indices caractéristiques (1998-2002).

En étudiant le tableau 5 on peut observer la répartition numérique des mois ayant des caractères différents. A Baia Mare, le nombre des mois ayant un caractère déshydratant et relaxant est égal et beaucoup plus grand que celui des mois équilibrés du point de vue du stress pulmonaire. La même situation se présente aux stations Borod et Dumbravita de Codru, situées elles aussi aux base des montagnes.

De toutes les stations, celle de Supuru de Jos enregistre le plus grand nombre de mois, 5 à 7 h, respectivement 13 h, ayant un caractère équilibré. On a, à la station Holod le stress pulmonaire par hydratation le plus accentué.

3. Le stress bioclimatique total global

C'est le résultat de l'addition des deux stress cutané et pulmonaire. Cela indique la sollicitation globale du climat sur l'organisme humain, attaqué en même temps au niveau de la peau et des poumons. Besancenot (1974) propose un indice de stress bioclimatique total, pour définir l'agressivité globale du bioclimat étudié: $S.T.A. = S.C.A. + S.P.A.$

Le froid et le vent agissent avec un effet excitant, le calme et la chaleur ont un effet sédatif déprimant. Le stress, par sa tendance de déshydratation du plasma, a une action stimulante et l'hydratation est émoliente.

Nr. crt.	Station météorologique	Stress cutané	Stress pulmonaire	Stress total global
1.	Baia Mare	12	38	50
2.	Supuru de Jos	14	14	28
3.	Zalău	13	24	37
4.	Borod	12	37	49
5.	Holod	13	40	53
6.	Dumbrăvița de Codru	15	28	43
7.	Șiria Cetate	12	22	34

Tableau 6. Indice de stress bioclimatique 1998 – 2002.

Sur les Collines d'ouest le stress climatique général a des valeurs entre 28 unités et 53 unités (tab. 6). Le stress bioclimatique plus élevé à Holod est dû aux valeurs élevées du stress pulmonaire enregistré à cette station. Le stress bioclimatique a des valeurs basses à Supuru de Jos car la station est située entre des collines peu élevées, au contact de la plaine.

Conclusion

En faisant l'analyse des données, on peut affirmer que l'aréal occupé par les Collines d'Ouest bénéficie généralement, d'un climat au caractère relaxant. Ces conditions bioclimatiques favorables à l'organisme humain sont dues au relief, qui a des altitudes de collines basses (150 – 500m). De même, la fréquence de la circulation des masses d'air occidentales, qui modère les amplitudes thermiques crée un état d'équilibre climatique.

Références bibliographiques

- Besancenot J.P., 1974. Premières données sur le stress bioclimatique moyens en France, *Annales de géogr.*, nr. 459, LXXXIII, sept.- oct.
- Bololoi D., 2003. Le climat de la Plaine Roumaine et son influence sur l'organisme humain, *thèse de doctorat*, Académie Roumaine, Institut de Géographie, Bucarest.
- Cheval S., Croitoru A.E., Dragne D., Dragotă C., Gageu O., Patriche C.V., Popa I., Teodoreanu E., Voiculescu M., 2003. Indices et méthodes quantitatives utilisées en climatologie, Edition de l'Université d'Oradea, Oradea.

Gaceu O., 2002. Eléments de climatologie pratique, Edition de l'Université d'Oradea.

Kalkstein L.S., Valimont K.M., Climate effects on human health. In Potential effects of future climate changes on forests and vegetation, agriculture, water resources, and human health, 1987. *EPA Science and Advisory Committee Monograph* no. 25389, 122-52. Washington, D.C.: U.S. Environmental Protection Agency.

Măhara Gh., 1994. Contributions à la détermination du stress bioclimatique dans les dépressions golfe de l'ouest des Monts Occidentaux, *les Annales de l'Université d'Oradea*.

Teleki N., Munteanu L., Stoicescu C., Teodoreanu E., Grigore L., 1984. La cure balnéoclimatique en Roumaine, Ed. Sport-Tourisme.

Teodoreanu E., Swoboda M., 1983. Thermal confort in Romania, *Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Géographie*, Edition de l'Académie Roumaine, Tom 27.

Teodoreanu E., 2002. Bioclimatologie humaine, Edition de l'Académie Roumaine.

VARIABILITE CLIMATIQUE ET PALUDISME A YAOUNDE VI, UNE VILLE DU CAMEROUN FORESTIER

TSALEFAC Maurice*, NGANTCHOU Sandrine*, NGOUFO Roger*, ANAFK Crescencia*

**Laboratoires d'Etudes Environnementales et de Recherches sur les Dynamiques Spatiales (LERDYS)
Université de Yaoundé I BP 1857. Tel : (237) 77 75 23 85
mtsalefac@hotmail.com
nadine_sandrine@yahoo.com
a_crescencia@yahoo.fr
rngoufo@hotmail.com*

Résumé : *Cette étude porte sur le paludisme dans la ville de Yaoundé VI, une localité du Cameroun forestier au climat subéquatorial. Cette maladie y est marquée par une forte prévalence en début et en fin de saison des pluies. Son évolution saisonnière est compliquée par le fait que seuls 20 % des malades se soignent dans les établissements hospitaliers. Il y a donc entre les patients et les pratiques modernes de soins des obstacles multiples qui accroissent les taux de létalité. Il est urgent d'identifier et de caractériser ces obstacles susceptibles de produire une fausse alerte et, d'établir ainsi la part qui leur revient dans l'aggravation de cette maladie par rapport aux changements climatiques.*

Mots-clés : *Variabilité climatique, paludisme, villes, Cameroun.*

Abstract: *This study concerns malaria in the county of Yaoundé VI, a locality of the forested part of Cameroon with subequatorial climate. This illness is marked by a strong prevalency at the beginning and at the end of the rainy seasons. Her seasonal evolution is complicated due to the fact that, only 20 % of the patients treat themselves in the hospitals. There is therefore between them and modern medicine, many obstacles which increase the rates of lethality. It is urgent to identify and to characterize these obstacles likely to produce a false alarm and, to establish the reasons and their responsibility in the worsening of this illness in comparison with climate change.*

Key words: *climate variability, malaria, towns, Cameroon.*

Introduction

Le paludisme provoque environ un million de décès et 300 à 500 millions d'épisodes cliniques par an (OMS). Bien qu'il soit endémique dans la zone forestière camerounaise, sa recrudescence y est cependant associée à la variabilité climatique. C'est ce que nous montrons dans cette étude centrée sur la ville de Yaoundé VI, un des arrondissements de la ville de Yaoundé retenu, par le Laboratoire d'Etudes Environnementales et de Recherches sur les Dynamiques Spatiales (LERDYS) de l'Université de Yaoundé I, comme un des cadres d'évaluation des changements climatiques en cours dans les villes forestières camerounaises.

1. Contexte

La ville de Yaoundé a une topographie ondulée. Trois grands ensembles de reliefs s'y distinguent : des inselbergs drapés de formations végétales sempervirentes et culminant à 967 m d'altitude, dominant un plateau constitué essentiellement de formations de socle (gneiss, embréchites, ectinites) qu'entaillent très souvent des vallées larges et marécageuses. Le climat est de type subéquatorial avec 4 saisons (fig. 1). Les maxima pluviométriques se situent aux équinoxes ; notamment aux mois d'avril et de mai (équinoxe de printemps avec 150-200 mm/mois) d'une part, et d'août à septembre (équinoxe d'automne avec 200-300 mm/mois) de l'autre. Aux mois de juin et de juillet, on observe un fléchissement pluvial (50-100 mm/mois) qui correspond à la petite saison sèche d'été. La grande saison sèche se situe en hiver (décembre-janvier). Dans l'ensemble les températures sont élevées et relativement constantes

(24°C /mois), même si, en toute saison, certaines journées peuvent être très chaudes (27°C en moyenne). Par contre il est rare qu'elles descendent en dessous de 18°C.

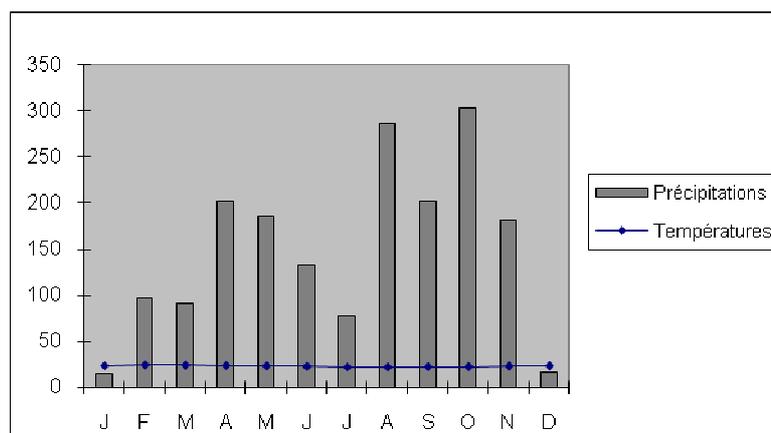


Figure 1. Répartition des précipitations et des températures à Yaoundé.

2. Méthodologie

Pour dresser le profil épidémiologique de la zone d'étude, nous avons rassemblé les données cliniques provenant des structures hospitalières disposant de moyens adéquats de dépistage du paludisme notamment la goutte épaisse, pour la période 1999-2002. Les sites de référence retenus ont donc été ; l'hôpital de district de *Biyem-Assi*, le Centre Hospitalier et Universitaire et l'hôpital Baptiste d'*Etoug-Ebe*. Nous y avons procédé à un recensement mensuel systématique des cas de malades diagnostiqués positifs en distinguant les enfants des adultes. Les interviews et les questionnaires relatifs aux types de recours aux soins ont complété notre base de données. Ce questionnaire a été distribué aux populations locales à raison de 50 familles par quartier. Les données climatiques mensuelles couvrent la même période de quatre ans.

3. Présentation et analyse des résultats.

3.1- Régime pluviométrique et évolution saisonnière du nombre de malades

La figure 3 indique l'évolution de la pluviométrie et du nombre de malades dans les trois hôpitaux. Elle montre un nombre élevé de cas de paludéens aux mois de mars et d'avril d'une part, et durant les mois de novembre et de décembre de l'autre, périodes qui correspondent au début et à la fin de la saison des pluies. Par contre, ce taux baisse pendant la grande saison des pluies (août, septembre et octobre).

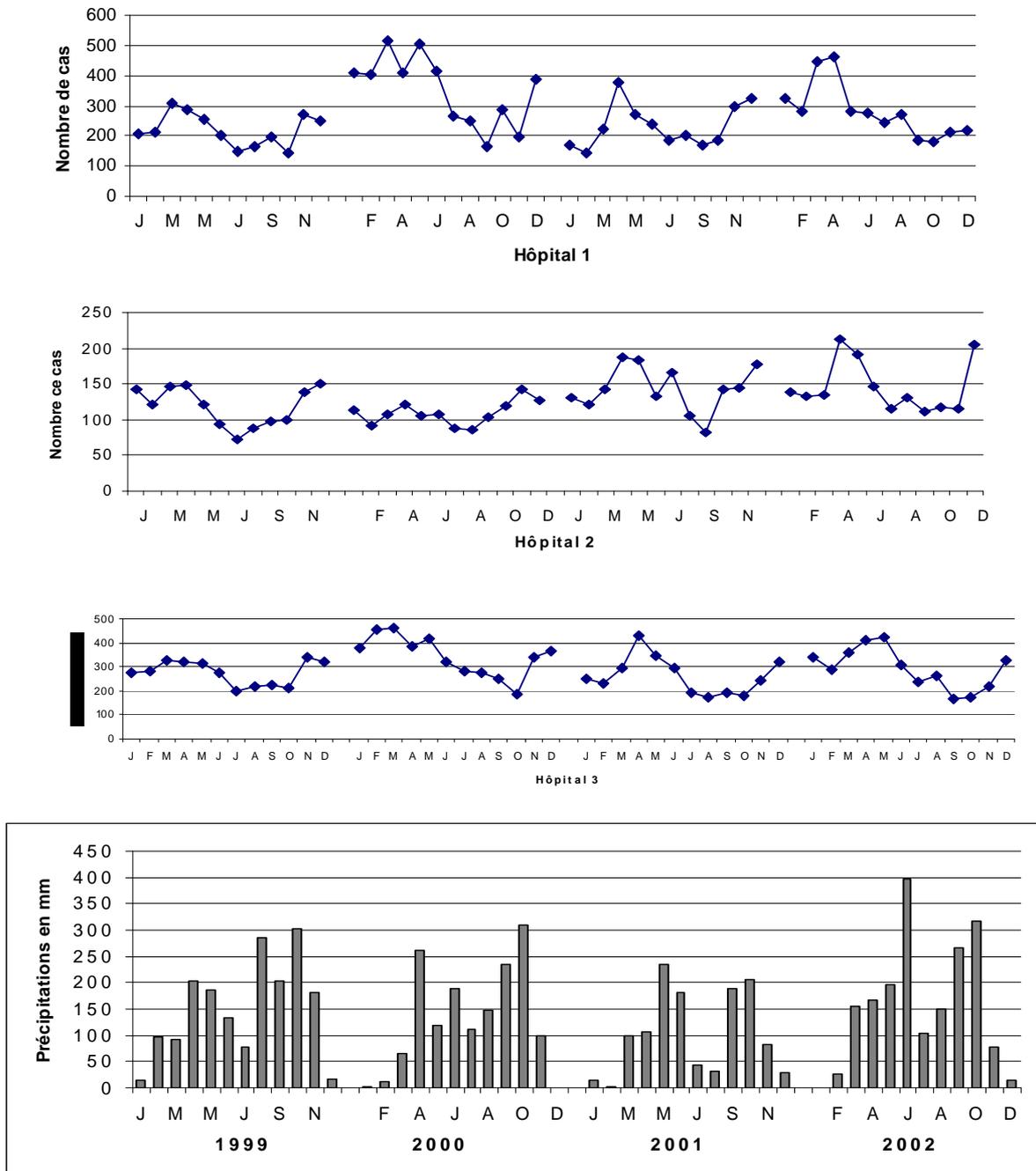


Figure 2. Précipitations et variation du nombre de malades de 1999 à 2002.

Hôpital 1 : Hôpital de district de *Biyem-Assi*
 Hôpital 2 : Centre Hospitalier et Universitaire
 Hôpital 3 : Hôpital baptiste d'*Etoug-Eb*

3.2. Répartition des malades par sexe et par tranches d'âges à Yaoundé

Les enfants de sexe féminin sont plus affectés (56 à 62 %) que ceux de sexe masculin, et ceci s'observe dans les trois sites d'étude. La tranche d'âge comprise entre 0 et 5 ans est la

plus touchée (54 %). On constate par contre que la tranche d'âge 56 ans et plus est moins vulnérable (tab. 1).

Hôpitaux et tranches d'âges	Biyem-Assi	Pourcentages	CHU	Pourcentages	Etoug-Ebe	Pourcentages
16-25 ans	1847	20.87%	1705	30.41%	2813	31.36%
26-35 ans	2621	29.62%	1465	26.13%	2180	24.30%
36-45 ans	1712	19.35%	1301	23.20%	1645	18.33%
46-55 ans	1848	20.89%	891	15.89%	1683	18.76%
56 ans et plus	818	9.24%	244	4.35%	649	7.23%
Total	8846		5606		8970	

Tableau 1. Répartition des paludéens par tranches d'âges : cas des adultes.

Source : Enquêtes de terrain

3.3. Répartition des malades par quartiers

Quartiers	Pourcentages des paludéens
Elig-Effa	2.74%
Melen	10.97%
Obili	3.66%
Biyem-Assi	20.71%
Etoug-Ebe 2	15.33%
Mendong	12.17%
Etoug-Ebe 1	9.15%
Eba	3.71%
Mvog-Betsi	9.50%
Nkol-Nzié	2.91%
Akok-Ndoué	9.15%
Simbok	3.10%
Malades provenant hors de la zone d'étude	2.55%
Total	100% (33 338 cas)

Tableau 2. Répartition par quartiers des paludéens à Yaoundé VI.

Source : Enquêtes de terrain

Des douze quartiers de l'arrondissement, *Biyem-assi*, *Etoug-ebe II* et *Mendong* ont le plus grand nombre de malades. Par contre les quartiers qui ont enregistré moins de 1000 cas de paludisme durant ces quatre ans sont les quartiers *Akok-ndoué*, *Nkol-nzié* et *Simbok*. Ils ont respectivement 832, 964 et 917 cas. Les zones à risques dans cet arrondissement sont : la zone dite *Nkol-bikok* située dans les marécages de *Melen*, le nord de *Mvog-Betsi*, le nord d'*Etoug-Ebe I* et l'est de *Biyem-Assi* (figure 2).

3.4. Résistance des parasites aux antipaludiques

La résistance des parasites aux antipaludiques est l'un des facteurs de la recrudescence du paludisme. Le tableau 3 présente le comportement thérapeutique des patients dans les trois sites.

Quartiers	Nombre de familles enquêtées	Pourcentages des personnes guéries par le traitement	Pourcentages des personnes ayant subi les récidives
Biyem-Assi	50	58%	42%
Melen	50	39%	61%
Etoug-Ebe	50	53%	47%

Tableau 3. Pourcentages de guérison des malades dans les trois sites.

Source : Enquêtes de terrain

3.5. Résistance des vecteurs aux insecticides et efficacité relative des moustiquaires

Le taux de couverture en moustiquaires n'est pas élevé dans la zone d'étude (moins de 15 %). Or, dans la ville de Yaoundé existent des zones marécageuses qui favorisent la reproduction des vecteurs du paludisme tout le long de l'année. De plus, l'insalubrité constitue un problème majeur. Certaines populations déversent les eaux usées et les immondices près des habitations, ou utilisent les ouvrages de drainage des eaux pluviales comme dépotoirs, bloquant la circulation des eaux de pluies. Les eaux qui stagnent deviennent des gîtes larvaires par excellence.

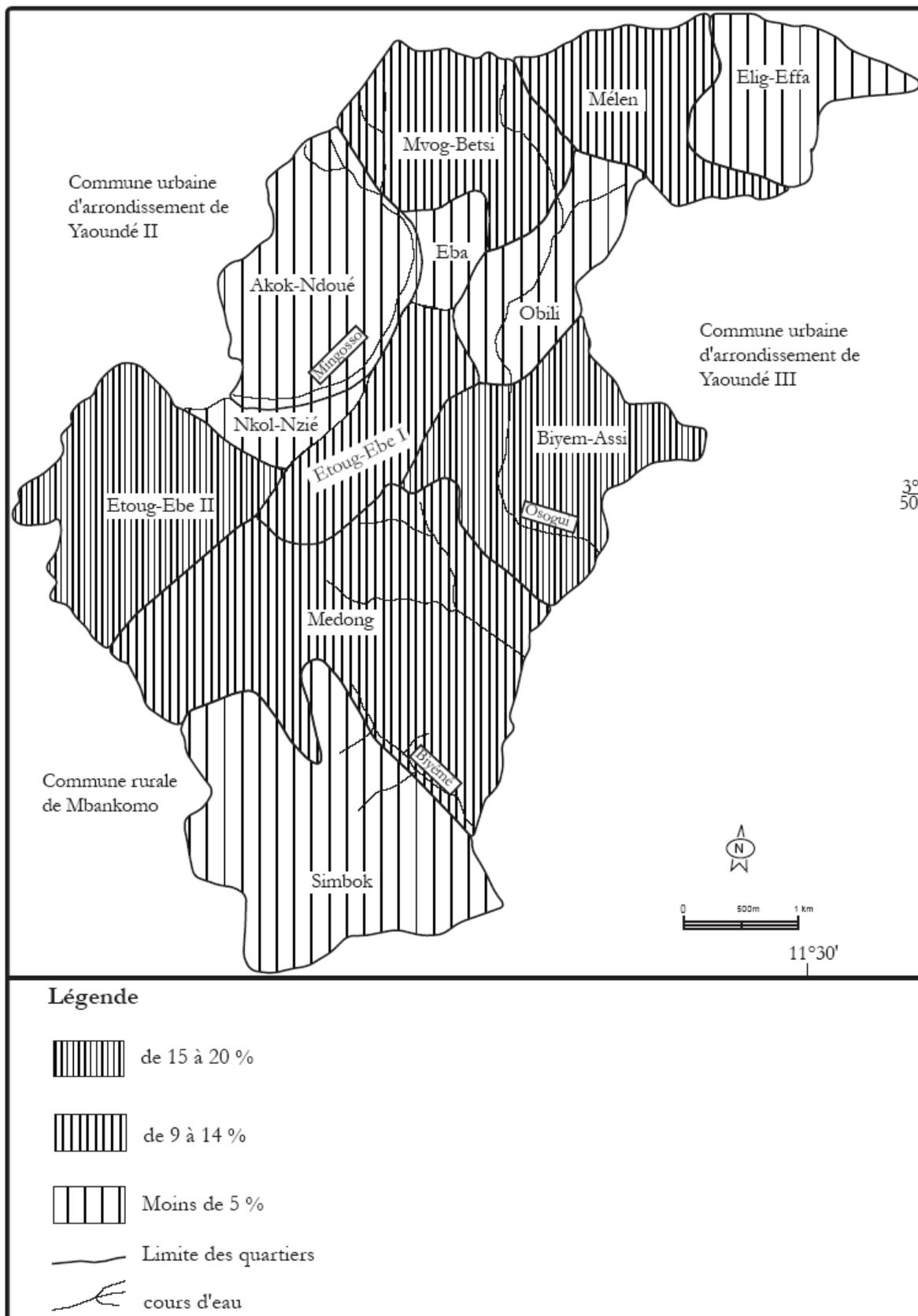
Du fait de la pauvreté ambiante, beaucoup de malades ne se soignent pas convenablement. L'automédication est l'une des causes essentielles des échecs thérapeutiques en raison des doses infracuratives utilisées. En effet, beaucoup de personnes font recours aux «*pharmaciens ambulants*» dont les médicaments provenant de la contrefaçon sont de qualité douteuse. D'où les récurrences constatées régulièrement. De plus, certaines populations pensent que le paludisme est une maladie qui peut se guérir sans consommation des médicaments modernes. Le tableau 4 rend compte de la diversité des types de recours aux soins.

Quartiers /Variables	Automédication		Hôpital		Traitement		Sans réponses
	Oui	Non	Oui	Non	Oui	Non	
Biyem-Assi	19%	11%	27%	9%	13%	17%	4%
Melen	23%	10%	30%	14%	9%	7%	7%
Etoug-Ebe II	11%	7%	44%	17%	4%	11%	6%

Tableau 4. Causes sociales de la recrudescence du paludisme à Yaoundé VI.

Source : Enquêtes de terrain

Il montre aussi la part prépondérante qui revient à l'automédication ainsi que le nombre important de personnes qui ne vont pas à l'hôpital non pas seulement par dépit, mais aussi et surtout à cause de la pauvreté. De fait beaucoup de personnes interrogées pensent que les prix des consultations qui varient entre 600 frs CFA et 2000 frs CFA ne sont pas accessibles à tous. Une étude spatiale de la maladie montre que les différents quartiers de la ville ne subissent pas l'impact de la maladie de la même manière. Alors que les quartiers pauvres sont durement frappés, les quartiers relativement aisés en souffrent moins du fait de la capacité de leurs habitants à se soigner de façon presque adéquate. (fig. 3).



Source: Plan guide de Yaoundé 2000 au 1/5 000e; réalisée au 1/50 000e;
 Limite des quartiers d'après la commune urbaine de Yaoundé VI

Figure 3. Répartition spatiale des paludéens à Yaoundé VI.

4. Discussion.

De ce qui précède, il découle que les enfants de moins de 5 ans sont les plus vulnérables au paludisme. Cela s'explique par le fait qu'ils ont des organismes non encore immunisés face aux parasites. Cette vulnérabilité est particulièrement accrue en début et en fin de saison des pluies du fait de la multiplication des gîtes larvaires (mares d'eaux stagnantes). Mais si le climat crée les conditions de développement de la maladie, l'homme par son comportement amplifie ses effets.

Ainsi, les échecs thérapeutiques sont fréquents comme le montrent les observations réalisées dans un certain nombre de villes (tab. 5 et 6).

Lieux	Année	Classe d'âge	Effectif total	Nombre d'échecs	Taux %
Yaoundé	2000	5-14 ans	58	22	37.9
Ngaoundéré	1997	6 mois-9ans	50	1	2.0
Eséka	1999	6 mois-5 ans	16	9	56.2
Bertoua	1999	6 mois-5 ans	48	13	27.1
Douala	1999	6mois-5 ans	18	12	66.7
Mengang	1997	6 mois-5 ans	47	21	44.7
Bafoussam	2000	6 mois-5 ans	62	29	48.6
Maroua	2000	6 mois-5 ans	68	9	13.2

Tableau 5. Taux d'échecs thérapeutiques à la Chloroquine au Cameroun (1997-2000).

Source : Soula et al (Bull. liaison OCEAC, 33 (4) 2000).

Lieux	Année	Classe d'âge	Effectif total	Nombre d'échecs	Taux %
Yaoundé	2000	5 –14 ans	24	1	4.9
Yaoundé	1997	0-5 ans	43	0	0.0
Eseka	1999	0-5 ans	47	2	40
Bafoussam	2000	0-5 ans	64	2	3.1
Mengang	1998	0-5 ans	31	4	12.9

Tableau 6. Taux d'échecs thérapeutiques à l'Amodiaquine au Cameroun (1997-2000).

Source : Soula et al (Bull. Liaison OCEAC, 33(4) 2000).

Les études menées par le Programme National de Lutte contre le Paludisme (PNLP) ces dernières années montrent que les souches anophéliennes sont également résistantes à la *Deltaméthrine*. Ainsi, la ville de Yaoundé est reconnue comme un foyer de pharmacorésistance élevée (A. Same Ekodo, E. Fondjo et J.-P. Eouzan, 1997).

Ainsi, malgré son appartenance à la zone tropicale humide à forte endémicité palustre, on observe dans la ville de Yaoundé une variabilité de l'incidence de la maladie largement dépendante du rythme des précipitations. Cette évolution correspond à celle des espèces anophéliennes observées par les chercheurs de l'Institut Pasteur de Yaoundé (fig. 4).

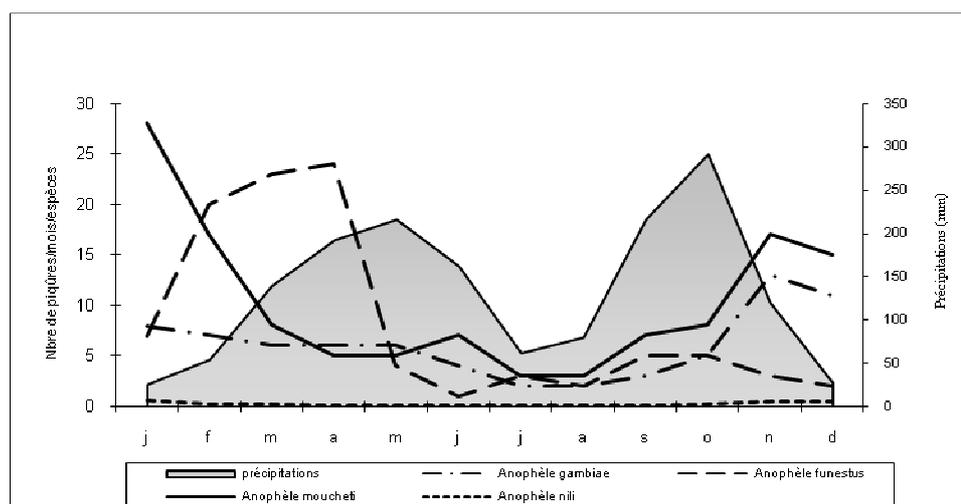


Figure 4. Précipitations et taux d'inoculation entomologique²⁹ (T.I.E.) (nombre de piqûres /Homme/mois) à Simbok.

Source : Rapport scientifique 2000/2001 (OCEAC)

Elle montre également la prédominance des différentes espèces selon les mois de l'année. Ce sont les espèces *Funestus* et *Moucheti* qui ont un taux d'inoculation entomologique (T.I.E.) élevé. C'est pendant la saison sèche que l'espèce *Moucheti* a une activité très prononcée. Il est le principal vecteur en cette saison. Les espèces *Gambiae* et *Nili* ont un T.I.E. assez bas par rapport aux deux précédentes. De ces deux espèces, c'est la deuxième qui n'a pas une grande activité durant toute l'année.

Conclusion

La morbidité dans la zone d'étude est saisonnièrement aggravée du fait de la variabilité climatique qui joue sur la prolifération des agents vecteurs dont les espèces varient en fonction des saisons. De même, certaines populations préfèrent l'automédication aux traitements prescrits par les médecins. Il ressort aussi que les modes de prévention du paludisme par ces populations ne sont pas efficaces car plus de 70 % de la population estiment que les vecteurs résistent aux pulvérisations des insecticides et pensent que les moustiquaires ne sont pas très efficaces. Ainsi les mentalités constituent un obstacle majeur qui augmente les taux de létalité.

Références bibliographiques

- Besancenot J.P., 1989. Le géographe face à l'étude des relations climat – santé. Premiers résultats et pistes de recherches. *Climat et santé, cahiers de biométéorologie humaine*, **1**, 7-15.
- Carrie J., 1968. *Aspect épidémiologique du paludisme en zone forestière*, orstom, 350 p.
- Choisnel E., 1995. Impacts des changements climatiques sur la santé humaine, *Climat et santé, cahiers de bioclimatologie et biométéorologie humaines*, **15**, 112-122.
- Connor S J., 1999. *Malaria in Africa, the view from space*, biologist, 46 p.
- Laaidi K., Besancenot J.P., 1995. Paludisme et pluviosité au Sri-lanka. *Climat et santé, cahiers de bioclimatologie et biométéorologie humaines*, **15**, p 12-25.
- Mouchet, J., Manguin, S., Sircoulon, J., Laventure, S., Faye, O. Onapa, A., Carnevale, P., Julvez, J., and Fonenille, D. 1998. Evolution of malaria in Africa for the past 40 years, impact of climatic and human factors. *Journal of the American Mosquito Control Association* **14**, p 121-130.

Najera J.A., 1998. Malaria epidemics: detection and control, forecasting and prevention. *WHO/MAL/98.1084* p.

OCEAC, 2000. Rapport scientifique, 350 p.

OMS., 1998. *Faire reculer le paludisme RBM/Draft/1*, Organisation Mondiale de la Santé, 350 p.

Remy G., 1988. *Paysages et milieux épidémiologiques dans l'espace ivoiro- burkinabé*. Ed. du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 214 p.

Same Ekobo A., Fondjo E. Eouzan J.P., 1997. Grands travaux et maladies à vecteurs au Cameroun, Imp St Paul, Yaoundé, 255 p.

SURCOTES MARINES DANS LE GOLFE DU LION ET FORCAGES ATMOSPHERIQUES : VARIABILITE AU XX^{ème} SIECLE

ULLMANN Albin^{1,2}, MORON Vincent^{1,2}

¹ UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université de Provence, Aix-Marseille I.

² CEREGE, UMR 6635 CNRS. E-mail : ullmann@cerege.fr ; Moron@cerege.fr

Résumé : *Les surcotes marines dans le Golfe du Lion se produisent principalement durant les types de temps « Greenland Above », lorsqu'une dépression stagne autour du Golfe de Gascogne et génère des vents d'afflux de sud. Cette circulation atmosphérique est associée à la phase négative de l'ONA, favorisant les trajectoires méridionales des perturbations tempérées sur l'Atlantique. Dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, le décalage vers l'est des deux principaux centres d'actions de l'ONA, lié à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre, a augmenté le risque d'occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion durant les jours de « Greenland Above » et/ou durant les phases négatives de l'ONA.*

Mots-clés : *surcotes, Golfe du Lion, Oscillation Nord-Atlantique, risque, changement climatique.*

Abstract: *Sea surges in the Gulf of Lions are associated with « Greenland Above » weather regime, but only when a synoptical depression is located around the Bay of Biscay, associated with regional-scale southerly winds in the Gulf of Lions. This atmospheric circulation is favoured by the negative phase of the NAO. In the second half of the 20th century, the eastward shift of the two main barometric anomalies of the NAO, linked with the increase of greenhouse gases, leads to the increase of the surge-occurrence in the Gulf of Lion during negative phases of the NAO and during "Greenland Above" weather regimes.*

Key words: *sea surges, Gulf of Lion, North-Atlantic Oscillation, risk, climate change.*

Introduction

Les surcotes marines dans le Golfe du Lion représentent des élévations brutales et transitoires du niveau marin. Ces « marées de tempêtes » constituent le principal risque d'érosion et de submersion des côtes basses et sableuses comme celles du Golfe du Lion. Le climat étant un système multi-scalaire, cette étude analyse la variabilité des surcotes au XX^{ème} siècle et son intégration dans la variabilité des conditions atmosphériques à différentes échelles spatiales : les conditions locales de vent dans le Golfe du Lion (~ 22 000 km²; fig. 1), la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique, c'est-à-dire liée au passage des perturbations tempérées sur une superficie d'environ 1 million de km² (figure 1), les types de temps, qui représentent la circulation atmosphérique sur le domaine extratropical de l'Atlantique Nord (~ 30 millions de km²; fig. 1) et l'Oscillation Nord-Atlantique, qui correspond à la covariation en opposition de phase entre le centre barométrique sur la région Arctique et Islandaise et celui sur la ceinture subtropicale vers les Açores, influençant une surface de plus de 80 millions de km² de l'Atlantique Nord et des continents bordiers (figure 1; Hontarrède et Stephenson, 2000). Autrement dit, cette étude propose d'appréhender l'impact du changement climatique, isolé à ces vastes échelles spatiales, sur les vents d'afflux et les surcotes à l'échelle du Golfe du Lion.

1. Données

Les surcotes et décotes ont été calculées à trois stations marégraphiques du Golfe du Lion : à partir de la série marégraphique quotidienne au Grau-de-la-Dent (GD) de 1905 à 2005 et à partir des séries marégraphiques horaires à Sète (SE) et à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 (fig. 1). Dans chacune de ces séries marégraphiques, les oscillations de la marée astronomique ont été retirées, ainsi que les variations relatives du niveau marin moyen liées à l'effet stérique et/ou la subsidence (Ullmann *et al.*, 2007a). Les surcotes (décotes) correspondent donc aux

élévations (baisse) du plan d'eau uniquement forcées par l'atmosphère. Ce travail se base ensuite sur les directions et vitesses tri-horaires de vents à Cap Couronne, Sète et Port Vendres de 1954 à 2002 (Météo-France ; fig. 1). Les dernières données utilisées sont les pressions atmosphériques quotidiennes en points de grilles (PSM) de 1905 à 2005 provenant du NCAR à partir desquelles l'indice quotidien d'Oscillation Nord-Atlantique (IONA) a été calculé de 1905 à 2005 (Ullmann *et al.*, 2007b) et cinq types de temps ont été extraits afin de synthétiser la circulation atmosphérique extratropicale (Ullmann et Moron, 2008).

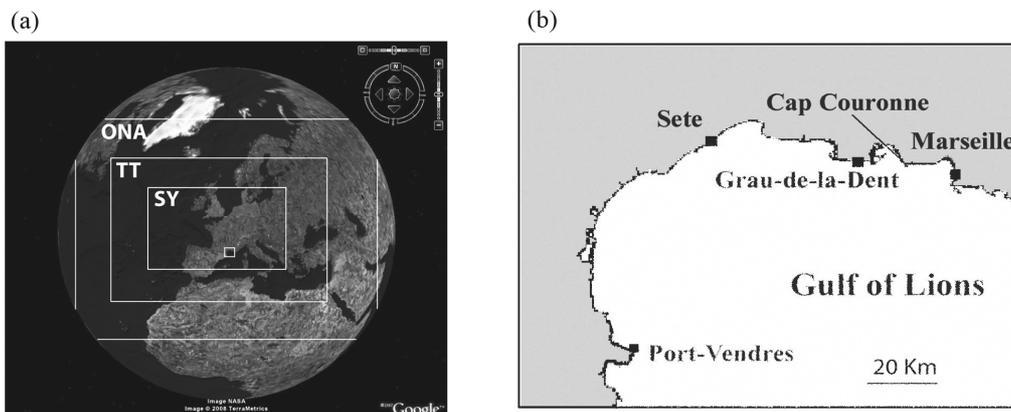
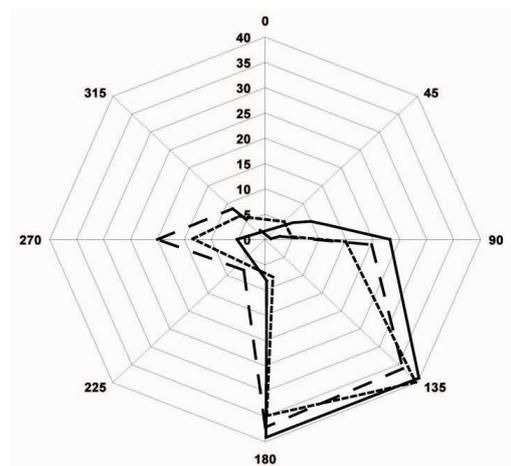


Figure 1. (a) Représentation de l'échelle spatiale de l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA), des types de temps (TT) et de l'échelle synoptique (SY) (Image Google Earth: <http://earth.google.fr/>). (b) Localisation géographique.

2. Résultats

2.1. Forçages atmosphériques des surcotes dans le Golfe du Lion



A l'échelle locale, les surcotes > 40 cm aux trois stations marégraphiques sont principalement associées à des vents de mer de secteur SE (135°-180°) poussant la masse d'eau vers la côte et générant un pic de surcote (fig. 2). Ces épisodes de tempête sont d'échelle régionale dans le Golfe du Lion (Ullmann et Pirazzoli, 2007).

Figure 2. Trait plein (respectivement trait tireté et trait pointillé) rose des vents à Cap Couronne (respectivement Port-Vendres et Sète) pour les surcotes > 40 cm au Grau-de-la-Dent (Port-Vendres et Sète).

Ces vents de mer et les surcotes sont principalement associés à la circulation atmosphérique associée au type de temps « Greenland Above » (GA) qui suppose une décélération et/ou un déplacement méridional des principaux rails des perturbations tempérées sur l'Atlantique (fig. 3a). Mais les types de temps sont des constructions conceptuelles de la réalité et GA ne capture donc pas toute l'information des vents et des surcotes à l'échelle du Golfe du Lion. Les jours de GA sont associés aux surcotes aux trois stations du Golfe du Lion, lorsqu'ils sont couplés à une perturbation tempérée qui transite entre le Golfe de

Gascogne et les Iles Britanniques, générant la circulation atmosphérique de secteur sud dans le Golfe du Lion (fig. 3c; Ullmann et Moron, 2008).

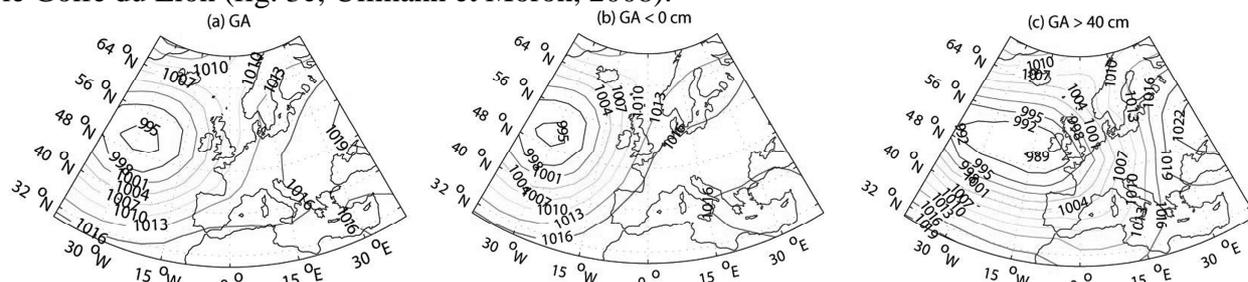


Figure 3. (a) Configuration barométrique moyenne (hPa) des jours de « Greenland Above » (GA) de 1905 à 2005, (b) durant les décotes uniquement et (c) durant les surcotes > 40 cm au GD de 1905 à 2005.

A l'échelle de l'ONA, les surcotes sont principalement associées à une phase négative (fig. 4). Plus le niveau des surcotes augmente, plus la phase de l'ONA est négative (fig. 4). En effet, les phases négatives de l'ONA favorisent la circulation atmosphérique de GA et le passage des perturbations tempérées suivant des trajectoires méridionales. Inversement, une fréquence élevée des dépressions suivant des trajectoires méridionales et leur vorticité relative, favorisent la circulation de GA. Elles déterminent également en partie la phase de l'ONA, en agissant sur l'anomalie barométrique au niveau des Açores (Ullmann *et al.*, 2007b). La t l connexion entre l'ONA et les surcotes résulte donc des interactions multi-latérales entre les conditions atmosphériques à l'échelle de l'ONA, à celle des types de temps et à l'échelle synoptique.

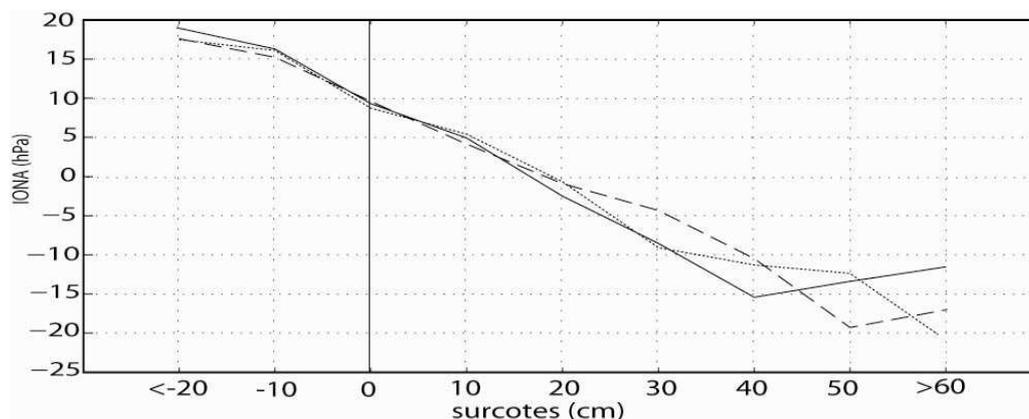


Figure 4. Indice d'Oscillation Nord-Atlantique (IONA) moyen (en hPa) par classes de surcotes/décotes par incréments de 10 cm au GD (trait plein), à Sète (trait pointillé) et à Port-Vendres (trait tireté) de 1986 à 1995.

2.2. Relation surcotes et forçages atmosphériques : variabilité au XX^{ me} siècle

La fréquence et la hauteur des surcotes, ainsi que la fréquence et la vitesse des vents d'afflux de sud-est dans le Golfe du Lion, ont augmenté au XX^{ me} siècle, surtout dans la seconde moitié du XX^{ me} siècle (Ullmann *et al.*, 2007a). Paradoxalement, la fréquence des jours de GA est restée stationnaire (Ullmann et Moron, 2008) et l'ONA a montré une forte déviation positive (Cassou, 2004). La variabilité lente des conditions atmosphériques à l'échelle de l'ONA et des types de temps ne permet donc pas d'expliquer à elle seule l'augmentation des surcotes et des vents d'afflux dans le Golfe du Lion. A partir de 1975 et par rapport à la période 1905-1974, la fréquence mensuelle des surcotes > 40 cm au GD est significativement plus fortement corrélée à la variabilité interannuelle de l'IONA mensuel moyen (fig. 5). Autrement dit, les surcotes dans le Golfe du Lion sont de plus en plus fortement connectées aux phases négatives de l'ONA.

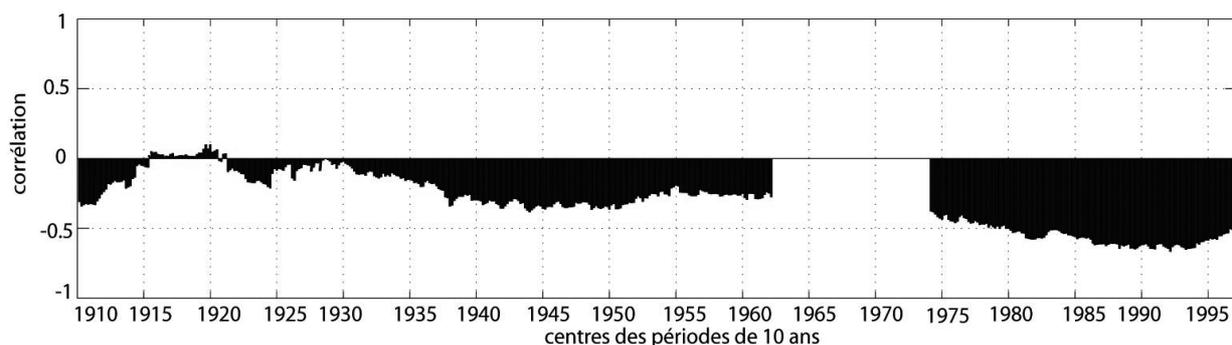


Figure 5. Corrélations glissantes par segments de 60 mois entre la fréquence mensuelle des surcotes > 40 cm au GD et l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique mensuel moyen, de 1905 à 2002.

2.2.1. Variabilité atmosphérique à l'échelle de l'ONA

De 1975 à 2002 et durant les phases négatives de l'ONA, les centres d'actions septentrionales et méridionales de l'ONA se sont nettement et significativement décalés vers l'est par rapport à la période 1905-1974 (fig. 6). Le centre d'action septentrional s'étend dès lors jusqu'au nord des Iles Britanniques, au niveau de la façade occidentale de la Norvège (fig. 6c). Le centre d'action méridional couvre désormais l'ensemble de la Péninsule Ibérique et le quart sud-ouest de la France (fig. 6c). Ce décalage est également observé pour les phases positives de l'ONA (non montré). Cette modification des conditions moyennes de l'ONA est synchrone du renforcement de la relation entre l'ONA et les surcotes dans le Golfe du Lion. De plus, Ulbrich et Christoph (1999) ont montré que ces changements atmosphériques à l'échelle de l'ONA sont forcés par l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre, observée au XX^{ème} siècle, et sont donc attribués en partie au changement climatique.

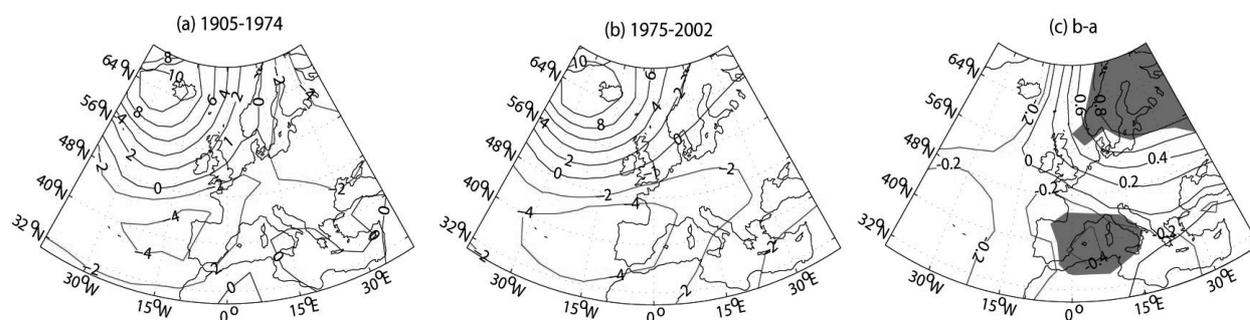


Figure 6. (a) Anomalies barométriques (hPa) moyennes des jours où l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique est négatif de 1905 à 1974 et (b) de 1975 à 2002. (c) Anomalies barométriques moyennes de 1975 à 2002 moins celles de 1905 à 1974. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 99%.

2.2.2. Changement atmosphérique de l'ONA et impact sur les surcotes

A partir de 1975, lorsque les deux principaux centres d'actions de l'ONA se décalent vers l'est, la corrélation entre la moyenne mensuelle de l'ONA et la fréquence mensuelle des dépressions autour du Golfe de Gascogne d'une part (fig. 7a) et la fréquence mensuelle des jours de GA d'autre part, s'intensifie significativement (fig. 7b). Autrement dit, une phase mensuelle moyenne négative de l'ONA est de plus en plus associée à une forte occurrence des forçages atmosphériques des surcotes à l'échelle synoptique et à l'échelle des types de temps.

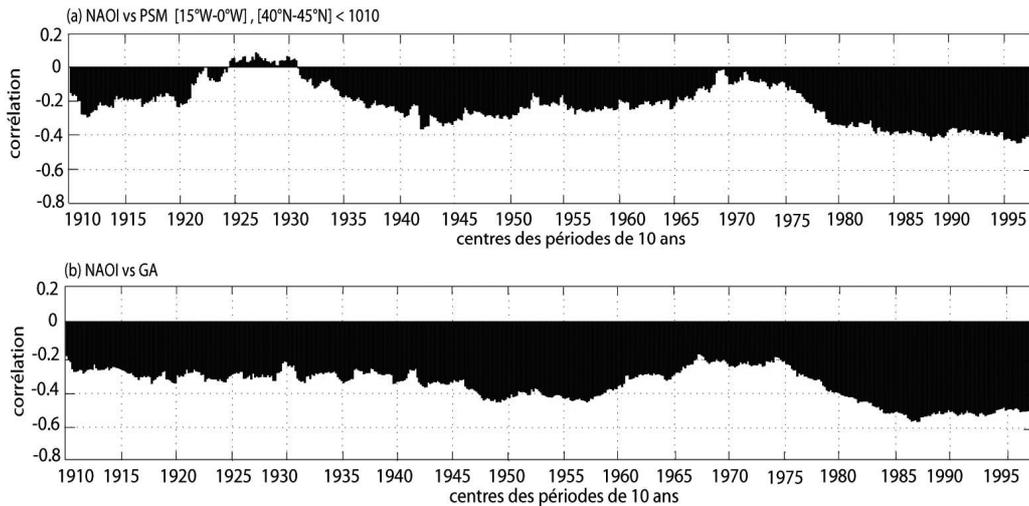


Figure 7. Corrélations glissantes par segments de 60 mois entre l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique mensuel moyen (IONA) et (a) la fréquence mensuelle des dépressions < 1010 hPa sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] et (b) la fréquence mensuelle des jours de « Greenland Above » (GA) de 1905 à 2002.

A l'échelle du Golfe du Lion, la corrélation entre la moyenne mensuelle de l'ONA et la fréquence mensuelle des vents d'afflux de sud-est aux trois stations météorologiques s'intensifie significativement à partir de 1975 (fig. 8). Ce renforcement est synchrone avec (i) le décalage vers l'est des deux centres d'actions de l'ONA et (ii) avec le renforcement de la relation entre l'ONA et la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne et des types de temps GA.

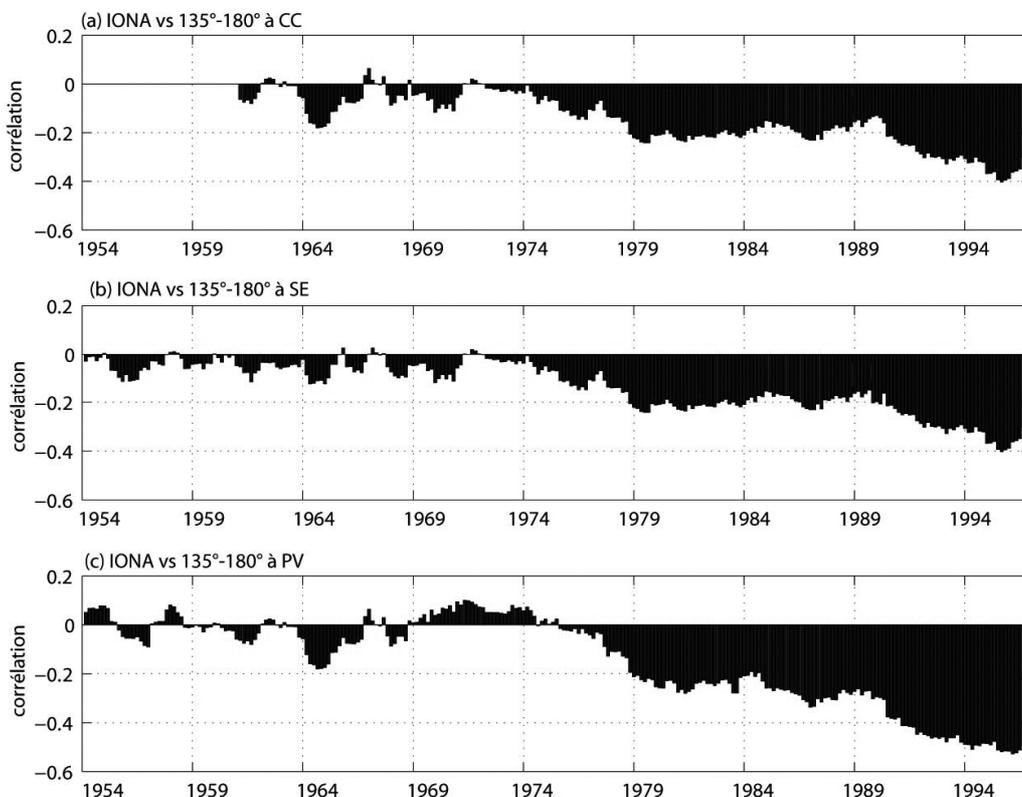


Figure 8. Corrélations glissantes par segments de 60 mois entre l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique mensuel moyen (IONA) et la fréquence mensuelle des vents de 135°-180° à (a) Cap Couronne, (b) Sète et (c) Port-Vendres de 1954 à 2002.

Conclusion

Dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle, le décalage vers l'est des deux principaux centres d'actions de l'ONA modifie les conditions de la circulation atmosphérique aux échelles plus fines. Ce changement dans les conditions moyennes de l'ONA renforce les interactions multi-latérales entre les conditions atmosphériques à l'échelle de l'ONA, celle des types de temps et à l'échelle synoptique. Ce renforcement augmente donc la probabilité d'occurrence des vents d'afflux de sud-est et des surcotes dans le Golfe du Lion, durant les phases négatives de l'ONA et durant les jours de GA. En d'autres termes, le changement climatique, via la modification chimique de l'atmosphère d'origine anthropique, a donc comme impact l'augmentation du risque de surcote dans le Golfe du Lion durant les phases négatives de l'ONA et les jours de GA. L'analyse des interactions entre les modifications atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles semble donc être une approche pertinente dans l'étude de l'impact du changement climatique sur la formation régionale des événements extrêmes. L'étude du changement climatique est donc au cœur de la géographie.

Références bibliographiques

- Cassou C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation Nord-Atlantique. *La météorologie*, **45**: 21-32.
- Hontarrède M., Stephenson D., 2000. L'oscillation Nord-Atlantique. *METMAR*, **186**: 8-11.
- Ulbrich U., Christoph M., 1999. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate dynamics*, **15**: 551-559.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A., 2007a. Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion. *Cybergéo*, **362**, 2007.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A., Tomasin A., 2007a. Sea surges in Camargue : trends over the 20th century. *Continental Shelf Research*, **27**: 922-934.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A., Moron V., 2007b. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.
- Ullmann A., Moron V., 2008. Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions during the 20th century. *International Journal of Climatology*, **28** : 159-171.

ÉVOLUTION DES JOURS D'ORAGES EN BELGIQUE

VANDIEPENBEECK M. et DEBONTRIDDER L.

Institut Royal de Météorologie, Dpt I, sect 2,

3, Av Circulaire, 1180 Bruxelles, Belgique

marc.vandiepenbeeck@oma.be

luc.debontridder@oma.be

Résumé

Les techniques d'observations des orages ont varié au cours du temps. D'un réseau variable en nombre d'observateurs à un système de détection des orages par SAFIR (Système d'Alerte Foudre par Interférométrie Radioélectrique), le nombre de jours d'orages a varié au cours du temps. L'analyse statistique des séries mensuelles et annuelle du nombre de jours d'orages en Belgique met en évidence ces changements.

Le but de l'étude est d'avoir des normales actualisées du nombre de jours d'orages et d'établir les seuils des différentes périodes de retour du phénomène. Par rapport à un réseau d'observateurs humains à une détection radioélectrique des orages, on a une augmentation du nombre annuel des jours d'orages de 16 jours.

Mots-clé : *Surveillance ; Observation radiointérométrique ; Analyse temporelle ; Décharge atmosphérique ; Orage*

Abstract

The techniques of observations of the thunderstorms varied during time. From a variable network of many observers to a system of detection of the thunderstorms by SAFIR (Alarm system the Lightning by Radioelectric Interferometry), the number of days of thunderstorms varied during time. The statistical analysis of the series monthly and annual of the number of days of thunderstorms in Belgium highlights these changes

The purpose of the study is to have brought up to date normals of the number of days of thunderstorms and to establish the thresholds of the various periods of return of the phenomenon. Compared to a network of human observers to a radioelectric detection of the storms, there is an increase in the annual number of the days of 16 days thunderstorms.

Keywords: *Surveillance ; Radio interferometric observation ; Time analysis ; Lightning discharge ; Thunderstorm*

Introduction

La définition du jour d'orage a varié au cours du temps. En effet avant le développement du système de détection d'orage SAFIR (1) en 1993, un jour d'orage *dans le pays* était un jour où le tonnerre était entendu par un observateur au moins. Un jour d'orage dans le pays peut donc être dû à un seul coup de tonnerre ou à plusieurs. À partir de 1993, on a un mélange des orages entendus par les observateurs et ceux détectés par Safir.

Safir a connu plusieurs changements dont les plus importants sont le passage de 3 à 4 antennes en 1997 et la mise à jours du logiciel au début des années 2000. Le premier changement a comme conséquence une meilleure couverture du pays, surtout du littoral. Le second, plus technique, apporta une localisation plus précise des orages. Une autre amélioration du système fut le passage de mode veille à un mode d'écoute permanent. En effet, au début, le système devait être activé par une première détection non comptabilisée, une fois en éveil la détection était opérationnelle. Cette étape s'est produite en 1997.

En 1969, R. Sneyers a fait une étude de la fréquence des orages en Belgique. Il y mettait déjà en évidence l'hétérogénéité des observations due à un réseau d'observateur changeant au cours du temps. Dans une étude de 1989, A. Bodeux a fait une répartition des fréquences des jours d'orage en fonction des provinces. Il a du déconnecté le Littoral de la Flandre Occidentale suite à un effet de la brise de mer sur la fréquence des orages dans cette région.

1. Nombre de jours d'orages annuels

Les observations des jours d'orages sont sur support informatique en valeurs mensuelles depuis 1928. Cette série n'est pas homogène et une étude statistique montre que qu'il y a plusieurs changements dans la série des valeurs annuelles. Ces changements ont été mis en évidence à l'aide des tests de Mann, Pettitt, Sneyers (Vandiepenbeeck, 1996).

Au début des observations, on observe une chute du nombre de jours d'orages (voir figure 2) (Sneyers, 1961). Ce n'est pas un effet climatique mais bien un effet de réseau. Du fait de la guerre, il y a beaucoup moins d'observateurs (voir figure 1). Cela a des répercussions sur la qualité des observations d'un phénomène relativement local. Le deuxième saut correspond à une réorganisation du réseau après la guerre. Fin des années 1950, on atteint 350 postes d'observation. Ce qui permet une meilleure couverture du pays pour l'enregistrement du nombre de jours d'orages. Cette couverture n'est cependant pas parfaite. Tous les observateurs, qui font une mesure de la pluie, ne signalent pas les orages. D'autres ont clairement dit que la nuit, ils ne se lèvent pas pour noter un jour d'orages.

Le troisième saut est probablement dû à une combinaison de deux facteurs : le réchauffement observé en 1980 sur la Terre et en 1988 à Uccle et dans le pays et l'adjonction du système Safir en complément du réseau d'observateurs. Depuis 1993, et surtout à partir de 1997 où le réseau Safir compte 4 antennes, la couverture du pays est optimale. On constate qu'à partir du moment où il y a 4 antennes, le nombre de jours d'orages détecté par Safir est devenu systématiquement supérieur au nombre obtenu uniquement par le réseau.

L'examen du tableau 1 montre que le nombre moyen de jours d'orage entre la période 1981-1996 et 1997-2007 a augmenté de pratiquement 12 jours ce qui est relativement important. La figure 3 donne une comparaison, année par année du nombre d'orages détecté par le réseau Safir et le réseau d'observateur. Safir est systématiquement meilleur que le réseau d'observateur et la différence moyenne entre 1997 et 2007 est de 7,4 jours d'orage en plus pour Safir. Les 7 jours restant nous donnent sans doute l'effet du réchauffement de la température sur la fréquence des orages.

<i>Année</i>	<i>1928-1945</i>	<i>1946-1963</i>	<i>1964-1980</i>	<i>1981-1996</i>	<i>1997-2007</i>
Moyenne	55.1	68.4	76.4	83.9	96.0

Tableau 1 : Moyenne des nombres annuels de jours pendant les différentes périodes de « moyenne stable ».

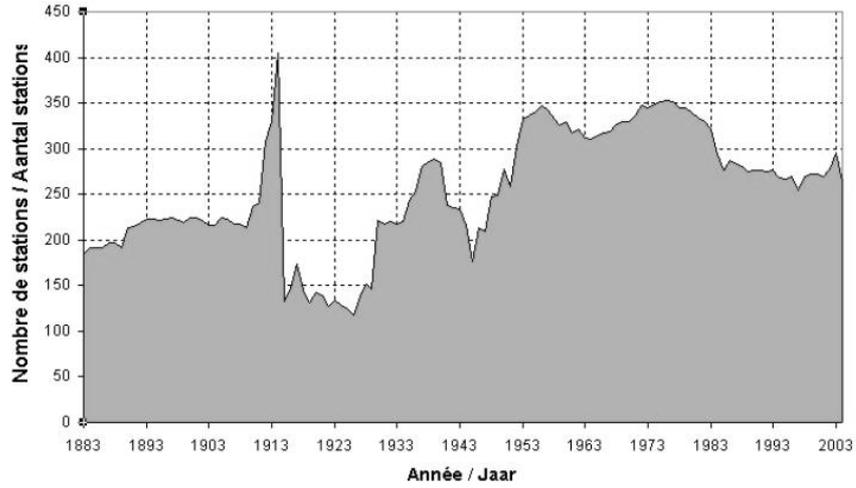


Figure 1. Nombre des stations en Belgique 1883-2004

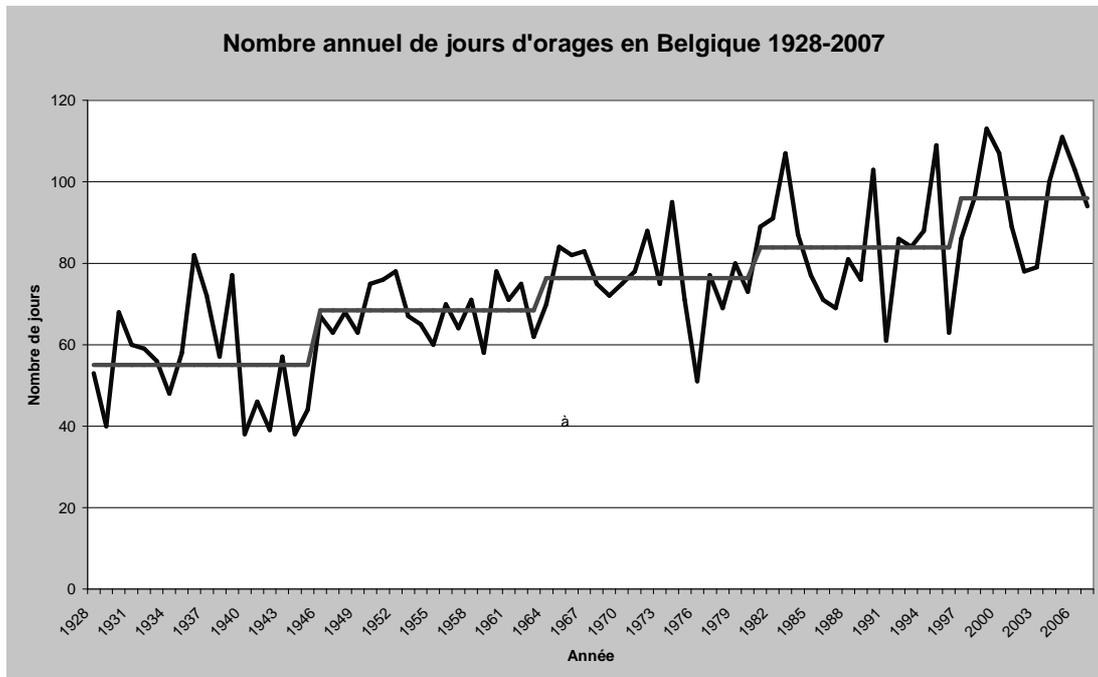


Figure 2. Nombre annuel de jours d'orages en Belgique 1928-2006

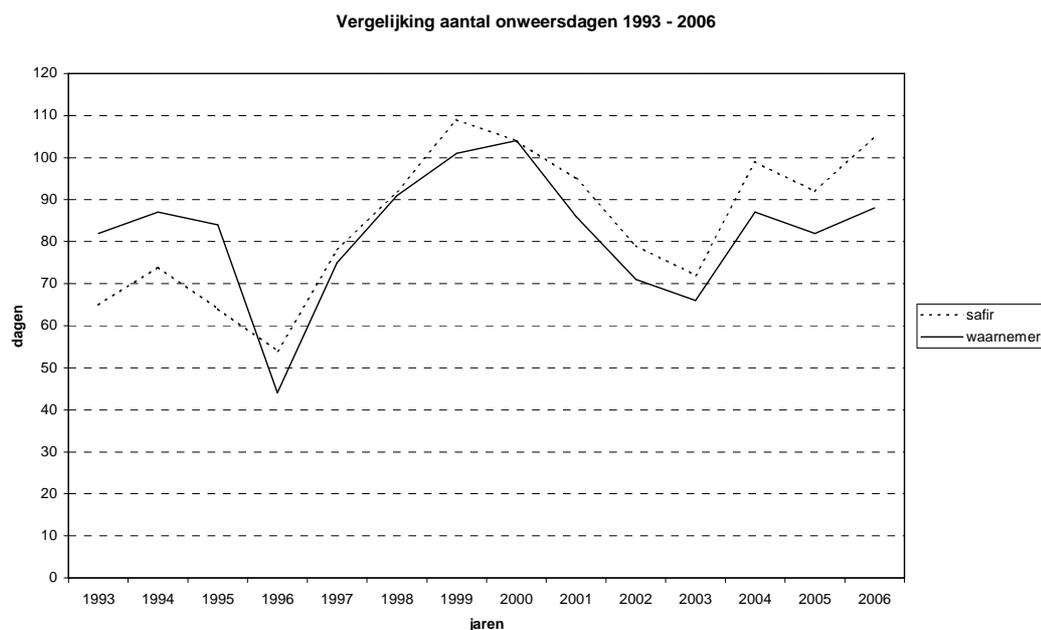


Figure 3. Comparaison entre 1993 et 2006 du nombre de jours d'orages réalisés par Safir et les observateurs.

2. Variations mensuelles

L'examen du tableau 2 nous montre des sauts qui se produisent à différentes années, le calcul étant fait sur la période 1928-2007.

On ne retrouve pas les années de sauts notés pour la série annuelle sauf en février, en mai et en août.

Mois	Abrv (mois)	Année 1	Moyenne 1928 → année1	Moyenne Année 1 → 2006	Année 2	Moyenne 1928-année1	Moyenne année 1 → année 2
Janvier	Janv	1973	0.96 →	3.15			
Février	Fév	1987	1.64 →	4.30			
Mars	Mars	1957	1.73 →	4.60			
Avril	Avr	1958	5.00 →	7.29			
Mai	Mai	1963	9.44 →	12.09	1945	8.17 →	10.72
Juin	Jun	1962	9.54 →	12.07			
Juillet	Jul	1982	9.85 →	12.84			
Août	Août	1947*	9.45 →	11.95			
Septembre	Sept	-	7.54				
Octobre	Oct	1978	3.25 →	5.96			
Novembre	Nov	1968	1.43 →	3.29			
Décembre	Déc	1972	1.13 →	2.62			

Tableau 2 : Variations des nombres de jours d'orages mensuels

Le saut du mois d'août 1947 est significatif au niveau 10%, les autres sauts sont significatifs au niveau 5%.

Les séries mensuelles sont moins variables, de ce fait la détection d'un saut récent est relativement plus difficile que dans une série qui contient des valeurs plus grandes et plus variables.

Les augmentations observées sont relativement importantes entre novembre et mars. Au cours de cette période, les orages sont généralement plus locaux qu'au cours des autres mois

de l'année. Les modifications de réseaux et de méthode d'observations sont plus sensibles au cours de l'hiver et surtout le système Safir les détecte de manière plus sûre qu'auparavant.

3. Homogénéisation des données

Le but est d'obtenir une série homogène entre 1964 et actuellement. Lorsqu'on applique le test de Mann-Kendall-Sneyers (Vandiepenbeeck, 1996) à la série des valeurs annuelles, on remarque un plateau entre 1981 et 1996. On peut en déduire deux sauts vers une augmentation (Vandiepenbeeck, 1996).

D'autre part nous savons que du point de vue instrumental, la dernière période où les observations sont faites avec la même méthode est 1997-2006. Nous allons donc homogénéiser la série sur cette dernière période.

La première étape consiste à établir une série homogène des valeurs mensuelles entre 1964 et 1996. Comme un saut est observé en 1981 et qu'il est plus que probablement dû à un effet climatique, on va calculer les moyennes sur les périodes 1997-2008 et 1982-1996. On calcule alors la différence entre les moyennes de ces deux périodes et on va appliquer les écarts aux valeurs mensuelles entre 1964 et 1996. Ces écarts sont donnés dans le tableau 3.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	année
moyenne 1981-1996	3.13	3.00	5.25	6.56	11.81	11.19	12.25	10.88	8.75	5.75	2.94	2.38	83.88
moyenne 1997-2007	3.36	4.36	4.45	8.91	13.55	12.91	13.09	14.73	7.91	6.09	3.64	3.00	96.00
écart	0.24	1.36	-0.80	2.35	1.73	1.72	0.84	3.85	-0.84	0.34	0.70	0.63	12.13

Tableau 3: Correction apportée aux séries mensuelles présentant une hétérogénéité entre 1964 et 1996.

Lorsqu'on applique à nouveau le test de Mann-Kendall-Sneyers (Vandiepenbeeck, 1996) à la nouvelle série, on n'obtient plus de saut significatif en 1981. La figure 4 montre cependant que les valeurs annuelles avant 1981 sont généralement inférieures à la moyenne de la série ou légèrement supérieures cette moyenne.

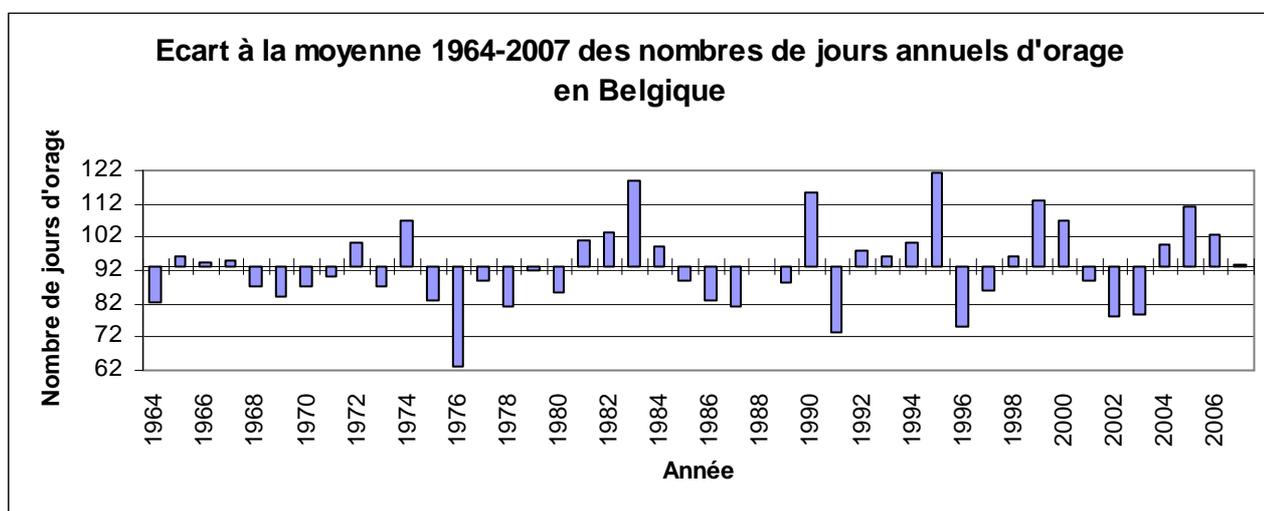


Figure 4 : écart à la moyenne (1964-2007) des valeurs annuelles

En partant de ces valeurs, on va appliquer une analyse en répartition de valeurs discrètes (Sneyers, 1975). C'est la loi binomiale négative qui fournit la statistique khi-carré minimale pour tous les mois et l'année. Les caractéristiques correspondantes sont reprises dans le tableau 4 et leur signification est donnée dans le tableau 5.

Conclusion

Le travail d'homogénéisation entre les données 1981-1996 sur les données 1997-2007 et appliquée sur la période 1964-1996 fait disparaître un saut significatif entre 1980 et 1981. Même s'il n'est plus significatif statistiquement parlant, il reste cependant présent et visible sur le graphique de la figure 4.

Il n'est pas toujours aisé de donner une raison à un saut, mais dans ce cas, il s'agit plus que probablement un effet du réchauffement global de l'atmosphère que l'on observe dans la courbe de la figure 5 mais qui devient significatif en Belgique qu'après les 3 grands hivers de 1985, 1986 et 1987.

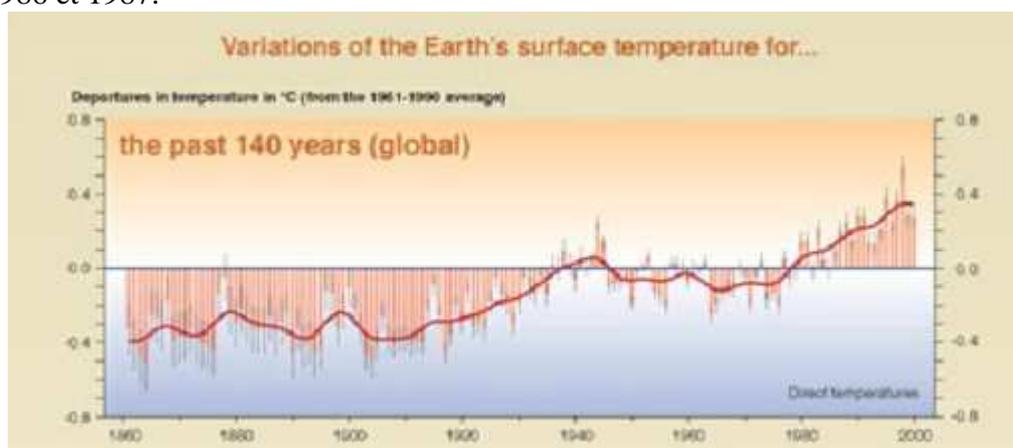


Figure 5. Variation de la température de surface de la Terre pour les 140 dernières années (Source GIEC)

<i>T</i>	janv	févr	mars	avr	mai	juin	juil	août	sept	oct	nov	déc	an
te-				1	5	4	6	6	0	1			72
e-				3	6	5	7	7	1	2			75
ta-		0		4	8	7	9	9	2	3	0		79
a-	0	1	0	5	9	8	10	10	3			0	82
n	3	4	3	9	13	12	13	15	7	6	3	2	94
a+	6	8	7	14	18	18	17	20	13	9	6	5	110
ta+	7	9	9	15	20	19	18	21	14	10	7	6	116
e+	8	10	11	18	22	22	19	24	18	11	9	8	126
te+	9	12	13	20	25	23	21	26	20	12	10	9	127

Tableau 4: Caractéristiques de durée de retour *T* des fréquences mensuelles et annuelles de jours d'orages dans le pays.

<i>Code</i>	<i>Niveaux d'anormalité</i>	<i>Phénomène égalé ou dépassé en moyenne une fois tous les</i>
n	normal	-
a	anormal	6 ans
ta	très anormal	10 ans
e	exceptionnel	30 ans
te	très exceptionnel	100 ans

Tableau 5: Définitions des niveaux d'anormalité

Références bibliographiques

Bodeux, A., 1989 : *Fréquence et répartition des jours d'orage en Belgique*. IRM Misc. B, N°64

Sneyers, R., 1961 : *La fréquence des orages en Belgique* IRM, Pub. A, N°22

Sneyers, R., 1975 : *Sur l'analyse statistique des séries d'observations* OMM – N° 415, Genève, 189 p.

Vandiepenbeeck, M . 1996 : *Détection pratique de changement de climat dans le cas d'une alternative au caractère aléatoire*. Publication de l'Association Internationale de Climatologie – Volume 8, pp 116-124

GIEC, 2007 : *Quatrième rapport d'évaluation: bilan 2007 des changements climatiques*, CAMBRIDGE, University press.

**Annexe A. Valeurs homogénéisées et arrondies à l'unité entre 1964 et 1996,
valeurs observées entre 1997 et 2006.**

année	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	AN
1964	1.2	2.4	1.2	9.3	12.7	12.7	6.8	13.9	9.2	8.3	1.7	2.6	82.1
1965	2.2	4.4	3.2	15.3	13.7	11.7	14.8	16.9	8.2	0.3	0.7	4.6	96.1
1966	1.2	5.4	6.2	12.3	11.7	17.7	10.8	17.9	2.2	5.3	2.7	0.6	94.1
1967	1.2	5.4	7.2	8.3	13.7	9.7	10.8	17.9	11.2	6.3	1.7	1.6	95.1
1968	1.2	1.4	2.2	9.3	11.7	11.7	10.8	19.9	11.2	2.3	2.7	2.6	87.1
1969	2.2	3.4	2.2	6.3	19.7	14.7	9.8	17.9	1.2	1.3	4.7	0.6	84.1
1970	0.2	8.4	4.2	6.3	12.7	15.7	7.8	13.9	6.2	6.3	3.7	1.6	87.1
1971	2.2	2.4	4.2	9.3	16.7	13.7	10.8	17.9	2.2	5.3	4.7	0.6	90.1
1972	0.2	1.4	5.2	11.3	18.7	20.7	13.8	12.9	6.2	2.3	5.7	1.6	100.1
1973	0.2	6.4	0.2	10.3	13.7	9.7	11.8	13.9	9.2	3.3	5.7	2.6	87.1
1974	4.2	5.4	7.2	7.3	8.7	16.7	7.8	15.9	13.2	10.3	4.7	5.6	107.1
1975	3.2	1.4	1.2	9.3	10.7	11.7	14.8	15.9	12.2	1.3	0.7	0.6	83.1
1976	2.2	2.4	0.2	2.3	9.7	3.7	13.8	13.9	6.2	3.3	3.7	1.6	63.1
1977	3.2	7.4	2.2	8.3	9.7	12.7	10.8	18.9	1.2	5.3	5.7	3.6	89.1
1978	3.2	2.4	3.2	10.3	9.7	18.7	8.8	11.9	2.2	2.3	3.7	4.6	81.1
1979	4.2	1.4	6.2	9.3	17.7	12.7	6.8	14.9	3.2	5.3	3.7	6.6	92.1
1980	1.2	2.4	1.2	7.3	11.7	19.7	11.8	10.9	5.2	6.3	3.7	3.6	85.1
1981	6.2	2.4	9.2	7.3	21.7	10.7	9.8	8.9	9.2	10.3	2.7	2.6	101.1
1982	2.2	1.4	7.2	2.3	15.7	18.7	10.8	20.9	8.2	6.3	4.7	4.6	103.1
1983	3.2	5.4	6.2	18.3	18.7	17.7	15.8	13.9	8.2	8.3	1.7	1.6	119.1
1984	2.2	6.4	4.2	4.3	17.7	9.7	12.8	16.9	12.2	8.3	3.7	0.6	99.1
1985	2.2	1.4	2.2	8.3	14.7	17.7	14.8	15.9	5.2	2.3	3.7	0.6	89.1
1986	6.2	1.4	3.2	13.3	13.7	10.7	8.8	13.9	3.2	3.3	2.7	2.6	83.1
1987	1.2	1.4	1.2	10.3	9.7	15.7	13.8	12.9	5.2	5.3	3.7	0.6	81.1
1988	2.2	10.4	10.2	8.3	13.7	8.7	13.8	11.9	5.2	6.3	0.7	1.6	93.1
1989	0.2	6.4	3.2	6.3	9.7	15.7	10.8	14.9	9.2	2.3	3.7	5.6	88.1
1990	5.2	9.4	3.2	10.3	11.7	17.7	10.8	15.9	17.2	6.3	4.7	2.6	115.1
1991	3.2	3.4	0.2	9.3	3.7	9.7	13.8	10.9	6.2	4.3	3.7	4.6	73.1
1992	0.2	3.4	3.2	5.3	13.7	17.7	12.8	19.9	5.2	8.3	5.7	2.6	98.1
1993	4.2	4.4	0.2	14.3	18.7	7.7	14.8	8.9	6.2	9.3	0.7	6.6	96.1
1994	8.2	2.4	5.2	11.3	12.7	6.7	19.8	15.9	9.2	5.3	0.7	2.6	100.1
1995	6.2	6.4	11.2	8.3	10.7	12.7	17.8	17.9	12.2	5.3	5.7	6.6	121.1
1996	0.2	4.4	1.2	4.3	9.7	8.7	7.8	16.9	5.2	5.3	9.7	1.6	75.1
1997	0	6	2	3	15	16	15	16	2	6	1	4	86
1998	6	0	5	15	14	16	5	4	12	9	6	4	96
1999	3	9	4	13	11	16	12	17	13	5	3	7	113
2000	1	6	4	10	20	10	15	13	8	10	6	4	107
2001	2	1	4	9	10	12	14	14	14	5	2	2	89
2002	3	6	3	7	10	8	10	16	6	5	4	0	78
2003	6	2	3	8	15	14	13	8	2	5	1	2	79
2004	6	5	6	14	7	11	14	23	5	8	1	0	100
2005	5	4	4	10	13	9	18	16	14	5	10	3	111
2006	1	5	6	6	20	12	15	25	4	6	2	1	103
2007	4	4	8	3	14	18	13	10	7	3	4	6	94

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES SECHERESSES EN FRANCE

VIDAL Jean-Philippe, MOISSELIN Jean-Marc

CNRM/GAME, Météo-France et CNRS, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX 1
jean-philippe.vidal@meteo.fr

Météo-France, Direction de la Climatologie, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX 1
jean-marc.moisselin@meteo.fr

Résumé : Cet article vise à présenter les orientations proposées pour étudier l'impact du changement climatique sur les événements de sécheresse sur le territoire français, en considérant l'ensemble des composantes du cycle hydrologique et les incertitudes liées aux projections climatiques pour le XXI^e siècle.

Mots-clés : changement climatique ; hydrologie ; sécheresse ; France.

Abstract: This article aims at introducing the approach adopted to evaluate the impact of climate change on drought events in France, by integrating all components of the hydrological cycle and taking account of uncertainties in 21st century climate projections.

Key words: climate change ; hydrology ; drought ; France.

Introduction

Les sécheresses sont des éléments naturels et récurrents du climat européen qui sont susceptibles d'avoir d'importantes conséquences sur les populations et l'environnement. Dans le cadre d'une évaluation à l'échelle de l'Europe des risques liés à la rareté de l'eau et les sécheresses, la Commission Européenne (2007) a mis en évidence que les pays du pourtour méditerranéens ont enregistré le plus grand nombre de sécheresses en Europe depuis 1976.

Cet article présente les orientations proposées dans le cadre du projet « Impact du changement climatique sur la sécheresse et l'eau du sol » réunissant Météo-France (Direction de la Climatologie et CNRM/GAME), le CERFACS et l'UMR SYSIPHE, afin d'une part de déterminer une hydroclimatologie des sécheresses sur la France, et de caractériser d'autre part les évolutions de ce type d'événements pour le XXI^e siècle.

1. Observations et projections

En France, plusieurs années récentes ont été particulièrement déficitaires en termes de précipitations, avec de grandes disparités régionales (Blanchard *et al.*, 2008). L'étude des tendances sur des séries observées et homogénéisées de température et de précipitations conclut à un réchauffement global sur la France, allié à une répartition saisonnière plus marquée des précipitations avec une diminution des pluies estivales. L'évolution d'indices liés aux événements extrêmes de sécheresse en France montre sur la période 1951-2000 une augmentation sensible du nombre maximal de jours secs consécutifs et de la durée moyenne des périodes sèches (Moisselin et Dubuisson, 2006).

Le quatrième rapport d'évaluation du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat (GIEC) projette une baisse des précipitations estivales allant jusqu'à 30 à 45% sur le bassin méditerranéen d'ici à la fin du XXI^e siècle (Christensen *et al.*, 2007). Ces résultats généraux ont été approfondis dans le cadre du projet Européen PRUDENCE³⁰, mettant en œuvre un ensemble de modélisations climatiques régionales pilotées par 2 modèles de circulation générale sous le scénario A2 d'émissions de gaz à effet de serre (Nakićenović et Swart, 2002). Ce projet a ainsi permis de dégager les changements projetés sur les événements

³⁰ Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects (prudence.dmi.dk).

climatologiques à l'échelle locale sur l'ensemble du continent. Beniston *et al.* (2007) ont ainsi noté sur le sud de la France une augmentation d'environ 15 jours du nombre maximal de jours secs consécutifs entre les périodes 1961-1990 et 2071-2100. L'utilisation d'un indice de sécheresse basé sur des déficits pluviométriques sur 6 mois a par ailleurs conduit Blenkinsop et Fowler (2007) à détecter une augmentation de la fréquence des événements de sécheresse sur le pourtour méditerranéen, augmentation soumise à de fortes incertitudes liées notamment au choix du modèle de circulation générale.

2. Développement d'une réanalyse hydroclimatique sur la France

2.1. Réanalyse SIM 1958-2008

Afin d'évaluer l'évolution des sécheresses sous changement climatique, il importe avant tout de bien connaître les caractéristiques de ces événements liées à la variabilité climatique naturelle. La première tâche du projet consiste donc à établir une hydroclimatologie de référence sur une période de 50 ans, à l'aide de la chaîne SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU). Cette chaîne comporte trois composants indépendants : SAFRAN fournit une analyse des forçages atmosphériques à partir des observations au sol et des profils atmosphériques issus de la réanalyse ERA40 (Uppala *et al.*, 2005). Cette approche a récemment été validée par Quintana Seguí *et al.* (2007) à l'échelle de la France. Le deuxième composant ISBA calcule les échanges d'eau et d'énergie à l'interface sol-atmosphère (Boone *et al.*, 1999). Enfin, MODCOU est un modèle hydrogéologique distribué à base physique permettant de calculer l'évolution des nappes et des écoulements de surface (Ledoux *et al.*, 1989).

L'ensemble de la chaîne a été validé sur une période de 10 ans sur la France par Habets *et al.* (2008) puis appliqué sur la période 1970-2008. La réanalyse atmosphérique sera donc étendue à la période 1958-1970 et servira de point d'entrée pour la simulation hydrologique ISBA-MODCOU sur la période 1958-2008.

2.2. Caractérisation des sécheresses

La définition d'une sécheresse est complexe et dépend fortement du domaine considéré, mais quatre grands types de sécheresses peuvent cependant être déterminés : sécheresses *météorologiques*, *agricoles*, *hydrologiques*, et *socio-économiques* (Wilhite et Glantz, 1985). Nous laisserons ici de côté le dernier type qui repose en partie sur des considérations d'usage de la ressource en eau pour s'intéresser aux trois premiers types, qui permettent de caractériser les déficits en eau de chacune des composantes du cycle hydrologique.

De nombreuses études ont porté sur la comparaison des indices les plus pertinents pour quantifier ces déficits (voir par exemple Keyantash et Dracup, 2002). Pour les sécheresses météorologiques, nous nous intéresserons à des indices largement utilisés en contexte opérationnel comme le *Palmer Drought Severity Index* (PDSI, Wells et Goddard, 2002) ou le *Standardized Precipitation Index* (SPI), utilisé par Vidal et Wade (2008c) pour estimer l'impact du changement climatique sur les sécheresses au Royaume-Uni. Les sécheresses agricoles pourront être évaluées sur la base de l'indice d'humidité des sols *SWI* (*Soil Wetness Index*) calculé par ISBA et défini comme suit :

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}}$$

où W contenu intégré en eau du sol, W_{wilt} contenu en eau au point de flétrissement et W_{fc} contenu en eau du sol à la capacité au champ. Cet indice est utilisé de manière opérationnelle par Météo-France et la figure 1 présente son évolution sur la France pour l'année 1989,

caractérisée par une période très sèche de mai à décembre de longueur comparable à celle de 2003.

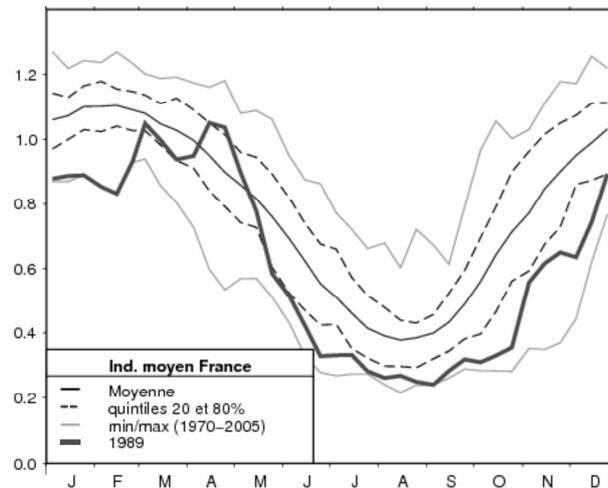


Figure 28. Évolution décadaire de l'indice d'humidité des sols SWI (moyenne sur la France) pour l'année 1989 (trait épais) et comparaison à la moyenne (trait fin), les quintiles 20% et 80% (pointillés) ainsi que les extrêmes (traits fins gris) calculés sur la période 1970-2005.

Enfin, les sécheresses hydrologiques seront caractérisées par des indices d'étiages issus de l'analyse des chroniques de débits observées et simulées par MODCOU suivant l'une des approches proposées par Tallaksen et van Lanen (2004).

3. Des projections climatiques globales aux projections hydrologiques locales

L'évaluation des sécheresses futures requiert de disposer de forçages atmosphériques à haute résolution correspondant aux échelles spatiales des processus hydrologiques. À partir des projections climatiques de grande échelle réalisées dans le cadre du 4^e exercice du GIEC (Meehl *et al.*, 2007), de tels forçages peuvent être obtenus à l'aide de méthodes dynamiques – mise en œuvre de modèles régionaux – ou statistiques, comme celle proposée ici.

La méthode utilisée dans le cadre du projet a été développée par Boé *et al.* (2006) et s'appuie sur une décomposition en types de temps et des régressions linéaires entre prédicteurs synoptiques et prédicteurs locaux. Elle a été appliquée avec succès sur le bassin de la Seine (Boé *et al.*, 2007) et ensuite étendue à l'ensemble du territoire français (Boé, 2007).

Cette méthode a d'ores et déjà été mise en œuvre pour désagréger spatialement plusieurs périodes de 20 ans simulées par 15 modèles de circulation générale (Meehl *et al.*, 2007) sous le scénario d'émissions A1B. La Figure 29a présente un exemple des résultats de cette application sur les changements en termes de précipitations à l'horizon 2050. On peut noter une diminution très importante des cumuls de précipitations entre juin et novembre sur le pourtour méditerranéen. Les résultats atmosphériques désagrégés ont ensuite servi de forçage pour les modèles ISBA et MODCOU afin de déterminer les changements projetés sur les débits des principaux cours d'eau français, dont un exemple est présenté sur la Figure 29b. On constate que les débits moyens de la plupart des cours d'eau devraient diminuer fortement en été et en automne, entraînant des problèmes de gestion de la ressource en eau superficielle.

4. Vers une évaluation des événements de sécheresses futures

La seconde étape du projet consiste à déterminer les caractéristiques des sécheresses en climat futur et de les comparer à celles observées pendant la période de référence 1958-2008. Une première expérience a été réalisée en évaluant les changements attendus sur le SWI défini au paragraphe 2.2, sur la base des projections désagrégées mentionnées au-dessus. La Figure

29c montre que le *SWI* devrait diminuer en moyenne sur l'ensemble du territoire, mais ne fournit pas d'indications sur les changements en termes de fréquence des événements.

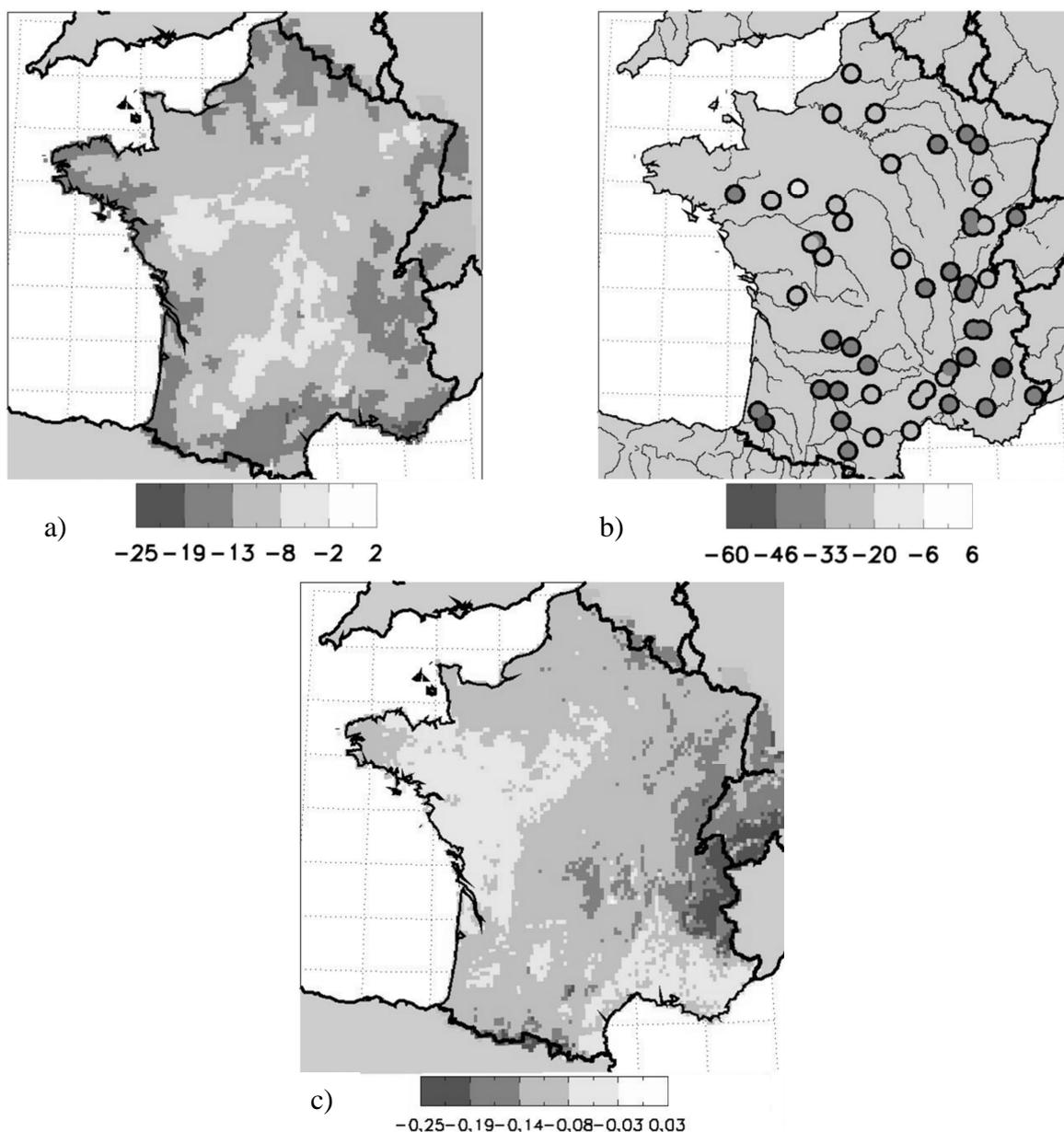


Figure 29. Projections multi-modèles pour la période 2046-2065 sous le scénario A1B, par rapport à la période 1970-1999. a) changements sur les précipitations moyennes de juin à novembre (%); b) : changements sur les débits moyens de juin à septembre (%); c) : changement sur le *SWI* moyen de juin à août.

La méthode de désagrégation spatiale décrite dans le paragraphe 3 sera appliquée dans un premier temps à un ensemble de projections climatiques à grande échelle afin de prendre en compte les deux grands types d'incertitudes sur ces projections, à commencer par la plus importante d'entre elles, celle sur la configuration des modèles de circulation générale (Vidal et Wade, 2008a, b). Un ensemble de modèles développés dans le cadre du 4^e exercice du GIEC sera ainsi considéré. Le deuxième type d'incertitudes repose sur le choix des scénarios d'émissions à la base des projections climatiques. Plusieurs d'entre eux – et notamment les scénarios A1B et A2 (Nakićenović et Swart, 2002) – seront donc considérés dans cette étude. Enfin, l'analyse de l'évolution des sécheresses s'effectuera à différents horizons temporels, et des simulations transitoires sur l'ensemble du XXI^e siècle effectuées récemment seront mises

à profit. Dans le cadre du projet en cours CYPRIM³¹, de telles simulations intégrant un couplage entre l'atmosphère et la Méditerranée à l'aide du modèle ARPEGE-Climat ont conduit à une meilleure représentation du cycle de l'eau dans la zone méditerranéenne (Somot *et al.*, 2008) et leur utilisation sera donc privilégiée.

Conclusions

Cette étude s'emploie d'une part à déterminer sur une période de référence de 50 ans les caractéristiques des événements de sécheresse : fréquence, durée, magnitude, sévérité et extension spatiale. L'impact du changement climatique sur les régimes hydrologiques a été étudié précédemment sur le Rhône (Etchevers *et al.*, 2002), la Seine (Ducharne *et al.*, 2004) et la Garonne (Caballero *et al.*, 2007). Cette étude vise à étendre ces analyses à l'ensemble du territoire en prenant en compte plusieurs incertitudes sur les projections climatiques. Les principaux résultats attendus portent sur l'évolution des caractéristiques des événements de sécheresses sur les trois composantes du cycle hydrologique afin de fournir une vision complète des risques futurs sur les ressources en eau.

Remerciements

Ces travaux sont effectués dans le cadre du projet « Impact du changement climatique sur la sécheresse et l'eau du sol » financé par la Fondation MAIF. Les auteurs tiennent à remercier Julien Boé, Laurent Terray (CERFACS, équipe Modélisation du climat et de son changement global) et Laurent Franchistéguy (Météo-France, Direction de la Climatologie) pour la mise à disposition des illustrations.

Références bibliographiques

- Beniston M., Stephenson D. B., Christensen O. B., Ferro C. A. T., Frei C., Goyette S., Halsnaes K., Holt T., Jylhä K., Koffi, B., Palutikof J., Schöll R., Semmler T., Woth K., 2007. Future extreme events in European climate: An exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, **81**, Supplement 1, 71-95.
- Blanchard M., Franchistéguy L., Habets F., Martin É., Noilhan J., 2008. Typologie des sécheresses sur la France et outils de suivi de la ressource en eau utilisés à Météo-France. *Revue Française de Géotechnique*, **120-121**, 11-20.
- Blenkinsop S., Fowler H. J., 2007. Changes in drought characteristics for Europe projected by the PRUDENCE regional climate models. *International Journal of Climatology*, **27**, 12, 1595-1610.
- Boé J., 2007. *Changement global et cycle hydrologique : une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 256 p.
- Boé J., Terray L., Habets F., Martin É., 2006. A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *Journal of Geophysical Research*, **11**, D23106.
- Boé J., Terray L., Habets F., Martin É., 2007. Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, **27**, 12, 1643-1655.
- Boone A., Calvet J.-C., Noilhan J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 11, 1611-1630.
- Caballero Y., Voirin-Morel S., Habets F., Noilhan J., Le Moigne P., Lehenaff A., Boone A., 2007. Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change. *Water Resources Research*, **43**, W07448.
- Commission Européenne, 2007. *Water Scarcity and Droughts – In-depth assessments*. Second Interim report. DG Environment, European Commission, 93 p.
- Christensen J. H., Hewitson B., Busuioc A., Chen A., Gao X., Held I., Jones R., Kolli R. K., Kwon W.-T., Laprise R., Magaña Rueda V., Mearns L., Menéndez C. G., Räisänen J., Rinke A., Sarr A., Whetton P., 2007. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Solomon S., Qin

³¹ CYclogénèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne (www.cnrn.meteo.fr/cyprim/)

D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L., Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ducharne A., Théry S., Viennot P., Ledoux E., Gomez É., Déqué M., 2004. Influence du changement climatique sur l'hydrologie du bassin de la Seine. *VertigO*, **4**, 3, 1-13.

Etchevers P., Golaz C., Habets F., Noilhan J., 2002. Impact of a climate change on the Rhône river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research*, **107**, D16.

Habets F., Boone A., Champeaux J.-L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois É., Ledoux E., Le Moigne P., Martin É., Morel S., Noilhan J., Quintana Seguí P., Rousset-Regimbeau F., Viennot P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, sous presse.

Keyantash J., Dracup J. A., 2002. The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 8, 1167-1180.

Ledoux E., Girard, G., De Marsily G., Deschenes J., 1989. Spatially distributed modeling: Conceptual approach, coupling surface water and ground-water, in *Unsaturated flow hydrologic modeling: theory and practice* (Morel-Seytoux H. J., Ed.), p. 435-454, NATO Sciences Service.

Meehl G. A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J. F. B., Stouffer R. J., Taylor K. E., 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 9, 1383-1394.

Moisselin J.-M., Dubuisson B., 2006. Évolution des valeurs extrêmes de température et de précipitations au cours du XX^e siècle en France. *La Météorologie*, **54**, 33-42.

Nakićenović N., Swart R. (Eds.), 2002. *Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 612 p.

Quintana Seguí P., Le Moigne P., Durand Y., Martin É., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchistéguy L., Morel S., 2007. Analysis of near surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN reanalysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 1, 92-107.

Somot S., Sevault S., Déqué M., Crépon M., 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. *Global and Planetary Change*, sous presse, disponible en ligne.

Tallaksen L. M., van Lanen H. A. J., 2004. *Hydrological drought – Processes and estimation methods for streamflow and groundwater*. Elsevier, 500 p.

Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balsameda M. A., Beljaars A. C. M., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen L., Janssen P. A. E. M., Jenne R., McNally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P., Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 612, 2961-3012.

Vidal J.-P., Wade S. D., 2008a. A framework for developing high-resolution multi-model climate projections: 21st century scenarios for the UK. *International Journal of Climatology*, sous presse, disponible en ligne.

Vidal J.-P., Wade S. D., 2008b. Multimodel projections of catchment-scale precipitation regime. *Journal of Hydrology*, sous presse, disponible en ligne.

Vidal J.-P., Wade S. D., 2008c. A multimodel assessment of future climatological droughts in the UK. *International Journal of Climatology*, accepté.

Wells N., Goddard S., 2002. A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. *Journal of Climate*, **17**, 12, 2335-2351.

Wilhite D. A., Glantz M. H., 1985. Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International*, **10**, 3, 11-120.

DETERMINATION DE TENDANCES DANS LE COMPORTEMENT PLUVIO-HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN DE L'OUEME A BONOU AVEC LE MODELE GR2M (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

VISSIN EXPÉDIT Wilfrid¹ et ², HOUSSOU Christophe Segbe¹ et PERARD Jocelyne²

(1) Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en eau et de la Dynamique des Ecosystèmes. Université d'Abomey-Calavi. BP 1338, Abomey-Calavi, République du Bénin.

Courriel : exlaure@yahoo.fr, chrispasse@yahoo.fr.

(2) Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21 000 Dijon.

Courriel : perardj@u-bourgogne.fr,

Résumé : L'objectif de cette recherche est de mettre en évidence la non-stationarité du comportement pluviométrique et hydrologique du bassin de l'Ouémé à Bonou avec le modèle GR2M. L'étude est réalisée sur la période 1965-2002 à partir des données de pluie, d'écoulement et d'évapotranspiration potentielle (ETP) mensuelles. Il ressort de l'application des méthodes, une tendance remarquable à la baisse des chroniques pluviométriques et hydrologiques de 1965 à 2002. Cette tendance s'est traduite par un assèchement sévère du bassin. Cette analyse a mis en évidence la capacité du modèle GR2M à détecter des changements dans le comportement pluvio-hydrologique du bassin de l'Ouémé.

Mots-clés : non-stationnarité, pluvio-hydrologique, assèchement, Ouémé à Bonou.

Abstract: The objective of this research is to highlight the non-stationarity of the behavior pluviometric and hydrological of the Oueme basin at the Bonou with model GR2M. The study is carried out over the period 1965-2002 on the rain data, the flow and the potential evapotranspiration (ETP) monthly. It arises from the application of the methods, a remarkable tendency to the fall of the pluviometric and hydrological data of the 1965 to 2002. This tendency resulted in a severe draining of the basin. This analysis highlighted the capacity of model GR2M to detect changes in the pluvio-hydrological behaviour of the Oueme basin.

Key words: nonstationariness, pluvio-hydrological, draining, Oueme at the Bonou.

Introduction

Cette étude s'inscrit dans les objectifs du sous projet S1 du projet Ouémé-2025 financé par RIPESCA. Son principal objectif est de tester la capacité du modèle GR2M à simuler les écoulements moyens et à identifier des tendances dans le comportement hydrologique (Andreassian, 2004 ; Vissin, 2007) du bassin de l'Ouémé à Bonou. Cette tendance traduit les impacts des baisses pluviométriques observées en Afrique de l'Ouest en général et au Bénin en particulier depuis la décennie 1970 (Vissin, 2007).

1. Données et Méthodes

1.1. Données

Pour cette étude, les données météorologiques (pluie et ETP) de la Direction de Météorologie Nationale (DMN) et les données hydrologiques (débit) du service de l'Hydrologie de la Direction Générale de l'Eau, ont été utilisées.

1.2. Méthodes

L'étude de la robustesse du modèle GR2M (Mouelhi, 2003) est faite par l'utilisation du critère d'optimisation de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Ce critère mesure la performance des modèles à simuler les débits. Celui que nous utilisons dans ce travail est appliqué aux débits moyens. Dans ces conditions, une mauvaise simulation des hautes eaux ne serait pas totalement imputable au modèle.

$$Nash(\sqrt{Q}) = 100 \left[1 - \frac{\sum_i \left(\sqrt{Q_{obs}^i} - \sqrt{Q_{cal}^i} \right)^2}{\sum_i \left(\sqrt{Q_{obs}^i} - \sqrt{Q_{moy}^i} \right)^2} \right] \text{ en \%} \quad \text{avec : } Q_{obs}^i \text{ débit mensuel observé ; } Q_{cal}^i \text{ débit mensuel calculé ; } Q_{moy}^i \text{ débit moyen mensuel observé et } i \text{ mois considérés.}$$

Pour déterminer les tendances dans les séries hydrométriques, nous avons adopté les tableaux de simulations croisées utilisés par le CEMAGREF (Andreassian, 2002). Ce tableau a permis de construire deux tests statistiques non-paramétriques d'interprétation. Nous disposons de trente huit années de données pluie-débit pour chaque sous bassin versant. On peut définir, à l'aide du modèle GR2M, un comportement moyen du bassin de l'Ouémé à Bonou pour chaque sous-période de cinq, six et sept ans. Il suffit pour cela de caler le modèle en utilisant les chroniques observées de pluie et de débit, et l'on obtient six jeux de paramètres représentatifs du comportement du bassin au cours de chacune des sous-périodes. La combinaison des paramètres constitue bien un «modèle» du comportement du bassin pendant la sous-période qui a servi au calage. Appelons *M1*, *M2*, *M3*, *M4*, *M5* et *M6* ces six modèles et *P1*, *P2*, *P3*, *P4*, *P5* et *P6* les périodes correspondantes. Andreassian (2002) et (2004) propose de faire une analogie entre ces six modèles. *M1*, *M2*, *M3*, *M4*, *M5* et *M6* sont les modèles des bassins de référence, restés dans l'état du bassin aux périodes *P1*, *P2*, *P3*, *P4*, *P5* et *P6* respectivement.

Cette approche peut s'appliquer à différentes variables hydrologiques. On retiendra, en particulier, le module annuel, la lame d'eau écoulée en crue, etc. Il faut aussi comparer les valeurs réelles et simulées.

Dans le tableau 1, nous ne présentons que quatre modèles titres illustratif.

"Modèles" "Périodes"	<i>M1</i>	<i>M2</i>	<i>M3</i>	<i>M4</i>
<i>P1</i>	Valeur calée ≡ valeur réelle	valeur prédite par <i>M2</i> en utilisant les pluies de la période <i>P1</i>	valeur prédite par <i>M3</i> en utilisant les pluies de la période <i>P1</i>	valeur prédite par <i>M4</i> en utilisant les pluies de la période <i>P1</i>
<i>P2</i>	valeur prédite par <i>M1</i> en utilisant les pluies de la période <i>P2</i>	Valeur calée ≡ valeur réelle	valeur prédite par <i>M3</i> en utilisant les pluies de la période <i>P2</i>	valeur prédite par <i>M4</i> en utilisant les pluies de la période <i>P2</i>
<i>P3</i>	valeur prédite par <i>M1</i> en utilisant les pluies de la période <i>P3</i>	valeur prédite par <i>M2</i> en utilisant les pluies de la période <i>P3</i>	Valeur calée ≡ valeur réelle	valeur prédite par <i>M4</i> en utilisant les pluies de la période <i>P3</i>
<i>P4</i>	valeur prédite par <i>M1</i> en utilisant les pluies de la période <i>P4</i>	valeur prédite par <i>M2</i> en utilisant les pluies de la période <i>P4</i>	valeur prédite par <i>M3</i> en utilisant les pluies de la période <i>P4</i>	Valeur calée ≡ valeur réelle

Tableau 1. Tableau des simulations croisées pour l'étude de l'évolution du comportement hydrologique d'un bassin versant.

Dans la case (*i,j*) de ce tableau, on trouvera la valeur prédite par le bassin de référence (ou modèle) *Mj*, en utilisant les pluies de la période *Pi*.

Le modèle GR2M, comme la plupart des modèles de sa catégorie, est généralement calé sur deux ou trois ans de données (PERRIN, 2000 ; Andréassian, 2002). Nous le calons sur cinq, six et sept ans. *P1*, *P2*, *P3*, *P4*, *P5* et *P6* correspondent respectivement à 1955-1960, 1960-1966, 1966-1972, 1972-1979, 1979-1986 et 1986-1992.

Sur la diagonale du tableau 1 on trouve la valeur prédite par le modèle pour la sous-période

considérée sur laquelle ont été estimés les écoulements moyens. Pour une interprétation plus facile de ce tableau, on peut ainsi normer chaque période (chaque ligne) par la valeur située sur la diagonale, qui représente à peu de choses près la valeur réellement observée. Le tableau de simulations croisées présente de façon compacte le résultat des calages et des simulations effectués sur des sous-périodes successives. Nous avons utilisé un test construit par Andreassian (2002) permettant de mettre en question l'hypothèse **H** suivante : « *Pour une même pluie fixée en entrée, les différents modèles testés en simulation donnent la même sortie hydrologique, à un bruit aléatoire près* ».

Dans la suite de cette étude, nous utilisons également deux autres tests statistiques (Andreassian, 2002) permettant d'affirmer ou d'infirmer l'hypothèse.

1.2.1. Test utilisant le signe des évolutions

Pour faciliter l'interprétation des *tableaux de simulations croisées*, Andreassian (2002) a remplacé chaque valeur par un signe, traduisant une évolution croissante ou décroissante de la variable hydrologique considérée avec le temps.

Pour simplifier la lisibilité des matrices, nous remplaçons chaque valeur par un signe « + » ou « - », suivant que les valeurs sont supérieures ou inférieures à celle de la diagonale. Lorsqu'on se situe au-dessus de la diagonale, les valeurs supérieures à celle de la diagonale sont remplacées par le signe « + » et les valeurs inférieures par le signe « - ». En revanche, en dessous de la diagonale, c'est le contraire qui se réalise. La valeur de la diagonale représente, en effet, pour chaque ligne la meilleure référence, dans la mesure où il s'agit de la valeur la plus proche de la valeur réellement observée (car prédite par le modèle calé sur la sous-période considérée). La comparaison s'effectue ligne par ligne car il est nécessaire de se placer dans des conditions d'égale pluviométrie.

1.2.2. Test conditionnel fondé sur les permutations des tableaux de simulations croisées

L'objectif est ici de mieux prendre en compte l'amplitude des changements observés et non plus seulement leur sens. Il est clair qu'on exploite ainsi une information supplémentaire nous permettant de mieux interpréter les résultats.

On décide de calculer une statistique sur chacune des matrices. Pour cela, on propose de prendre en compte la Somme des Différences avec la valeur de la Diagonale, qu'on appellera SDD par la suite.

2. Résultats et discussion

Les valeurs de Nash issues de la simulation du modèle GR2M (tab. 2) en calage et en validation montrent que ce modèle présente une bonne robustesse pour simuler les écoulements du bassin de l'Ouémé à Bonou.

L'analyse de la figure 1 montre l'évolution de l'écoulement simulé et observé. Il ressort de cette figure que le modèle GR2M présente une robustesse à simuler les écoulements moyens, mais a quelques difficultés à simuler ceux des hautes eaux. Ceci se justifie par le choix du Nash pour cette étude (Nash : racine carrée de l'écoulement).

	M1,1	M2,1	M3,1	M4,1	M5,1	M6,1
1955-1960	93	77	80	71	66	64
1960-1966	84	95	88	93	89	83
1966-1972	80	91	94	79	77	65
1972-1979	66	77	64	83	79	78
1979-1986	38	58	36	64	68	64
1986-1992	46	65	37	76	82	87

Tableau 2. Nash en Calage et en validation dans le bassin de l’Ouémé à Bonou (GR2M).

La valeur du coefficient de détermination (0,80) (fig. 2) confirme l’efficacité du modèle à simuler les écoulements moyen dans le bassin de l’Ouémé à Bonou. Ces résultats de simulation du modèle GR2M autorisent l’étude de recherche de tendance dans le comportement hydrologique de ce bassin.

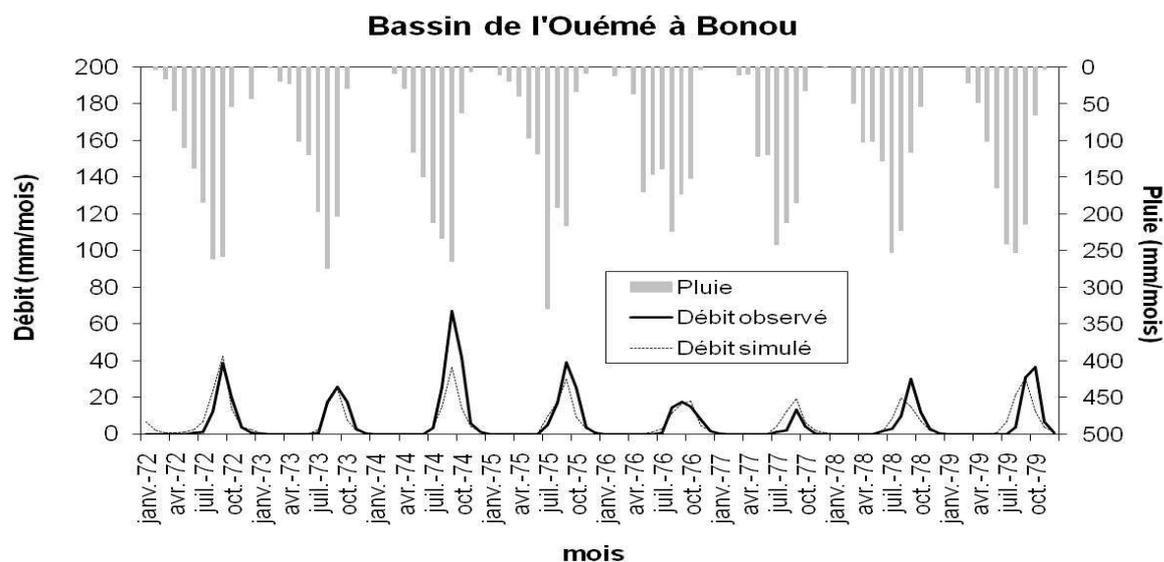


Figure 1. Variabilité des pluies et des débits observée et simulée sur la sous-période de calage 1960-1966 dans le bassin (GR2M).

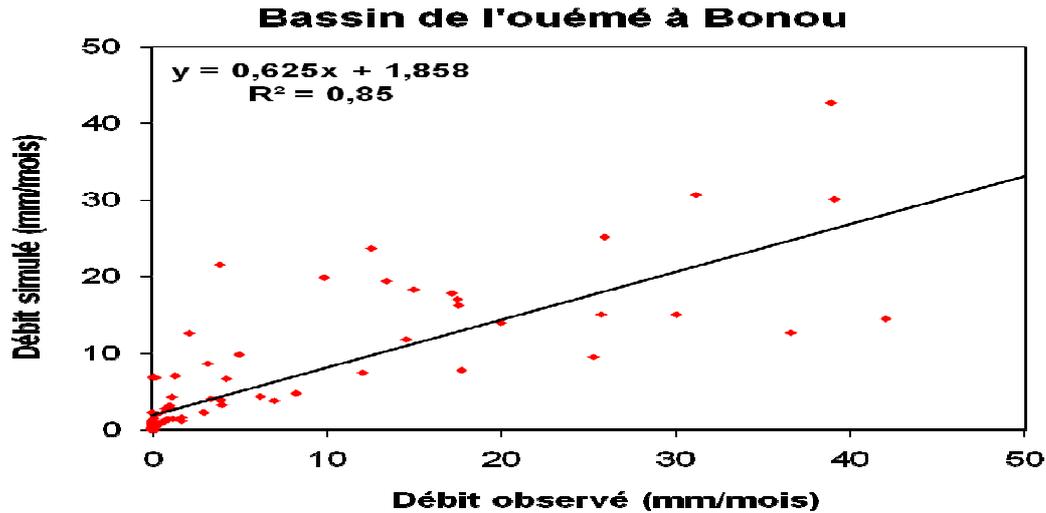


Figure 2. Corrélation débit observé et débit simulé sur la sous-période de calage 1960-1966 dans le bassin (GR2M).

Les tests statistiques présentés précédemment pour identifier les tendances du comportement hydrologique des bassins-versants sont appliqués au bassin de l’Ouémé à Bonou pour le modèle GR2M.

Pour le premier test, le bassin présente une prédominance de signes « - » par rapport au signes « + » : 27 « - » pour 3 « + » (tab. 3). La tendance à la baisse de l’écoulement dans ce bassin est bien mise en évidence par le modèle GR2M.

	S1,1	S1,2	S1,3	S1,4	S1,5	S1,6
1955-1960	0	-	+	-	-	-
1960-1966	-	0	-	+	-	-
1966-1972	-	-	0	+	-	-
1972-1979	-	-	-	0	-	-
1979-1986	-	-	-	-	0	-
1986-1992	-	-	-	-	-	0

Tableau 3. Interprétation de matrices de simulations croisées obtenus pour l’écoulement moyen sur les sous bassins pour différentes durées de calage (modèle GR2M) (tableau de signes).

Les valeurs du test statistique *SDD* (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) (fig. 3) est extrêmement faible dans le bassin de l’Ouémé à Bonou et se retrouve dans les extrêmes à 5 % de fréquence. Ceci indique une tendance nette à la baisse dans son comportement hydrologique, ce qui confirme les résultats du premier test pour ce bassin.

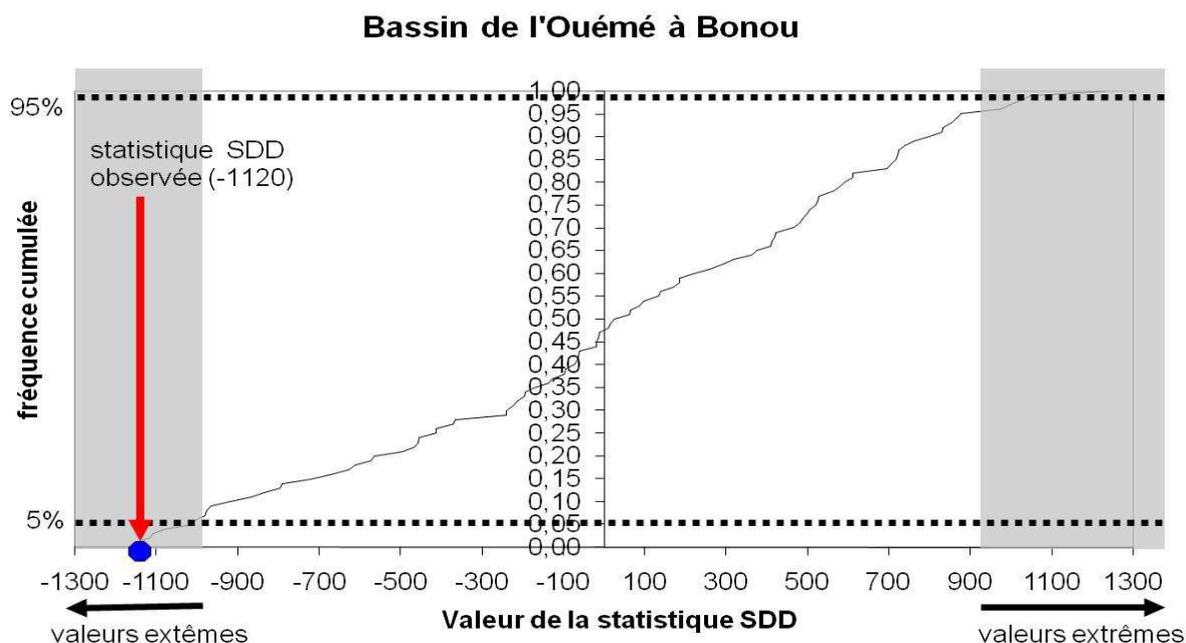


Figure 3. Distribution empirique des valeurs de la statistique SDD (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) obtenues pour la Matrice des sous bassins en appliquant de modèle GR2M (les lignes pointillées désignent le domaine des valeurs « extrêmes », à 5 et 95 %).

Conclusion

Ainsi, sur l'ensemble de la période prise en compte, les deux tests appliqués au modèle GR2M détectent clairement la non-stationnarité du comportement hydrologique du bassin de l'Ouémé à Bonou.

La tendance observée dans le comportement hydrologique des sous-bassins peut être imputable à l'impact des changements climatiques et/ou à celui de l'évolution du couvert végétal lié aux pratiques culturales. Il convient ainsi de prendre en compte la dynamique des états de surface.

Références bibliographiques

- Andreassian V., 2002. *Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants*. Thèse de doctorat, Université de Paris 6, 276 p.
- Andreassian V., 2004. *Trois énigmes de modélisation hydrologique – The riddles in hydrological modelling*. Mémoire d'Habilitation à Diriger les recherches, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 253 p.
- Mouelhi S., 2003. *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de Doctorat, ENGREF/CEMAGREF, Paris, 312 p.
- Nash J. E., Sutcliffe J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- Perrin C., 2000. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 276 p.
- Vissin E.W., 2007. *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin Béninois du fleuve Niger*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 311 p.

ENNEIGEMENT ET PERSISTANCE DES NEVES DANS LES HAUTES VOSGES

WAHL LAURENT¹, PLANCHON OLIVIER², DAVID PIERRE-MARIE³

¹CERPA – EA 1135, Université Nancy-2 (CLSH, dept. géo, 23 Bd Albert 1^{er}, 54015 Nancy Cedex). E-mail : laurent.wahl@univ-nancy2.fr

²COSTEL LETG, UMR6554 CNRS, FR CAREN, Univ. Rennes-2, Pl. R. H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex. E-mail : olivier.planchon@uhb.fr

³75 rue Paul Martin 88400 Xonrupt, E-mail : pmd88@orange.fr

Résumé : *Le climat froid des Hautes Vosges permet le maintien de neiges résiduelles jusqu'à la fin du printemps et en été. Trente sites à névés ou corniches neigeuses ont été répertoriés et la variabilité interannuelle de leur période de disparition a été analysée. La variabilité des types de circulations observés pendant l'hiver et le printemps explique certains contrastes interannuels, entre des hivers très abondamment enneigés à l'issue desquels des névés ont persisté jusqu'à la fin de l'été et des hivers très doux et peu enneigés, à l'issue desquels les névés et corniches déjà réduits ont disparu rapidement. L'abondance de neige certaines années s'accompagne aussi d'un risque élevé d'avalanches qui a pu être cartographié pour le massif du Hohneck.*

Mots-clés : *Enneigement, névés et corniches, types de circulations, hautes Vosges*

Abstract: *Because of their cold climate, the High Vosges mountains experience the persistence of snow patches into late spring and summer. Thirty sites of formation of firns or snow cornices were identified and the interannual variability of the period of disappearance of these snow patches was analysed. The variability of weather patterns observed in winter and spring explains strong differences between snowy winters followed by a late snow patches melting (until late summer) and mild and snowless winters followed by an early melting of small firns and snow cornices.*

Key-words : *Snow cover, firns and snow cornices, Circulation types, High Vosges mountains*

Introduction

Les variations saisonnières de la couverture de neige, en relation avec la variabilité des types de circulations atmosphériques, est un sujet très étudié, surtout dans le contexte du changement climatique, à de très larges échelles spatiales tel l'ensemble des continents boréaux (Vicente-Serrano *et al.*, 2007). A l'échelle régionale, en Europe, une attention particulière est portée sur les Alpes en raison du retrait des glaciers (ex. Vincent, 2002), du risque élevé d'avalanches (ex. Jomelli *et al.*, 2007) et des enjeux économiques liés aux sports d'hiver (ex. Bürki, 2003). Les montagnes moyennes ne font pas l'objet d'autant d'attention bien qu'elles soient concernées aussi par les deux derniers points. Les massifs hercyniens d'Europe moyenne sont insuffisamment élevés à la fois en latitude et en altitude (Fig. 1a) pour avoir des neiges permanentes dans les conditions climatiques actuelles, mais les hivers y sont suffisamment rudes pour y permettre le maintien d'une couche de neige abondante et durable sur certains massifs. Si des études détaillées ont été menées dans les Monts du Forez (Etlicher *et al.*, 1993) et des Géants (Hejcman *et al.*, 2006), il n'en a pas été de même sur les Vosges, situées à peu près au centre géographique de l'ensemble hercynien d'Europe moyenne (Fig. 1a). Le climat froid et humide des Hautes Vosges, malgré leur altitude peu élevée (1424 m) favorise pourtant la persistance de névés jusqu'en fin de printemps-été sur les versants exposés à l'est, vers 1200-1300 m.

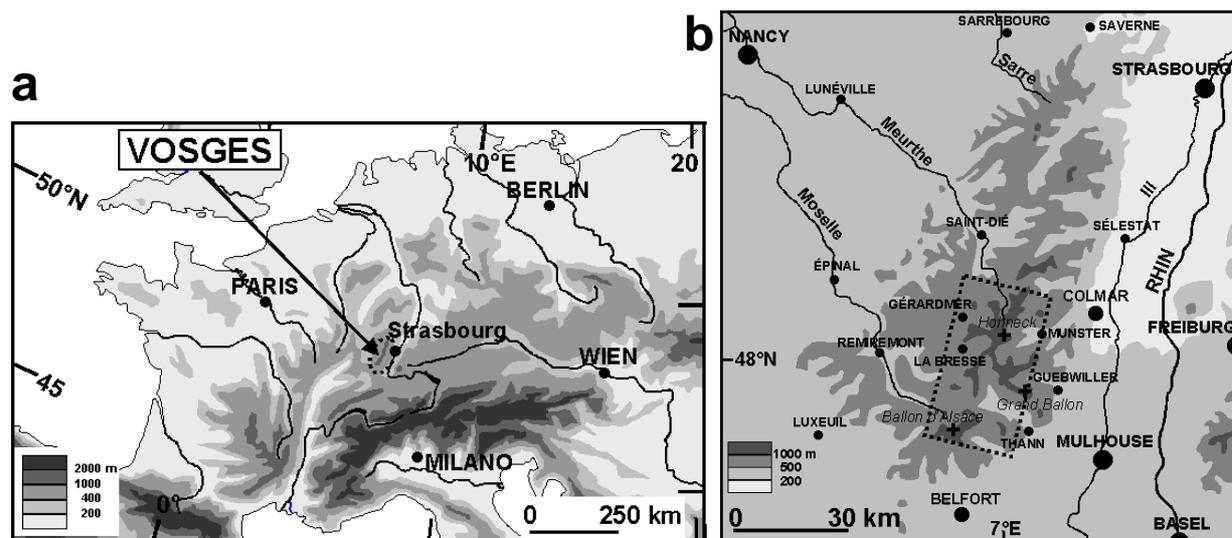


Figure 1. Localisation des Vosges en Europe moyenne (a) et localisation de l'espace étudié (Hautes-Vosges : cadre tiré) dans le massif vosgien (b).

En hiver, la neige est balayée par le vent sur les hautes surfaces sommitales dénudées (hautes-chaumes) et s'accumule sous le vent de la ligne de crête, sur les rebords des cirques glaciaires et sous la forme de corniches ou de névés. L'effondrement des corniches peut provoquer des avalanches de blocs et aggrave l'érosion des versants des cirques. Tous les névés et corniches disparaissent chaque année pendant l'été, mais avec une forte variabilité interannuelle. La date de disparition de ces dernières neiges semble être un bon indicateur de la quantité de neige déposée pendant l'hiver précédent. Les névés et corniches des Hautes Vosges ont donc fait l'objet d'un inventaire détaillé, puis les dates de disparition ont été répertoriées afin de les mettre en relation avec l'épaisseur de neige maximale mesurée sur différents sites de référence des Hautes Vosges (Fig. 1b), et avec les types de circulations atmosphériques observés durant l'hiver et le printemps (classification de *Hess-Brezowsky*). Le lien avec les avalanches a permis d'établir une carte des risques, dans le cadre des travaux du GDR 2663 « RICLIM » (*Risques liés au climat*).

1. Mode de formation, évolution et localisation des névés

Le névé est une accumulation de neige qui subit des transformations par compaction et dégels et regels successifs. La neige est soufflée et s'accumule sur les versants et dépressions à l'abri des vents dominants, puis se tasse et se congèle après un début de fusion. La formation d'un névé nécessite des conditions topographiques particulières, notamment une topographie en creux avec un versant convexo-concave ou à grand rayon de courbure (Fig. 2) et un dénivelé compris entre 100 et 200 mètres entre le haut et le bas du versant. Si la pente du cirque est trop forte, il ne se formera pas de névé mais une corniche. La corniche est une accumulation de neige balayée par le vent surplombant un versant abrité, au niveau d'une brusque rupture de pente (Kobayashi *et al.*, 1988). Selon la physionomie de la ligne de crête on a une alternance de névés et de corniches (Fig. 2a). Les accumulations de neige sous forme de névés tendent à glisser sous l'effet de la gravité. Lors de ce glissement, des fissures peuvent apparaître, analogues à celle des crevasses ou rimayes que l'on retrouve sur les glaciers (Fig. 2b).

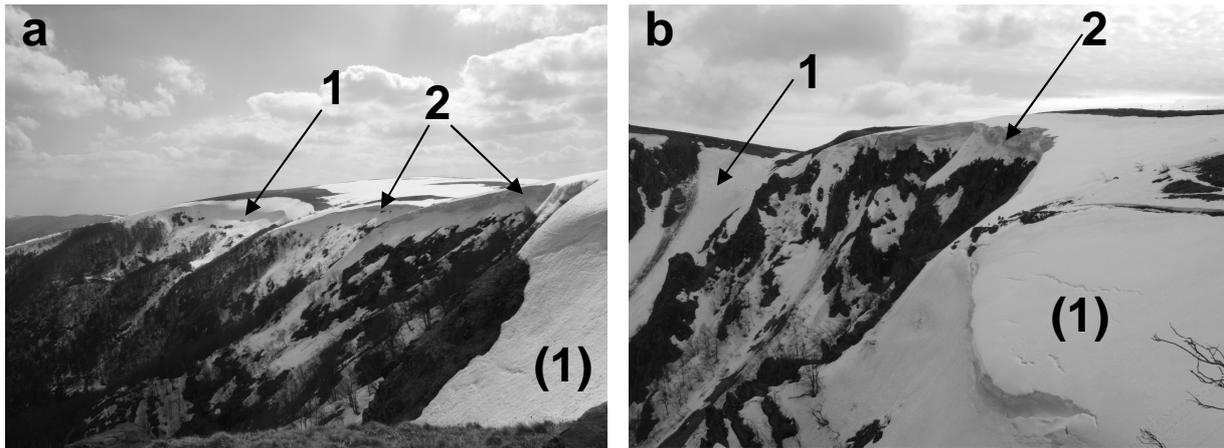


Figure 2. Névés (1) et corniches (2) sur le massif du Hohneck (20 avril 2006) :

- a) sur le versant est de la ligne de crête au niveau du Kastelberg
- b) sur le versant supérieur du cirque du Frankental

Les corniches disparaissent en premier par fonte et éboulement. La masse des névés entraîne une compaction et un tassement du sol qui favorise l'érosion du versant avec des arrachements de la pelouse alpine. La roche mère est alors à nu et subit les alternances gel /dégel. D'après les mesures effectuées par J-P Rothe (1935), la partie du névé qui disparaît en dernier est celle située à environ 30 à 40 mètres en dessous du bord supérieur du cirque là où elle est la mieux protégée du rayonnement solaire direct. Les névés et les corniches se reforment toujours aux mêmes endroits, ce qui permet de les localiser avec exactitude. Trente sites favorables à la persistance de neige tardive ont été identifiés entre le Lac Blanc et le Ballon de Servance (encadré Fig. 1b), incluant 17 « sites à névés » et 13 « sites à corniches ». L'ensemble de ces sites se trouvent à des altitudes supérieures à 1150 mètres et sur des versants orientés vers l'E, l'ENE ou le NE en position d'abri face aux vents dominants de secteur W à SW. La persistance des névés et des corniches est fonction de leur épaisseur. Cette dernière dépend de la quantité de neige tombée au cours de l'hiver ainsi que de la présence d'une zone sommitale plane dénudée assez vaste qui permet aux vents balayant cette surface d'accumuler de plus grosses quantités de neige. La période de disparition des névés est également tributaire de la quantité de pluie tombée au printemps (la pluie favorisant davantage la fusion) et de la température estivale qui accélère la fonte et la disparition des neiges résiduelles. Ainsi la période de forte chaleur de juillet 2006 (+5,5°C par rapport aux normales 1961-1990) a rapidement fait disparaître les névés dont l'épaisseur était pourtant encore remarquable début juin. Le névé du Schwalbennest (massif du Hohneck, versant NE) peut parfois atteindre une épaisseur de 15 mètres et disparaît généralement en dernier. Les dates de sa disparition s'échelonnent entre le 3 juin 2007 et le 15 septembre 1970. Les autres névés persistent généralement jusqu'au début du mois de juin ou de juillet.

2. Le climat des Hautes-Vosges et son influence sur la variabilité de l'enneigement

Les Vosges sont à la fois plus froides et arrosées que les régions environnantes. Les versants ouest et sud-ouest, en particulier, sont exposés aux systèmes perturbés les plus pluvio-gènes d'origine atlantique et reçoivent des précipitations annuelles de plus de 2000 mm. La station de référence pour l'étude des névés du Hohneck (Chalet Universitaire, à 1220 m), a enregistré 1765 mm durant la période 1986-1996. Dans les Hautes-Vosges au régime de type océanique, les précipitations abondantes de fin d'automne et d'hiver favorisent de fréquentes et abondantes chutes de neige en altitude. Le coefficient nivométrique peut être estimé à environ 30 % à 1000 m. Entre 1200 et 1400 m, le nombre de jours avec chutes de neige est

estimé entre 70 et 90 jours et plus de 160 jours avec sol couvert de neige sont estimés vers 1200 m. Les premières chutes de neige se produisent vers la mi-octobre mais la couche de neige devient significative à partir de la deuxième décennie de novembre et atteint une hauteur moyenne de 100 cm fin février (Fig. 3). La couche de neige disparaît rapidement après la mi-avril, laissant subsister les névés et les corniches sur les sites abrités du versant oriental.

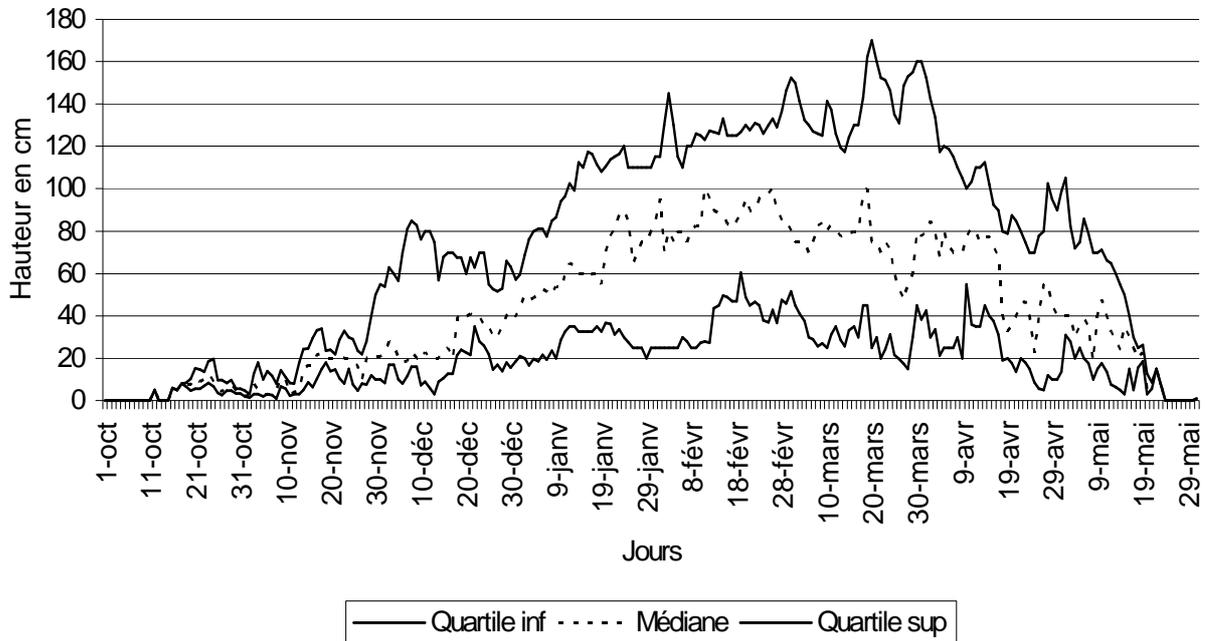


Figure 3. Variabilité de l'enneigement au chalet universitaire (période 1976-1997)

La variabilité et la succession des types de circulations durant la saison froide influencent la hauteur de neige ainsi que le développement et la persistance ou non des névés et des corniches. Une fréquence élevée de circulations de sud-ouest (perturbées ou anticycloniques) apportant de l'air subtropical, empêche le développement d'une couche de neige épaisse, stable et de longue durée (ex. hiver 1989-1990 ou 2006-2007). Ces types de circulations peuvent entraîner une fonte complète de la neige même en plein hiver, ce qui gêne le processus de formation des névés et corniches. Au contraire, une fréquence élevée de circulations perturbées de nord-ouest ou de nord (ou éventuellement avec des séquences de circulations perturbées de nord-est ou est : « retours d'est »), en alternance avec des périodes froides anticycloniques, permet le maintien d'une couche de neige durable (ex. hiver 2005-2006). Les types de temps anticycloniques hivernaux permettent le maintien d'une couverture neigeuse durable si une première couche de neige pré-existe depuis le début de l'hiver. La date de disparition des derniers névés semble être un bon indicateur de l'épaisseur de neige maximale de l'hiver précédent. En effet, des épaisseurs importantes suivies d'une disparition tardive des neiges résiduelles a été observée par exemple en 1970, 1978 et 1988, tandis que des hivers à faible épaisseur de neige ont été suivis d'une fonte plus précoce des derniers névés (2003, 2005, 2007). Au printemps, les circulations de nord, perturbées ou anticycloniques, retardent la fonte de la neige et engendrent parfois de nouvelles chutes (ex. le 31 mars 2006). Les circulations dominantes de nord-ouest et de nord observées durant l'hiver et le printemps 1969-1970 expliquent à la fois l'épaisseur de neige remarquable dans les Vosges (2 à 3 m) et la Forêt-Noire (350 cm au Feldberg) et la date la plus tardive de disparition du dernier névé (15 septembre). En revanche, les situations à pluies de printemps et à température élevée en été (ex. juillet 2006) accélèrent la disparition des névés.

3. Le risque d'avalanches dans les Hautes-Vosges

Le risque d'avalanches est peu étudié en moyenne montagne. Des études ont été faites dans

les Monts du Forez (Etlicher, 1993) et des Géants (Spusta *et al.*, 2006), mais pas dans les Vosges où pourtant ce risque existe aussi. Lorsque l'enneigement est très abondant, il se produit fréquemment des avalanches de poudreuse, de plaque ou de fond. L'effondrement de certaines corniches (Fig. 4a) peut aussi générer des avalanches détruisant la végétation située en contrebas.

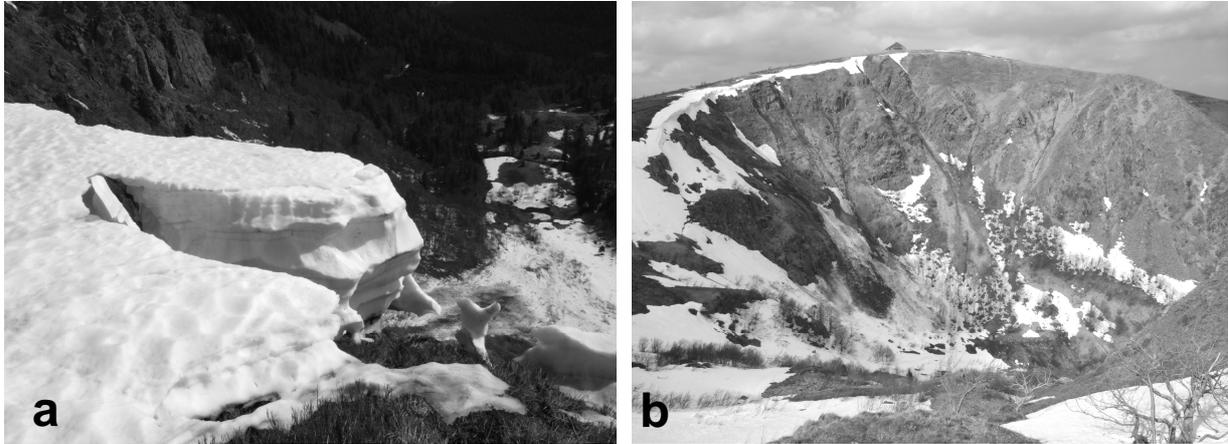


Figure 4. Corniches et avalanches sur le massif du Hohneck :
 a) Eboulement d'une corniche au-dessus du cirque du Frankental (20 avril 2006)
 b) Résidus d'avalanches sur le versant sud du Hohneck (20 avril 2006)

En fonction du type de végétation, on peut localiser l'emplacement des couloirs d'avalanche les plus actifs. Associée à la localisation des principaux névés et corniches, une cartographie du risque avalancheux a été réalisée pour le massif du Hohneck, particulièrement exposé notamment au niveau des cirques du Frankental, du Wormspel et du Leibelthal. En présence de névés le risque est moins élevé en raison de l'existence de pentes un peu moins escarpées. Les chroniques anciennes montrent parfois que ces avalanches peuvent entraîner des dégâts matériels et humains. Dans le massif du Hohneck, la marcairerie du Frankental a été détruite à deux reprises, en 1884 et 1910 par une avalanche issue de l'un des couloirs Nord du Hohneck. En 1982, un jeune skieur avait été tué par une avalanche de plaque au niveau de la Combe de Schallern. En mars 2006, une avalanche de poudreuse a détruit une partie de la végétation arborée qui se trouvait sur les flancs du cirque de Frankental. Les résidus neigeux issus de ces avalanches sont visibles sur la photographie Fig. 4b. Ces avalanches se produisent essentiellement au printemps à la suite d'hivers particulièrement enneigés comme en 1910, 1952, 1970, 1988 et 2006. Les zones les plus exposées aux avalanches dans le massif du Hohneck sont les suivantes :

- Les parois du cirque de Frankental. Le couloir d'avalanche du « grand Y » est l'un des couloirs les plus actifs du massif vosgien : il se produit presque chaque année des avalanches de poudreuse ou de fond. En mars 2006, une avalanche de poudreuse, suivie peu après d'un éboulement de corniche, a détruit environ 1 à 2 hectares de forêt.
- Le cirque du Wormspel. Des avalanches de fond ou de blocs s'y produisent régulièrement. L'ancienne ferme du Wormspel a été détruite à plusieurs reprises. Elle n'a plus été reconstruite après la première guerre mondiale.
- Le cirque de Leibelthal. En 1952, plusieurs avalanches de poudreuse se sont produites. Le 11 février une avalanche a dévasté 10 hectares de la forêt du vallon du Leibelthal.

Les autres secteurs du massif vosgien sont généralement moins exposés à ce risque en raison de pentes moins escarpées et d'une couverture végétale arborée plus dense. Toutefois, il convient de relever comme zone à risque, les parois du cirque du lac Blanc, du lac du Forlet, du Tanet, du Drumont et du versant oriental du Ballon d'Alsace.

Conclusion

Le climat froid des Hautes Vosges permet le maintien de névés et de corniches neigeuses, se reformant toujours aux mêmes endroits, jusqu'à la fin du printemps et en été. Trente sites ont ainsi été répertoriés. La variabilité des types de circulations observés depuis 1970 pendant l'hiver et le printemps explique certains contrastes interannuels, entre des hivers très abondamment enneigés et à l'issue desquels des névés ont persisté jusqu'à la fin de l'été et des hivers très doux et peu enneigés, à l'issue desquels les névés et corniches déjà réduits ont disparu rapidement. L'abondance de neige certaines années expose certains sites étudiés (les cirques à fortes pentes) au risque d'avalanche. Des comparaisons avec d'autres massifs sont envisagées sur ce sujet.

Références bibliographiques

- Bürki, R., Elsasser, H., Abegg, B., 2003. Climate change and winter sports: environmental and economic threats. *Proceedings 5th World Conference on Sport and Environment (IOC/UNEP)*, Turin (2-3 December 2003), 8 p.
- Etlicher, B., Bessenay, C., Couhert, J.P., Faury, O., Francez, A.J., Sourp, E., Suchel, J.B., Thébaud, G., 1993. *Les Hautes-Chaumes du Forez : Diagnostic écologique pour la gestion d'un espace sensible*. Publications de l'Université de Saint-Etienne.
- Hejzman, M., Dvorak, I.J., Kociánová, M., Pavlu, V., Nezerkova, P., Vitek, O., Rauch, O., Jeník, J., 2006. Snow depth and vegetation pattern in a late-melting snowbed analyzed by GPS and GIS in the Giant Mountains, Czech Republic. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **38** (1), 90-98.
- Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hétu, B., Filion, L., Pech, P., 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Region Science and Technology*, **47** (1-2), 180-192.
- Kobayashi, D., Ishikawa, N., Nishio, F., 1988. Formation process and direction distribution of snow cornices. *Cold Regions Sci. and Tech.*, **15** (2), 131-136.
- Rothe, J.P., 1935. L'enneigement des Vosges en 1934 et 1935. *Annuaire de l'Institut Physique du Globe, Strasbourg*, 1^{ère} partie météorologie, 88-89.
- Spusta, V. Sen., Spusta, V. Jun., Kociánová, M., 2006. Lavinový kadastr české části Krkonoš v zimním období 2003/04 až 2005/06. *Opera Corcontica*, **43**, 81-93.
- Suchel, J.B., 1992. La dynamique des congères sur les hautes chaumes des monts du Forez. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **5**, 383-390.
- Vicente-Serrano, S.M., Grippa, M., Le Toan, T., Mognard, N., 2007. Role of the atmospheric circulation with respect to the interannual variability in the date of snow cover disappearance over northern latitudes between 1988 and 2003. *Journal of Geophysical Research*, **112** (D8), D08108.
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research*, **107** (D19), 4375, ACL4 1-12.

RECHERCHE SUR LE DEMARRAGE DE LA SAISON PLUVIEUSE DANS LE DEPARTEMENT DU BORGOU AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

YABI Ibouaïma, BOKO Michel

*Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes (LECREDE), Département de Géographie de l'Université d'Abomey-Calavi (Bénin)
BP: 526 Abomey-Calavi, yafid2@yahoo.fr*

Résumé : *Le démarrage de plus en plus tardif constitue une des manifestations de la dynamique pluviométrique actuelle au Bénin (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1998 ; etc.). Il importe donc d'analyser finement les irrégularités qui affectent le début de la saison pluvieuse et leur implication sur le calendrier agricole habituel des paysans du Département du Borgou. La présente recherche s'appuie essentiellement sur l'utilisation des outils statistiques tels que la fréquence, l'Analyse en Composantes Principales (ACP), les tests de Mann Kendall et Student. Les résultats obtenus attestent une tendance à la baisse des cumuls pluviométriques au début de la saison pluvieuse notamment au cours de la série trentenaire 1971-2000. La fréquence de faux départs pluviométriques a été l'une des caractéristiques du secteur d'étude au cours des trois dernières décennies. Le réajustement du calendrier agricole qui s'adapte à la nouvelle donne pluviométrique a été préconisé comme mesure d'adaptation.*

Mots-clés : *Département du Borgou ; démarrage de la saison pluvieuse ; tendance à la baisse ; fréquence de faux départs pluviométriques.*

Abstract: *Increasingly late starting constitutes one of the manifestations of current pluviometric dynamics to Bénin (Boko, 1988; Afouda, 1990; Houndénou, 1998; etc.). It is important to analyse the irregularities which affect*

Benin during the rainy season and their implication on the usual agricultural calendar of the farmers of the Department of Borgou. The present research is based on the use of the statistical tools such as the frequency, the Principal Components Analysis (PCA), the test of Mann Kendall and Student. The results showed a decreasing trend in rainfall during the early rainy season for the 1971-2000 period. The frequency of rainy false starts was a characteristic of the study area during the three last decades of the XXth century. A readjustment of the agricultural calendar adapted to the new pluviometric features was proposed.

Key words: *Borgou (Bénin) ; starting of the rainy season ; downward trend ; frequency of pluviometric false starts.*

1. Justification

L'agriculture en Afrique de l'Ouest, vitale pour la population locale, est extrêmement dépendante de la saison des pluies estivales et nécessite une bonne compréhension du cycle saisonnier de la pluviométrie (Sultan *et al.*, 2004).

Au Bénin, l'agriculture essentiellement pluviale, occupe 70 % de la population active, compte pour plus de 39 % de son produit intérieur brut (PIB), représente plus de 90 % des recettes d'exportation et 15 % des recettes de l'Etat (MAEP, 1999). Dans un tel contexte, toute perturbation pluviométrique menace la sécurité alimentaire et entraîne des troubles socio-économiques voire politiques dans les sociétés (Boko, 1988).

Or, l'Afrique de l'ouest est sujette depuis plus de trois décennies à une perturbation climatique sans précédent. En effet, la plupart des recherches climatologiques ont montré que les totaux pluviométriques annuels des décennies 1970 et 1980 sont caractérisés par des baisses sensibles (Sircoulon *et al.*, 1986 ; Le Borgne, 1990 ; Nicolson, 1990 ; Jannicot *et al.*, 1993 ; Paturol *et al.*, 1995 ; Brou *et al.*, 1999).

Au Bénin, la tendance climatique est similaire à celle de l'Afrique de l'ouest. Le pays connaît depuis la fin des années 1960, une forte variabilité pluviométrique qui se manifeste, en particulier, par une modification du régime des précipitations et par une diminution des hauteurs annuelles (Bokonon-Ganta, 1987 ; Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1992 ; 1999).

Plusieurs travaux ont été déjà consacrés à l'analyse de la dynamique pluviométrique au Bénin à l'échelle annuelle et saisonnière mais par contre, les perturbations qui affectent le démarrage de la saison pluvieuse sont peu abordées. Or, le début de la saison pluvieuse constitue un moment important pour les populations du Département du Borgou dont l'agriculture pluviale constitue la principale activité.

2. Démarche méthodologique

2.1. Données utilisées et reconstitution des valeurs manquantes

Les données utilisées sont relatives aux hauteurs pluviométriques dans six (6) stations situées dans le secteur de l'étude (fig. 1).

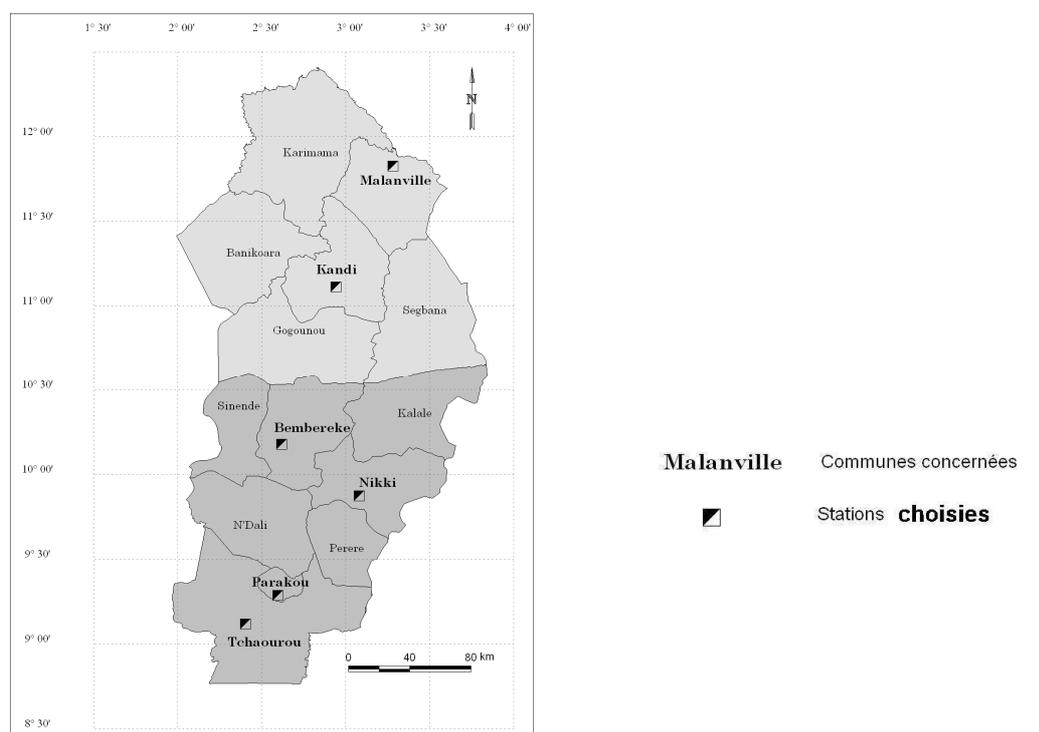


Figure 1. Localisations des stations étudiées.

Elles ont été extraites du fichier de l'Agence pour la Sécurité et la Navigation Aérienne (ASECNA). Ces données concernent cinq (4) décades (troisième décade du mois de mars jusqu'à la troisième décade d'avril). Cette période est considérée comme le début de la saison pluvieuse car le cumul pluviométrique est supposé atteindre 6,5 % (Boko, 1988) du total pluviométrique annuel. La période considérée s'étend de 1941 à 2000.

Des stations retenues, seules Parakou et Kandi qui sont synoptiques et sont exemptes de lacunes. Par contre, les autres présentent quelques données manquantes qu'il a fallu combler. La méthode de reconstitution utilisée est celle de la régression multiple de type linéaire (Vissin, 2001). Dans une série statistique de 4 caractères, soit y la variable dépendante pour laquelle une des valeurs y de l'année i (yi) représente les totaux décadaires.

X1, X2 et X3 désignent les variables explicatives des séries pluviométriques non lacunaires, appelées régresseurs. X1i, X2i et X3i représentent respectivement les totaux mensuels ou annuels des stations 1, 2, 3 de l'année i.

L'équation de régression est : $Y_i = a_1X_{1i} + a_2X_{2i} + a_3X_{3i} + c$ avec : c = constante.

Le calcul de la régression pour la série étudiée a permis de combler environ 4,1% des données manquantes.

2.2. Méthodes

La moyenne mobile, des tests de Mann Kendall et de Pettitt en plus des Analyses en Composantes Principales (ACP), ont été utilisés pour rechercher la tendance et les ruptures dans les séries pluviométriques.

La technique des moyennes mobiles consiste à lisser les irrégularités en associant aux valeurs y_{ti} d'une chronique de nouvelles valeurs z_{ti} qui sont les moyennes arithmétiques d'une valeur originale y_{ti} et des valeurs qui l'encadrent (Vissin, 2007). Dans la présente recherche la moyenne mobile lissée sur cinq (5) ans est choisie. Elle a permis de caractériser la variabilité du début de la saison pluviométrique par station.

Quant au test de Mann Kendall obéit au principe suivant (Vandiepenbeeck, 1995 ; Mahoungou, 2003). Si l'on considère chaque élément X_i de la série, pour $i = 1, 2, \dots, n$. On calcule la statistique de tendance t du test donnée par la relation :

$$t = \sum_{i=1}^n n_i$$

Et sa loi de répartition, sous hypothèse nulle, est pratiquement une distribution normale dont la moyenne et la variance sont données par des expressions suivantes :

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4} \quad \text{et} \quad t = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$$

La statistique réduite du test est donnée par :

$$u(t) = \frac{[t - E(t)]}{\sqrt{\text{var } t}}$$

La probabilité α_1 est directement déterminée à l'aide du logiciel XLSAT 5.0 suivant loi normale réduite telle que :

$$\alpha_1 = P(|u| \geq |u(t)|)$$

L'hypothèse nulle est acceptée ou rejetée au niveau de α_0 selon que l'on a $\alpha_1 > \alpha_0$ ou $\alpha_1 < \alpha_0$. Lorsque les valeurs de $u(t)$ sont significatives, on conclut à une tendance croissante ou décroissante de selon que $u(t) > 0$ ou $u(t) < 0$.

En plus, la fréquence des faux départs pluviométriques (FDP) est faite par série trentenaire. Un faux départ pluviométrique étant enregistré lorsqu'au cours de la période de démarrage pluviométrique et après une pluie, ils s'écoulent deux décades (20 jours) sans manifestation pluvieuse. Tout semis dans ce faux départ étant condamné au flétrissement (Balme et al., 2005).

Aussi, l'Analyse en Composantes Principales (ACP) a été utilisée pour compléter les analyses.

3. Résultats

3.1. Démarrage de la saison pluvieuse dans le Département du Borgou

Le cumul pluviométrique moyen des quatre (4) décades durant la période 1941-2000 est présenté par la figure 2.

L'analyse de la figure 2 montre que la hauteur pluviométrique moyenne du début de la saison pluvieuse diminue globalement du sud vers le nord mais elle est toujours supérieure à 120 mm à l'exception de Malanville. Cette hauteur est suffisante pour humidifier le sol et faire pousser les semences. Autrement dit, en situation moyenne (ou normale), les paysans peuvent semer sans risque de sécheresse les différentes semences durant les quatre décades. Mais d'une année à une autre, le début de la saison pluvieuse connaît une variabilité parfois marquée qui perturbe le calendrier agricole habituel des paysans.

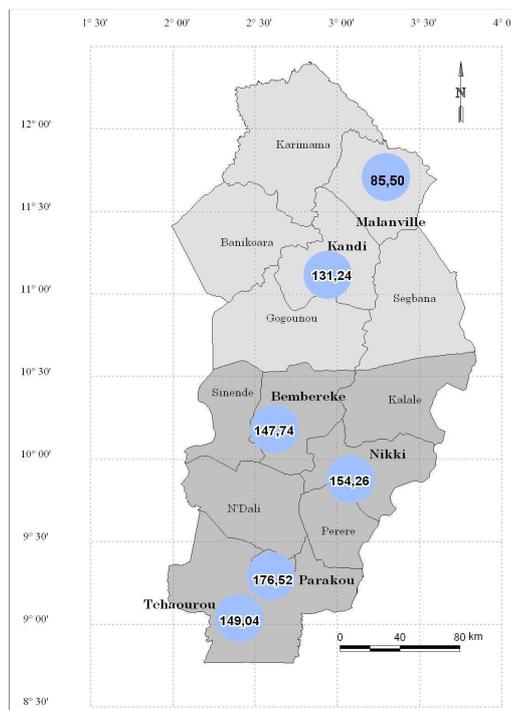


Figure 2. Hauteur pluviométrique moyenne du début de saison pluvieuse (1941-2000).

3.2. Variabilité pluviométrique du début de saison

L'utilisation de la moyenne mobile lissée sur cinq (5) ans (fig. 3), a permis d'analyser la variabilité de la hauteur pluviométrique des quatre (4) décades.

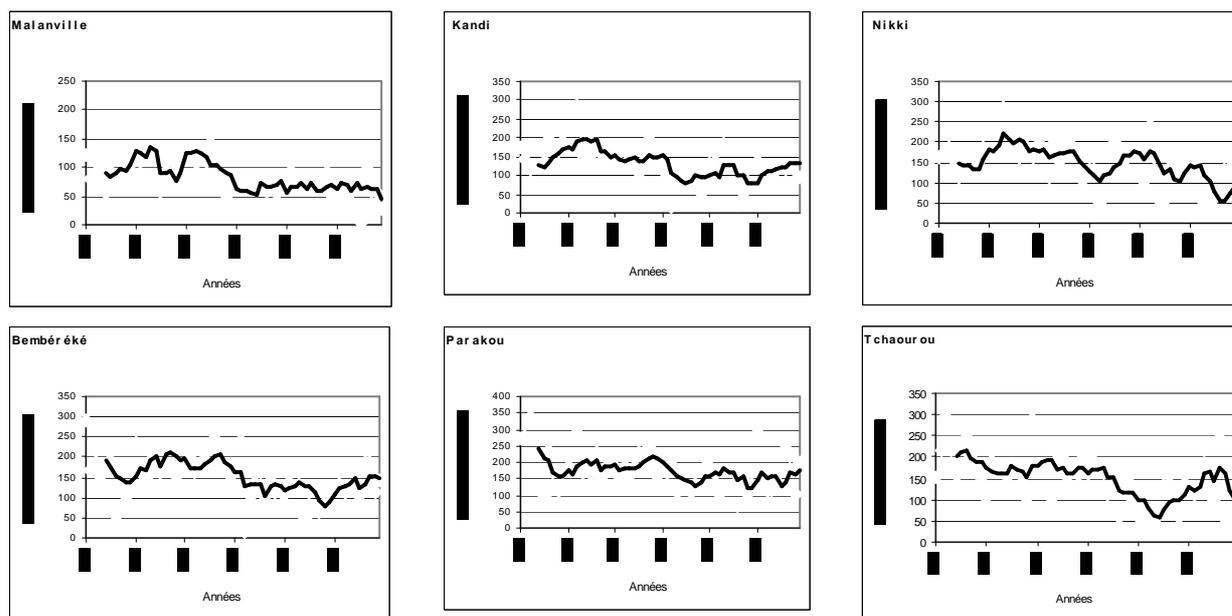


Figure 3. Moyenne mobile lissée de la hauteur pluviométrique des quatre (4) décades.

L'analyse de la figure 3 montre que le cumul pluviométrique des quatre (4) décades est sujet à une variabilité marquée par une décroissance pluviométrique notamment au cours des décennies 1970, 1980 et 1990. L'analyse en Composantes Principales (fig. 4) donne un résultat identique.

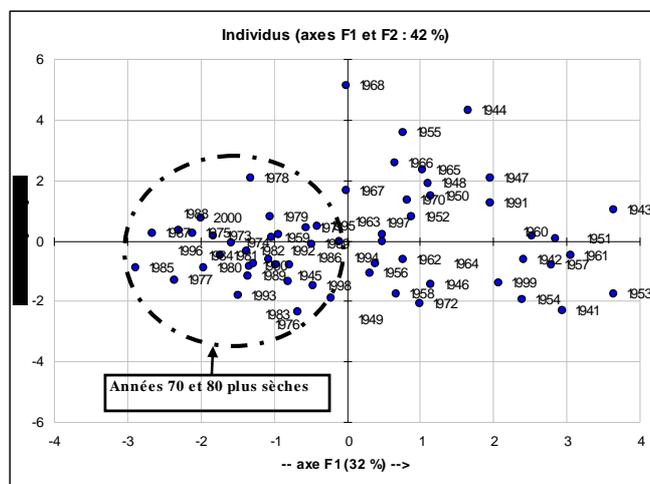


Figure 4. Mise en évidence des années sèches par les ACP.

La figure 4 indique que la plupart des années 70 et 80 sont sèches. Ainsi, les dernières décennies ont été moins arrosées en début de saison pluvieuse dans le secteur de l'étude. Cette décroissance s'est traduite par une diminution des cumuls pluviométriques entre les séries 1941-1970 et 1971-2000 (-12,1 % ; -15,4 % ; -12,4 % ; -15,6 % ; -12,4 % ; -19,0 % respectivement à Malanville, Kandi, Bembéréké, Nikki, Parakou et Tchaourou).

En outre, les trois dernières décennies ont été caractérisée par une augmentation de la fréquence des faux départs pluviométriques dans la région d'étude, ce qui traduit par la forte irrégularité qui a caractérisé le démarrage de la saison pluvieuse dans le secteur d'étude ces trois dernières décennies. Ainsi, les stations de Malanville, Kandi, Bembéréké, Nikki, Parakou et Tchaourou ont enregistré respectivement 12, 10, 11, 11, 7 et 12 faux départs pluviométriques entre 1971-2000 contre seulement 5, 5, 4, 5, 5, 4 et 5 entre 1941-1970.

Le test de Mann-Kendall effectué pour vérifier la tendance pluviométrique en début de saison pluvieuse a donné les résultats consignés dans le tableau 1.

Stations	U(t)	α_1	α_0	Observation
Malanville	-0,339	0,0000	0,05	Tendance significative à la baisse
Kandi	-0,342	0,0000	0,05	Tendance significative à la baisse
Nikki	-0,283	0,0006	0,05	Tendance significative à la baisse
Bembéréké	-0,252	0,0020	0,05	Tendance significative à la baisse
Parakou	-0,206	0,0600	0,05	Tendance à la baisse mais pas significative
Tchaourou	-0,368	0,0000	0,05	Tendance significative à la baisse

Tableau 1. Résultats du test de Kendall (1941-2000).

L'analyse du tableau I montre que u(t) est partout négatif, ce qui indique une tendance à la baisse du cumul pluviométrique du début de la saison pluvieuse. Au seuil de signification de 5 %, les données du tableau I montre que tendance à la baisse observée est significative sauf à Parakou.

Au regard de tout ce qui précède, que le début de la saison pluvieuse est marquée par une irrégularité dans le Département du Borgou. Cette situation a des conséquences certaines sur les activités agricoles des paysans étant donné que le calendrier agricole traditionnel (notamment les premiers semis) est calqué sur le démarrage de la saison pluvieuse (Boko,

1988 ; Afouda, 1990). Il importe donc d'aider les paysans à définir un calendrier agricole plus souple et qui tient compte du nouveau contexte climatique caractérisé par une irrégularité du début de la saison pluvieuse.

Conclusion

La présente recherche consacrée au démarrage de la saison pluvieuse dans le Département du Borgou a permis de constater que les pluies deviennent de plus en plus irrégulières au début de la saison pluvieuse notamment depuis les années 1970. Ainsi, une décroissance des cumuls pluviométriques, une fréquence plus accrue de faux départs pluviométriques notamment au cours des décennies 70 et 80 ont été les principales caractéristiques pluviométriques du secteur d'étude au début de la saison pluvieuse.

Mais jusqu'où ira cette tendance ? Est-elle précurseur d'un changement de tout le système climatique du secteur d'étude ? Les prochaines investigations qui prendront en considération les autres paramètres climatiques (température, humidité relative, évapotranspiration potentielle), édifieront davantage.

Références bibliographiques

Afouda F. 1990. *L'eau et les cultures dans Bénin central et septentrional : Etude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de doctorat nouveau régime. Paris IV-Sorbonne. 428 p.

Balme M., Galle S. et Lebel T., 2005. Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. In *Sécheresse*, **16 (1)**, pp 15-22.

Boko M., 1988. *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d'Etat ès lettres, Dijon 607 p.

Brou Y. T., Akindès F. et Bigot S., 2005. La variabilité climatique en Côte d'Ivoire : entre perceptions sociales et réponses agricoles. In *Cahiers d'études et de recherches francophones / Agricultures*. **Vol. 4, N°6**, pp 533-540.

Brou Y.T, Servat E. et Paturel J.E., 1999. Contribution à l'Analyse des inter-relations entre activités humaines et variabilité climatique : cas du sud-forestier ivoirien. In *CR Acad Sci (Paris)* ; **327 (sér II a)** : 833-8.

Fontaine B, Janicot S., 1993. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. In *La Météorologie*, **n° 8**, pp 28-53.

Houndénou C. 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide, diagnostic et modélisation*. Thèse de doctorat Unique, UMR 50 80 du CNRS, climatologie de l'espace tropicale, 341 p.

Houndénou C. et Hernandez K., 1998. Modification de la saison pluvieuse dans l'Atakora (1961-1990). Un exemple de sécheresse au nord-ouest du Bénin (Afrique occidentale). In *Sécheresse* ; **9** : pp 23-34.

Ministère de l'Agriculture de l'Elevage et de la Pêche (MAEP) 1999. *Déclaration de politique de l'Etat. Cotonou, République du Bénin*.

Sultan B. et Janicot S., 2004. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. La mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convectionerge. In *Sécheresse* **15 (4)**, pp 1-10.

IMPACTS DES ÉVÉNEMENTS CLIMATIQUES EXTRÊMES: LES CRUES ÉCLAIRS. LE CAS DE LA RIVIÈRE TECUCEL (ROUMANIE)

ZAHARIA Liliana ⁽¹⁾, IOANA-TOROIMAC Gabriela ⁽²⁾, CRACIUN Eugen ⁽³⁾, GOGU Silviu ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard Nicolae Bălcescu, sect. 1, 010041, Bucarest, Roumanie, Tél: +40-(0)21-314 35-08/155, zaharia@yahoo.com.

⁽²⁾ USTL, Cité Scientifique, Bât. de Géographie, 59655, Villeneuve d'Ascq Cedex, France, Tél: +33-(0)3 20 33 60 68, g.ioana-toroimac@ed.univ-lille1.fr.

⁽³⁾ Administration Nationale « Apele Române » («Eaux Roumaines») - Agence Prut, 10, str. Vascauteanu, 6600, Iasi, Roumanie, Tél: +40-(0) 23 221 81 92, eugen.craciun@dap.rowater.ro.

⁽⁴⁾ Forces Aériennes Roumaines - Commandement Opérationnel Aérien Principal, 16 – 20 str. Belizarie, Bl. 10/1, Sc. 3, Et. 4, sect. 1, Bucarest, Roumanie, Tél: +40-(0)21 204 10 47, sg_met@yahoo.com.

Résumé : Parmi les événements climatiques extrêmes, les fortes précipitations, au caractère local, sont à l'origine des phénomènes violents et destructeurs- les crues rapides ou crues éclairs - qui génèrent des dégâts humains et matériaux très importants. Cet article porte sur le cas de la crue éclair produite sur la rivière Tecucel (24 km de longueur et 112 km² superficie du bassin versant), le 5-6 septembre 2007, et qui a affecté gravement la ville de Tecuci. L'intérêt de ce cas réside dans l'ampleur du phénomène hydrométéorologique et de ses dégâts, dans une région de la Roumanie où le climat est caractérisé par une certaine aridité et ce type de phénomène n'est pas habituel.

Mots-clés : précipitations, crue éclair, dégâts, Tecucel.

Abstract: Among the extreme climatic events, the heavy rainfalls, with a local character, are at the origin of the violent and destructive phenomenon, with important human and material damages: the flash-floods. This article concerns the case of the flash-flood produced on the river Tecucel (24 km in length and 112 km² surface of the catchment), on September 5-6th 2007, and which affected seriously the city of Tecuci. The interest of this case lies of the scale of the hydrometeorological phenomenon and its damages, in a region of Romania where the climate is characterized by certain aridity and the fast floods are not usual.

Key words: rainfall, flash-flood, damages, Tecucel.

Introduction

Ces dernières années, plusieurs événements météo-hydrologiques extrêmes, de fréquence rare, ont touché la Roumanie en provoquant des dégâts matériels et humains importants pour ce pays. Ainsi, en 2005, de nombreuses perturbations pluviogènes et leurs phénomènes associés (fortes pluies, orages, foudre, crues, inondations) ont affecté à plusieurs reprises la quasi totalité de la Roumanie, engendrant des dommages estimés parmi les plus graves du dernier demi-siècle (Zaharia *et al.*, 2006). Par contre, en 2007, environ 2/3 de son territoire, ont subi une sécheresse sévère (considérée comme la plus importante des six dernières décennies), qui a affecté fortement l'alimentation en eau de la population et l'agriculture.

Les fortes précipitations de courte durée, au caractère local, ont eu une fréquence relativement importante. Ces événements pluvieux ont engendré, dans des conditions géographiques favorables, des phénomènes violents et destructifs, très dommageables: les crues rapides ou crues éclairs. Celles-ci correspondent généralement à la réponse hydrologique des bassins versants de taille généralement petite à moyenne (quelques dizaines à quelques centaines de km²), à forte pente moyenne, et avec un coefficient d'imperméabilité élevé, recevant des précipitations importantes (plus de 40 mm/h) dans une période courte (2 à 6 heures) (Stănescu et Drobot, 2002). Dans ce cas, le temps de concentration des eaux est très court (de l'ordre de quelques heures à un jour) et la vitesse d'écoulement et de montée des eaux très rapide, d'où l'évolution foudroyante de la crue. Les dommages imputables aux crues rapides sont liés principalement aux inondations torrentielles ou par débordement des rivières, mais aussi à la vitesse de l'eau écoulée et aux matériaux charriés (Ledoux, 2006).

Cet article porte sur l'événement pluvieux responsable de la crue éclair de la rivière Tecucel, le 5-6 septembre 2007, qui a affecté gravement la ville de Tecuci. L'intérêt de ce cas réside dans l'ampleur du phénomène météorologique et de son impact hydrologique, dans une région relativement aride (par rapport à d'autres régions de la Roumanie), où des phénomènes météo-hydrologiques d'une telle intensité sont assez rares, d'où les dégâts importants engendrés.

1. Particularités géographiques du bassin versant de Tecucel

Le Tecucel est un petit affluent (24 km de longueur) de la rivière Bârlad (le plus important sur la rive gauche de la rivière Siret). Situé dans la partie est du pays, son bassin versant (112 km²) s'étale à l'extrémité méridionale du plateau de la Moldavie (fig. 1). Il a une forme fortement allongée du nord au sud : sa longueur est de 30 km environ, et sa largeur maximale, de 6 km. Le relief faiblement vallonné est développé sur des dépôts sédimentaires sarmatiennes et pliocènes. Les altitudes vont de 31 m à 307 m ; l'altitude moyenne du bassin versant est de 179 m.

Par sa position géographique, le bassin versant de Tecucel correspond à une région climatique caractérisée par des influences continentales semi-arides. Celles-ci se manifestent, en hiver, par de fréquentes advections d'air froid d'origine polaire et arctique, engendrant de températures très basses, (jusqu'à -30°C), et des précipitations neigeuses relativement abondantes, ainsi que des vents forts; en été, des advections d'air très chaud, continental, d'origine tropicale, du sud-ouest et sud-est, sont à l'origine de températures élevées (fréquemment supérieures à 30°C) (*Geografia României*, 1983). Les précipitations annuelles y sont réduites (moins de 500 mm/an), avec une faible variation interannuelle (le coefficient de variation est de 0,2); les plus importantes quantités de pluies tombent en juin-juillet (64-66 mm par mois) et les plus faibles de janvier à mars (moins de 25 mm par mois) (fig. 1 A). Quant aux précipitations maximales en 24 heures, les plus importantes ont été mesurées en juin 1906 : 99 mm. Des périodes de sécheresse peuvent affecter la saison chaude. La température moyenne annuelle y est de 9-10°C, avec le maximum en juillet (21°C environ) et le minimum en janvier (-3°C environ). A Tecuci, la température maximale absolue a atteint 39,1°C (en juillet 2000 et 2007), et la minimale absolue -39,3°C (en janvier 1942)³².

Suite aux conditions climatiques de la région et aux particularités géographiques du bassin versant, le débit module de la rivière Tecucel est très réduit (0,146 m³/s), avec un coefficient de variation interannuelle assez important (0,71)³³. Malgré la taille petite du bassin versant, le régime des débits liquides moyens mensuels de cette rivière n'est pas simple, mais il présente 3 maximums (en mai, juillet et mars) et un minimum principal en novembre-décembre. Les débits maximums annuels sont assez variables: le coefficient de variation est de 1,3. La variabilité mensuelle pluriannuelle des débits maximums est très irrégulière, avec les valeurs les plus élevées en juillet, mars et mai (plus de 95 m³/s), tandis que les plus faibles sont en novembre et décembre (moins de 5 m³/s) (fig. 1 B). Les débits maximums se produisent le plus fréquemment en juillet (10 cas sur 39), suivi par mars, mai et juin (6 cas sur 39 pour chacun des trois mois). Les débits d'étiage sont très faibles, jusqu'à la sécheresse totale. Ce phénomène a affecté la rivière de Tecucel 7 fois dans la période analysée pour des durées plus ou moins longues (la plus longue durée de sécheresse a été de 4 mois: du mai en août 1968).

³² Les températures et les précipitations moyennes annuelles et mensuelles correspondent à la période 1961-2000; les températures extrêmes absolues et les précipitations maximales en 24 heures correspondent à la période 1900-2007 (conformément aux données de la station météorologiques de Tecuci.).

³³ L'analyse des débits porte sur la période 1968-2006, conformément aux données de la station hydrologique de Tecuci.

Le bassin versant de Tecucel a un coefficient de boisement de 15% (*Atlasul Cadastrului apelor din România*, 1992). Les surfaces boisées occupent la partie supérieure du bassin. La végétation naturelle de sylvesteppe a été remplacée par de cultures agricoles, dont celles de maïs, de tournesol et les vignobles sont les plus importantes.

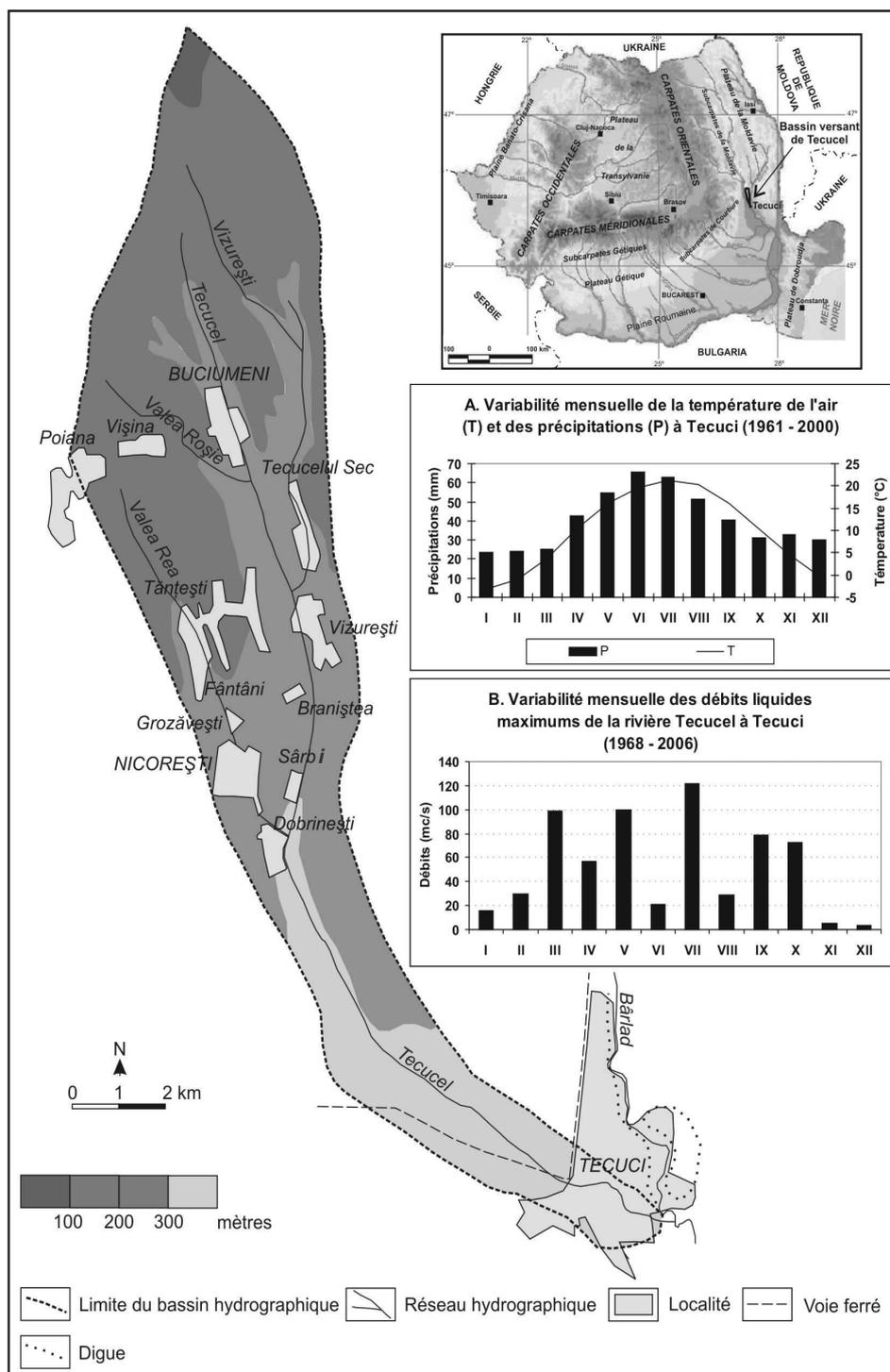


Figure 1. Le bassin versant de Tecucel: carte du bassin-versant, localisation en Roumanie (coin droit) et graphiques de la variabilité mensuelle des température de l'air, des précipitations (A) et des débits liquides maximums (B).

Dans les limites du bassin versant de Tecucel il y a 12 villages dont la population totale n'excède pas 20 000 habitants. Le secteur aval de la rivière traverse la ville de Tecuci (environ

50 000 habitants), dont l'emplacement dans la plaine inondable de la rivière Bârlad et à l'embouchure de Tecucel la rend assez vulnérable au risque inondation. Si des digues de protection contre les inondations par le débordement de Bârlad ont été prévues (fig. 1), la petite rivière de Tecucel, avec un faible écoulement, n'a pas été prise en considération pour des aménagements.

2. L'événement pluvieux de 5-6 septembre 2006 et son contexte météorologique

Un événement pluvieux exceptionnel pour la région du bassin versant de Tecucel s'est produit le 5-6 septembre 2007, quand la moitié supérieure du bassin versant a reçu des précipitations supérieures à 130 mm en 24 heures, avec de fortes intensités : à Nicorești, dans la partie centrale du bassin versant, le 5 septembre, 56 mm sont tombés dans une demi-heure (le cumul de précipitations en 24 heures y a été de 126 mm). Le noyau de la pluie s'est situé toutefois à l'extérieur du bassin versant (quelques km au nord-est), où les pluies ont excédé 200 mm en 24 heures (environ 40% des quantités annuelles !) (fig. 2). A Tecuci, le cumul des précipitations en 24 heures mesurées le 6 septembre à 6 h a été de 105 mm. Cette valeur est supérieure aux pluies en 24 heures jamais mesurées à cette station, depuis 1905, ce qui montre le caractère particulier de l'événement du septembre 2007.

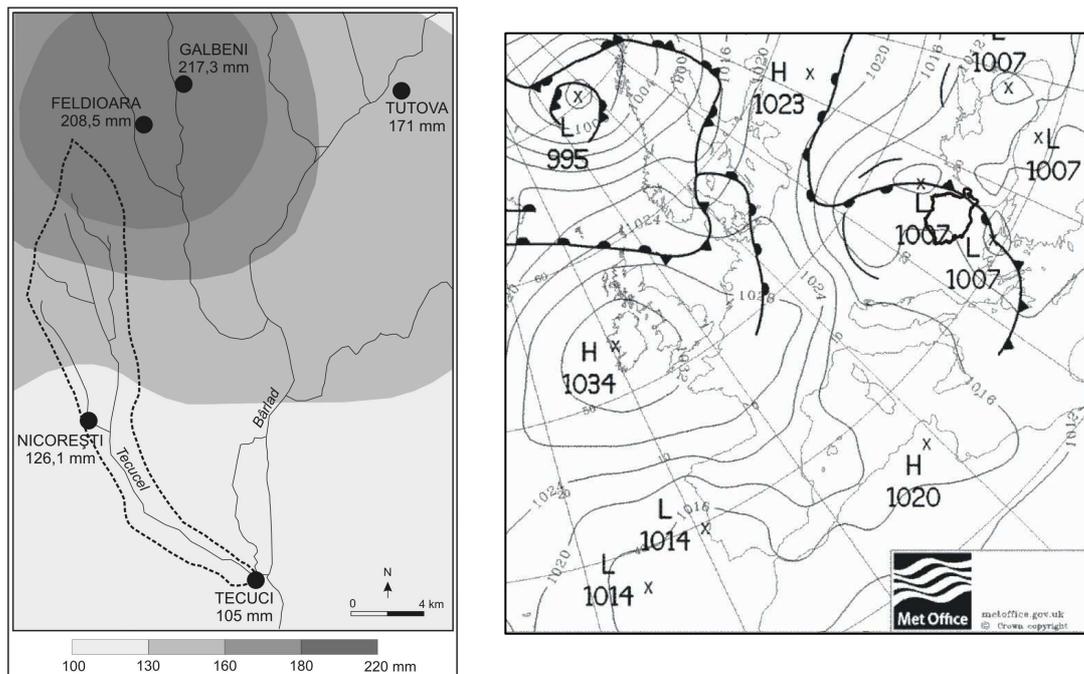


Figure 2 (gauche). Carte des précipitations en 24 heures dans la région du bassin versant de Tecucel, basée sur les précipitations mesurées le 6 septembre 2007 à 6 h, aux postes pluviométriques (Source : Administration Nationale « Apele Române », Agence Prut).

Figure 3 (droite). Situation synoptique en surface le 6 septembre à 00 UTC (Source: Wetterzentrale, 2007).

Les fortes précipitations tombées l'après midi du 5 septembre 2007 dans la région du bassin versant de Tecucel ont été le résultat d'un fort développement convectif dans la masse d'air chaud située devant le front froid principal d'une dépression qui s'est déplacée de l'ouest vers le nord-est de la Roumanie et caractérisée par une instabilité thermodynamique élevée (fig. 3). L'advection de l'air chaud et instable a été accentuée par la pénétration du nord de l'Europe vers sa partie centrale, d'une masse d'air froid, au niveau de la troposphère moyenne et inférieure, ce qui a déterminé la formation d'une structure de type cut-off (structure cyclonique aux isobares fermées, formée au sud d'un talweg d'altitude développé vers le bassin méditerranéen) bien évidente sur la carte du géopotential et de la température à 500 hPa, à 12

heures UTC (fig. 4). Les nuages Cumulonimbus ont atteint le développement et le potentiel maximal de précipitation au sud du plateau de la Moldavie.

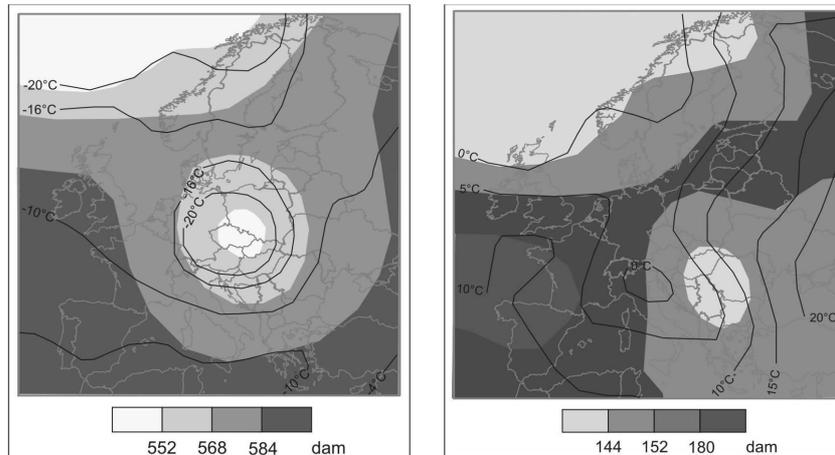


Figure 4. Cartes du géopotentiel et de la température à 500 hPa (à gauche) et à 850 hPa (à droite) au niveau de l'Europe, le 5 septembre 2007 à 12 heures UTC. Les niveaux de gris correspondent au géopotentiel, et les isolignes aux températures.

3. La réponse hydrologique de l'événement pluvieux: la crue éclair

Les fortes quantités de précipitations tombées sur l'espace du bassin versant de Tecucel ont ruisselé rapidement sur les versants et se sont concentré dans la rivière, engendrant une crue éclair, dont le temps de montée des eaux a été de 5 heures et la durée totale de la crue, de 26 heures (valeurs déterminées sur la base de l'hydrogramme de crue - fig. 5). Le 5 septembre 2007, conformément aux données enregistrées à l'exutoire de la rivière (à la station hydrométriques de Tecuci), entre 16 h et 21 h, le niveau de l'eau est monté de 282 cm à 807 cm (avec une vitesse moyenne d'environ 1m par heure), tandis que le débit a augmenté de 0,54 m³/s à 183 m³/s. Ce sont les plus hautes valeurs jamais enregistrées depuis le début des mesures à cette station (en 1968). Avant 2007, le débit maximum s'était produit en juillet 1971 (122 m³/s). L'analyse statistique indique pour le débit atteint lors de la crue de septembre 2007 une probabilité de dépassement d'environ 0,2%, correspondant à une période de retour de 500 ans ! Le niveau de l'eau a dépassé largement la cote de danger de cette station (500 cm, équivalente à un débit de 40 m³/s) et par conséquence, l'eau a débordé, en inondant les espaces riverains.

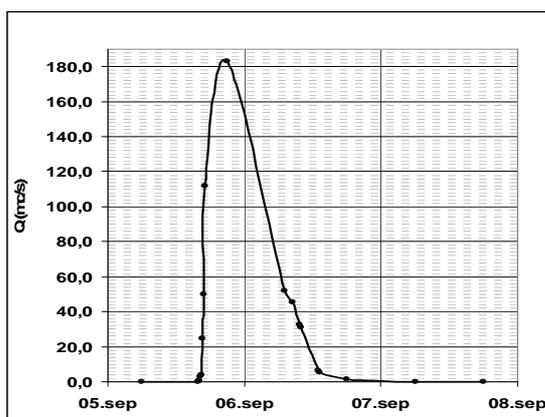


Figure 5 (gauche). Hydrogramme des débits de la rivière Tecucel durant la crue du 5-6 septembre 2007.

Figure 6 (droite). Une rue principale de la ville de Tecuci avec la trace du niveau de l'eau sur le mur de la maison.

4. Conséquences et enseignements

L'événement pluvieux de 5-6 septembre 2007 et la crue qui lui est associée, a eu comme conséquences d'importants dégâts matériels et humains pour les riverains de la rivière Tecucel. Les dommages ont été liés aussi à l'inondation des espaces bâtis, mais aussi à la force destructrice de l'eau due à sa vitesse et amplifiée par les matériaux charriés. De plus, le temps très court de montée de l'eau n'a pas permis une alerte à la population pour s'en protéger.

La ville de Tecuci, située à l'embouchure de la rivière, a été la plus affectée. Elle a été inondée à peu près en totalité. Le niveau de l'eau sur plusieurs rues principales a excédé un mètre de hauteur (fig. 6). Plus de 200 maisons ont été complètement détruites, tandis que le nombre de propriétés privées affectées a dépassé 1000. Plus de 120 rues ont été endommagées, ainsi que les réseaux de viabilité. Il y a eu trois morts. Le coût total des dégâts a été estimé à 6 millions d'euros³⁴.

Les conséquences de la crue et sa force destructive ont été amplifiées par quelques facteurs locaux. Parmi eux, les plus importants sont la morphologie locale (la plaine inondable de la rivière Bârlad) favorable à la stagnation de l'eau et la présence des digues de protection contre le débordement de la rivière Bârlad (fig. 1), qui a bloqué l'écoulement de l'eau débordée de Tecucel et a favorisé son accumulation derrière ces digues. Un fort effet de blocage s'est produit en raison de travaux d'infrastructure routière et ferroviaire qui ont obturé la section d'écoulement, en provoquant l'accumulation de l'eau et de fortes pressions. Par ailleurs, nous devons aussi signaler qu'en plus d'une faible (sinon inexistante) « culture » au risque inondation de la population riveraine, il a été impossible d'avoir une alerte en temps utile (due à la rapidité du phénomène). Tous ces aspects, auxquels on pourrait ajouter d'autres (par exemple, la gestion inadéquate des zones inondables, le mauvais entretien des lits mineurs, l'insuffisance des travaux de protection contre le débordement de la rivière Tecucel, etc...) devraient être considérés comme des enseignements pour diminuer les effets des événements hydrométéorologiques d'intensité similaire.

Conclusion

Notre analyse met en évidence l'ampleur et les caractéristiques de l'événement pluvieux de 5-6 septembre 2007 et de son impact hydrologique (la crue rapide de la rivière Tecucel) avec des conséquences socio-économiques importantes pour la ville de Tecuci, la plus touchée par ce phénomène météo-hydrologique. Les résultats de cette analyse pourraient servir à une meilleure connaissance des incertitudes liées aux aléas hydrométéorologiques afin d'améliorer et adapter, le mieux possible, la gestion des crises qu'ils engendrent. Nos résultats relèvent aussi le rôle des facteurs locaux dans l'amplification des effets de tels phénomènes, d'où l'importance qui devrait être accordée à ces facteurs afin de diminuer les dommages liés à ces phénomènes.

Références bibliographiques

Ledoux B., 2006. *La gestion du risque inondation*, Edition TEC & DOC, 770 p.

Laganier R., Davy L., 2000. La gestion de l'espace face aux risques hydroclimatiques en région méditerranéenne, *Les régions françaises face aux externes hydrologiques*, SEDES, 15-38.

Stănescu V., Drobot R., 2002. *Măsuri nestructurale de gestiune a inundațiilor*, Ed. H.G.A., Bucuerști, 341 p.

Vinet F., 2003. *Crues et inondations dans la France méditerranéenne*, Editions du Temps, 224 p.

Zaharia L., Beltrando G., Nedelcu G., Boroneanț C., Ioana-Toroimac G., 2006. Les inondations de 2005 en Roumanie, *Actes du XIX^{eme} Colloque International de Climatologie*, Epernay, 557-562.

³⁴ Les informations sur les dégâts correspondent aux données de l'Inspectorat Départemental des Situations d'Urgence et au journal *Evenimentul zilei* nr. 4983, du 12 septembre 2007.

Wetterzentrale, 2007. www.wetterzentrale.de.

* * * 1983. *Geografia României*, vol. I, *Geografia fizică*, Ed. Academiei R.S.R., 662 p.

* * * 1992. *Atlasul Cadastrului apelor din România*, Ed. Aquaproiect, 694 p.

ÉTUDES GÉOGRAPHIQUES DU CLIMAT AU BRÉSIL ET EN ITALIE : LE RYTHME COMME PARADIGME

ZAVATTINI João Afonso, FRATIANNI Simona

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
Cx.POSTAL,178 - 13500-230 - RIO CLARO (SP) - BRASIL - zavattini@rc.unesp.br

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TORINO - DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA
VIA VALPERGA CALUSO 35 - 10125 - TORINO - ITALIA - simona.fratianni@unito.it

Résumé : *La notion de rythme climatique proposée par Sorre dans la première moitié du XXe siècle, développée et employée par Pédelaborde dans la deuxième moitié du même siècle en France, a été introduite au Brésil par Monteiro, la production duquel a soutenu, et soutient encore aujourd'hui, ce qu'on a convenu d'appeler d' "École Brésilienne de Climatologie Géographique". La bourse d'études accordée par le gouvernement brésilien (CNPq/MTC) a permis la réalisation d'un stage de post-doctorat en Italie, à l'Université de Turin, sous la coordination du Dr. Fratianni, et une vaste récolte des ouvrages climatologiques italiens les plus importants et, en particulier, de la production géographique influencée par le paradigme du rythme, y introduit par Pinna.*

Mots-clés : *climat, rythme, Brésil, Italie.*

Abstract: *[Geographical studies of the climate in Brazil and Italy: the rhythm as paradigm] The notion of climatic rhythm proposed by Sorre in the first half of the XX century, developed and applied by Pédelaborde in the second half of the same century, was introduced in Brazil by Monteiro, whose production has been supporting what we call the "Brazilian School of Geographical Climatology". The scholarship granted to me by the Brazilian Government (CNPq/MTC) allowed the achievement of my post-doc internship in Italy, in the University of Turin, under the coordination of PhD Fratianni, as well as an extensive listing of the main climatic Italian works and specially of the geographical production influenced by the paradigm of the rhythm, there introduced by Pinna.*

Key words: *climate, rhythm, Brazil, Italy.*

Introduction

La notion de rythme climatique proposée par Maximilian Sorre (1943) dans la première moitié du XXe siècle ("On appelle climat la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lie dans leur succession habituelle", p.13-14), a été développée et employée par Pierre Pédelaborde (1991) dans la deuxième moitié du même siècle en France, qui a créé la "méthode synthétique des masses d'air et des types de temps". Cet auteur-là dit que "Au lieu de séparer les éléments du temps dès le point de départ, la méthode synthétique a pour source essentielle les types de temps. Certes, chaque type sera analysé en ses éléments constitutifs (température, nébulosité, etc...). Mais on n'extraira pas ces éléments pour les faire entrer dans des calculs où ils seraient isolés des autres composants. Ce qui importe, c'est la façon dont le complexe se manifeste, le tableau qu'il réalise et l'action physiologique qu'il exerce. Ce qui importe aussi, ce sont les conditions qui déterminent ce complexe: d'où provient la masse d'air, combien de temps a-t-elle séjourné sur le Bassin arctique, sur le N de l'Atlantique, dans les parages des Açores ou sur les steppes russes, quelle trajectoire suit-elle, de quels mécanismes physiques est-elle le siège, quelles dénaturations a-t-elle subies avant d'atteindre le point d'observation. Enfin la durée sera envisagée, ainsi que les phénomènes qui déterminent cette durée et qui mettent fin au type" (p.22). En conclusion Pédelaborde parle que "Une telle étude, à condition qu'elle embrasse la totalité des types, qu'elle calcule leur fréquence et la façon dont ils se succèdent au cours d'une longue période, restituera l'ambiance vraie dont parle Sorre. Elle aura saisi la réalité des temps et la complexité vivante du climat. Elle seule fournira une conception génétique qui s'ajoutera aux données précieuses mais incomplètes de l'étude séparative. Elle possèdera donc déjà une valeur indiscutable au point de vue de la géographie physique pure. D'autre part, elle seule pourra nous mettre sur la voie de la synthèse totale qui est le rêve de tout géographe, parce que les réactions du milieu vivant n'ont pas grand'chose à voir avec les moyennes, mais dépendent des conditions vraies du temps, de leur durée et de leur succession" (p.23).

1. Études géographiques du climat au Brésil et en Italie

La même notion de rythme climatique proposée par Sorre en France a été introduite au Brésil par Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro. Mais, de façon diverse de la méthode synthétique des masses d'air et des types de temps utilisée par Pédelaborde (1957) dans l'étude de la "totalité des types de temps" sur le Bassin Parisien, Monteiro, dès le commencement de sa carrière académique, a conduit ses études par la "méthode de l'analyse rythmique". Ainsi, sa production a soutenu, et soutient encore aujourd'hui, ce qu'on a convenu d'appeler d'"École Brésilienne de Climatologie Géographique" (Zavattini, 2004). Selon Monteiro (1971), une caractérisation précise du rythme climatique exige le découpage chronologique des états de l'atmosphère en unités plus petites que celles annuelles, mensuelles ou hebdomadaires. Pour ce auteur-là, la production des états atmosphériques, dont la succession est continue, survient en unités journalières et horaires. De cette façon, l'"analyse rythmique en climatologie" permet trois niveaux fondamentaux de conclusion. Dans un premier niveau, on considère que seulement à partir d'une échelle journalière on pourra associer la variation des éléments climatiques aux types de temps qui agissent sur un lieu précisé, et que ceux-là se succèdent selon les mécanismes de la circulation atmosphérique régionale, Monteiro (1971; p.9) soutient que "le rythme climatique ne pourra être compris qu'à travers de la représentation concomitante des éléments fondamentaux du climat en unités de temps chronologique au moins journalières, compatibles avec la représentation de la circulation atmosphérique régionale, génératrice des états atmosphériques qui se succèdent et constituent le fondement du rythme" [note des auteurs]. Cette technique qualitative d'analyse, très importante pour qu'on comprenne la genèse des événements du climat, n'empêche pas l'établissement de paramètres quantitatifs, définis par les visions distinctes que géographes, météorologistes, architectes, agronomes, et autres, ont de l'atmosphère et des faits engendrés pour elle. Cependant, à part les différents objectifs dérivés de ces visions-ci que s'enchaînent et se complètent, par rapport la Géographie et ses divers enjeux, la règle fondamentale qui, dans un deuxième niveau de conclusion, oriente les études climatiques a été énoncée comme ça par Monteiro (1971; p.12) : "*Seulement l'analyse rythmique détaillée au niveau de 'temps', en révélant la genèse des phénomènes climatiques par l'interaction des éléments et des facteurs, dans une réalité régionale, est capable d'offrir des paramètres valides à la considération de différents et variés problèmes géographiques de cette région*" [note des auteurs]. L'emphase donnée au terme région est seulement parce que le rythme de succession des états atmosphériques ont tel caractère, c'est-à-dire, il survient dans l'espace géographique d'une région donnée, car les cellules fondamentales de la circulation atmosphérique générale sont-elles individualisées en des systèmes météorologiques définis grâce à l'influence des facteurs géographiques continentaux et océaniques qui, régionalement, seront traduits par le rythme de succession (habituel ou exceptionnel) des états du temps (ou types de temps). Autrement dit, la région maintient son individualité climatique grâce à la façon comment ces types-ci de temps s'enchaînent, ce qui est une vision qualitative, tandis que les variations climatiques locales, dans la même région, sont produites par les nombreux facteurs géographiques, tels l'exposition des versants du relief, les différences altimétriques, le voisinage ou la distance de corps liquides (écluses, lacs, mer), qui interagissent avec l'atmosphère de ces endroits. Telles variations ne sont que quantitatives, car le caractère régional de la circulation atmosphérique s'impose, en définissant des limites climatiques et, presque toujours, en réussissant à les maintenir pendant de longues périodes de temps (chronologiques). Comme corollaire de ce rapport intrinsèque entre rythme climatique et variations quantitatives des éléments météorologiques, s'impose un troisième ordre de conclusion, ainsi exposé par Monteiro (1971; p.13) : "Dans l'analyse rythmique les expressions quantitatives des éléments climatiques sont indissolublement liés à la genèse ou qualité d'eux-mêmes et les paramètres résultants de cette analyse doivent être considérés en tenant compte de la position dans l'espace géographique dans lequel il se définit" [note des auteurs]. La pensée de Monteiro a marqué, et marque encore aujourd'hui, la production

climatologique dans la Géographie brésilienne. Il est fait que de la fin des années soixante du dernier siècle à nos jours, la création et la prolifération de cours de maîtrises et doctorats en Géographie au Brésil, en particulier de Géographie Physique, spécialité en Climatologie, poussent innombrables recherches académiques (dissertations de maîtrise et thèses de doctorat) que, ainsi, passent à utiliser le rythme comme paradigme climatique. L'inventaire commenté de ces recherches, couvrant la période 1971-2000, s'est répandu au Brésil (Zavattini, 2004) et sa synthèse a été présentée au XVIII^e Colloque Internationale de Climatologie (Gênes, 2005, p. 317-320). La bourse d'études accordée par le Conseil National Scientifique et Technologique (CNPq), Ministère de la Science et Technologie (MTC), du gouvernement brésilien, a permis la réalisation d'un stage de post-doctorat en Italie, à l'Université de Turin, Département de Sciences de la Terre, sous la coordination du Dr. Simona Fratianni. Parmi les activités développées pendant la permanence dans ce pays-là (avril/2006 à mars/2007), il a été réalisé une vaste récolte des ouvrages climatologiques italiens les plus importants et, en particulier, de la production géographique influencée par le paradigme du rythme, y introduit par Mario Pinna que, en discutant le rôle de la climatologie comme discipline géographique et l'importance d'une correcte définition de temps et de climat, tel Sorre (1943) et Pédelaborde (1957) avaient déjà déclaré en France, fait ressortir que "le climat diffère du temps parce que, pendant que le dernier représente une combinaison momentanée des plusieurs éléments météorologiques dans un lieu précis, dérivant de la présence d'une masse d'air spécifique ou de diverses masses d'air en contraste entre eux, le climat est donné par l'ensemble des conditions typiques qui si vérifient au cours de l'année; c'est alors la résultante de toutes ces situations du temps et ça représente 'l'état moyen' de l'atmosphère sur ce lieu précis. Autrement dit, le climat est formé par l'ensemble des phénomènes qui apparaissent plus fréquemment et plus constamment dans la succession normale des saisons et qui exercent donc une influence spécifique sur les conditions locales. Le temps n'est qu'une situation fugace et chaque individu, pendant qu'il voit et sent le temps, aperçoit ce sens de rapide évolution, qui semble ne pas laisser aucun trait. Cependant les traits restent et continuent à exercer plus ou moins longtemps leurs effets et à influencer d'autres phénomènes physiques. Ces conséquences, cette somme d'influences exercée alors par des conditions du temps mutables créent le climat" [note des auteurs], (Pinna, 1964, p.129). Comme on peut noter, en même temps que Pinna partage les "modernes" idées de Sorre et de Pédelaborde, se maintient encore lié, d'une façon évidente, au "vieux" concept climatique élaboré par Hann, c'est-à-dire, à l'état moyen de l'atmosphère. Celui-ci, et d'autres nombreux travaux italiens sur la climatologie, ont été réunis pendant la période du stage de post-doctorat. Les résultats de la récolte bibliographique faite en Italie, ainsi que sa confrontation avec la production brésilienne en climatologie géographique, est ce qu'on voudrait présenter de suite, car un emploi pratique du paradigme mentionné à questions climatiques italiennes (neige et tourisme dans les Alpes piémontaises) a été déjà montré au XX^e Colloque Internationale de Climatologie de l'AIC, réalisé en Tunisie, aux mois de septembre de l'année dernière (Fratianni & Zavattini, 2007).

2. Récolte bibliographique en Italie.

La récolte bibliographique réalisée en Italie pendant la période d'avril/2006 à mars 2007 a compté avec 92 livres (31 obtenus par acquisition, 17 par donation et 44 par photocopie intégrale ou partielle, car il s'agissaient d'oeuvres épuisées ou rares) ; de nombreux articles de caractère climatologique, de célèbres périodiques italiens comme, par exemple, tous ceux publiés entre 1950 et 2006 aussi au *Bollettino della Società Geografica Italiana* qu'à la *Rivista Geografica Italiana*, ou ceux de la *Rivista Cultura e Scuola*, publiés entre 1961 et 1996, ou encore, ceux de la *Rivista Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, de la période de 1978 à 2006, outre quelques articles publiés à la *Rivista di Meteorologia Aeronautica* qui, pour avoir été cités par des géographes et être liés au stage de post-doctorat, ont été inclus dans cette récolte. Outre cet immense matériel, ont été obtenus, par exemple, quelques cartes climatiques de l'Italie, quelques articles scientifiques en climatologie, et aussi plusieurs

Memorie della Società Geografica Italiana, en détachant celles écrites par Pinna (“*La Storia del Clima – variazioni climatiche e rapporto clima-uomo in età postglaciale*”, volume XXXVI, 1984; “*La Teoria dei Climi – una falsa dottrina che non muta da Ippocrate a Hegel*”, volume XLI, 1988), coordonnée par lui (“*Contributi di Climatologia*”, volume XXXIX, 1985; “*Le Variazioni Recenti del Clima [1800-1990] e le Prospettive per il XXI Secolo*, volume XLVI, 1991), ou dédiées à lui (“*Studi in Onore di Mario Pinna: I- Il Clima e la Storia del Clima; II- L’Ambiente e le Attività dell’Uomo*”, volume LV, 1998). Il vaut aussi la peine de citer l’acquisition du volume XXVI, 1964, de la même société, car il s’agit d’une mémoire dédiée à “*Un Sessantennio di Ricerca Geografica Italiana*” et qui, en 1980, serait actualisée et complétée par le volume “*La Ricerca Geografica in Italia 1960-1980*”, de l’*Associazione dei Geografi Italiani*.

3. Une brève comparaison entre la Climatologie Géographique Brésilienne et celle Italienne.

Ici, dans cette communication, l’objectif principal est mettre en évidence quelques points fondamentaux observés dans la vaste production climatologique italienne et, naturellement, les confronter avec les équivalents brésiliens. De cette façon, le premier point qui gagne de l’expression à la confrontation est ce que, bien avant de l’intérêt par la météorologie dynamique au Brésil, il y avait déjà dans la climatologie de l’Italie la préoccupation et la tendance de chercher, dans la moderne météorologie, l’appui nécessaire à la compréhension génétique des divers types de climat, selon on peut noter dans l’article “*Moderne vedute sulla circolazione generale dell’atmosfera*” (Pinna, 1956), publié par la *Rivista L’Universo*, du *Istituto Geografico Militare*. À la page 419 de cet article, qui traite des progrès récents de la météorologie, il est évident que l’auteur cité avait déjà pris du contact avec la première version de l’oeuvre “*Introduction à l’étude scientifique du climat*” (Pédelaborde, 1954). Mais, à ce précoce intérêt ne correspondra pas, en terres italiennes, une approche géographique des types de temps s’y produisant, soit pour la “totalité” d’eux-mêmes, comment Pédelaborde (1957) le veut, en recherche sur le Bassin Parisien, soit pour le “rythme de succession” des types de temps (“habituels” et “exceptionnels”), vision poursuivie par Monteiro dans les études du territoire brésilien à partir des années soixante. Ce mouvement identique de recherche de l’explication du(des) climat(s), aussi en France qu’en Italie ou au Brésil, ayant en vue la carence scientifique des bases théoriques et méthodologiques de la climatologie traditionnelle jusqu’à ce moment-là pratiquée (“analyse séparative” des éléments du climat et postérieur recherche des “index climatiques” capables de recomposer la réalité initialement détruite), déboucherait, naturellement, sur la circulation atmosphérique générale et régionale et, en conséquence, s’approfondirait dans la définition et dans l’utilisation des “types de temps”. En France, bien qu’il ne soit pas l’objectif de cette communication, on peut affirmer que Pédelaborde a été son plus grand représentant et diffuseur. En Italie, la récolte bibliographique réalisée rend possible de détacher le rôle exercé par Pinna, tandis qu’au Brésil est indiscutable la force de la vaste oeuvre de Monteiro. Mais pourquoi seulement au sud de l’Equateur surgira une “École Brésilienne de Climatologie Géographique” et pas en Italie, pays voisin de la France de Pédelaborde? Tant il est que dans les études italiennes de climatologie dynamique, récoltées pendant le stage de post-doctorat, prédomine une vision plus synoptique (ou météorologique) que géographique des types de temps agissants, comme dans le cas, par exemple, des travaux d’Urbani (1955; 1956), Mennella (1967), Borghi (1983; 1987), Latini (1987), parmi d’autres. Il peut être que ça explique le pourquoi d’une récente recherche italienne (Fратиани, Biancotti & Giuffrida, 2006) sur des types de temps et tourisme maritime, se fonder sur l’approche géographique de collègues français (Besancenot, Mounier & Lavenne, 1978) qui “ont établi une typologie permettant ainsi d’individualiser les combinaisons quotidiennes les plus marquantes des principaux éléments du climat effectivement vécu par le touriste. L’idéal météorologique du vacancier moyen a conduit à distinguer neuf types de temps, pour la saison d’été, aux latitudes “tempéré” (Besancenot, 1990, p.69). L’“École Brésilienne de Climatologie

Geographique”, peut-être, ait surgi parce que les idées de Pédelaborde ont été diffusées et discutées par Monteiro ainsi que la notion de climat de Sorre. Il est possible que telle procédure ait évité une production brésilienne réglée seulement sur la “totalité des types de temps”, tel est le cas de la thèse de Pédelaborde (1957) sur *“Le Climat du Bassin Parisien”*. Peut-être, et à cause de ça, la façon comment a procédé Monteiro dans les années soixante du XX^{ème} siècle, lui ait offert de la sécurité pour proposer une *“Analyse Rythmique en Climatologie”* (Monteiro, 1971). Ainsi, au lieu d’étudier tous les types de temps, Monteiro préfère étudier les types de temps “habituels” (qui se répètent avec plus de fréquence et, ainsi, ils produisent et maintiennent les climats de la planète), sans négliger, pourtant, l’étude des types “exceptionnels” (moins fréquents mais capables de remodeler l’ambiance climatique). Aujourd’hui, on sait, les types “exceptionnels” sont les vrais responsables par la discussion qui se donne, dans le monde entier, sur la façon comment la science définit et étudie la variabilité, le changement, l’oscillation et l’extrême climatique. Peut-être, une fois de plus, et pour tout ce qui a déjà été exposé, Besancenot (1990, p.63-67), en discutant la méthode des types de temps, cite et se détient sur la classification proposée par le brésilien Evandro Biassi Barbière. Bien que Besancenot ne soit pas d’accord pleinement avec cette classification, et se confond en appelant de météorologiste (en effet il est géographe), il faut détacher qu’il a été élève de Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro, à l’Université de São Paulo, Brésil, sous l’orientation duquel a exécuté sa dissertation de maîtrise et sa thèse de doctorat, dans laquelle se trouve, originalement, la classification citée. Mais, à titre de conclusion, reprenons la discussion sur l’“habituel” et l’“exceptionnel” en climatologie.

Conclusion

Aujourd’hui, la préoccupation avec ces questions de climatologie, ou on peut dire, avec le climat et l’entretien de la vie humaine, force la communauté en général à chercher et à trouver des paramètres climatiques valides pour la Terre entière ou, dans une autre perspective, pour tous les climats de la Terre. Il s’agit d’une discussion ample, généralisatrice, et qui, paradoxalement, exige beaucoup de précision, car la diffusion en temps réel des événements climatiques planétaires a rendu possible, à plusieurs, atteindre la vision d’ensemble si poursuivie en climatologie. De cette façon, comme conséquence naturelle de cette nouvelle vision, il surgit aussi le besoin d’établir des normes pour la terminologie climatologique et ne jamais établir des normes pour le(s) climat(s), comme plusieurs (et de plus en plus!) cherchent et ne trouveront jamais. Ce sont des temps mutants, ceux d’aujourd’hui et, ainsi, on ne réussit même pas avec tout l’apparat offert par la plus moderne météorologie à répondre aux questions si inquiétantes, parmi lesquelles se trouve celle du réchauffement global. Enfin, il arrive ou pas quelque chose avec le(s) climat(s) de la Terre?

À partir de l’instant dans lequel on aperçoit que le concept de climat proposé par Sorre a motivé des études si distinctes comme celles de Pédelaborde en France, celles de Pinna en Italie et celles de Monteiro au Brésil, en même temps qu’on se conforme avec la longue journée qu’on a devant nous, sur les traces de la climatologie, on prend conscience de celui qui a déjà été fait en faveur de la compréhension géographique du(des) climat(s) de notre planète. Certes que les besoins professionnels (ou institutionnels) de chacun de trois grands maîtres cités ici, c’est-à-dire, Pédelaborde, Pinna et Monteiro, les ont obligé de prendre des chemins divers, bien qu’ils se soient toujours adressés à la “moderne” météorologie d’alors. Ainsi, en finissant ce travail, il vaut peut-être rappeler le témoignage de Monteiro, déjà en retraite, fait aux jeunes étudiants universitaires de Géographie, par rapport aux motifs qui l’ont amené à se dévouer, pendant une longue période de sa vie, à l’étude du climat, selon le suivant : *“Je peux honnêtement témoigner à vous que dans ma formation académique les matières de Climatologie ont été toujours parmi les plus ennuyeuses du spectre des cours. Et, à mon avis, l’explication de ce fait avait un rapport avec : a) le lien physique-mathématique – pour mieux dire ‘statistique’; b) l’overdose de*

météorologie au point de créer une situation d'ambiguïté pas confortable entre les objectifs superposés dans les deux champs; c) l'importance qu'on donnait aux typologies climatiques originaires de systèmes de classification de bases conceptuelles et méthodologiques trop inconsistantes aux vrais propos géographiques. Et cela a été aussi valide pour ma formation brésilienne (1947-50) que pour le complément réalisé en France (1951-53). Aussi dans le Cours de Géographie et Histoire de l'ancienne Faculdade Nacional de Filosofia da Universidade do Brasil à Rio de Janeiro, qu'à la Faculté des Sciences dell' Université de Paris (Sorbonne). Dans la première, le Professeur Leuzinger, un ingénieur, mettait en relief les aspects 'physiques' de l'Atmosphère, et son appareillage de mensuration. Dans la deuxième, le Professeur Tellier, un polytechnicien directeur du Parc Météorologique de St. Maur, aux environs de Paris, renforçait la perspective météorologique au détriment du caractère géographique. Quant aux circonstances, elles m'ont mis à tête de la chaise de Géographie Physique, à l'année de 1955 ici à Florianópolis, alors à la Faculdade Catarinense de Filosofia - le germe de l'UFSC -j'ai essayé de m'efforcer de donner un traitement moins ennuyeux à l'enseignement de la climatologie"[note des auteurs] (Monteiro, 1999, p.8). Telle transcription, motivée par le désir d'expliquer quant le privé peut être renfermé dans une production académique théoriquement institutionnelle, donc publique, sert aussi d'haleine à tous ceux qui, en travaillant avec des données météorologiques, essaient d'atteindre la compréhension géographique du climat.

Références bibliographiques

- Besancenot J.P., 1990. *Climat et Tourisme*. Masson, Paris, 224 p.
- Besancenot J.P., Mounier J. & Lavenne F. de. 1978. Les conditions climatiques du tourisme littoral: une méthode de recherche compréhensive. *Noréis*, **XXV**, 99, 357-382.
- Borghi S., 1983. *Climatologia dinamica dei tipi di tempo sul Veneto*. Regione del Veneto, Dipartimento Foreste, Venezia, 61 p.
- Borghi S., 1987. Tipi di tempo e distribuzione delle precipitazioni sulla montagna Veneta. *Quaderni di Ricerca 10*. Regione del Veneto, Dipartimento Foreste, Padova, 191 p.
- Fратиanni S., Biancotti A. & Giuffrida A., 2006. Clima e turismo marino: i tipi di tempo estivi delle stazioni meteorologiche tirreniche. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, **66**, 2, 31-39.
- Fратиanni S. & Zavattini J.A., 2007. Neige, tourisme et types de temps dans la Vallée de Susa (Alpes Cottienes, Italie). *Actes du XXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Tunis, CDROM.
- Latini A., 1987. Analisi della distribuzione delle precipitazioni nevose sulle Alpi italiane in relazione ai tipi di tempo e alle correnti in quota. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, **XLVII**, 1, 27-37.
- Mennella C., 1967. *Il Clima d'Italia*. Edart, Napoli, 723 p.
- Monteiro C.A. de F., 1971. Análise Rítmica em Climatologia. *Climatologia 1*. USP, São Paulo, 21 p.
- Monteiro C.A. de F., 1999. O Estudo Geográfico do Clima. *Cadernos Geográficos 1*. UFSC, Florianópolis, 72 p.
- Pédélaborde P., 1957. *Le climat du Bassin Parisien*. Éditions Génin, Paris, 539 p. + 116pl.
- Pédélaborde P., 1991. *Introduction a l'étude scientifique du climat*. Sedes, Paris, 352 p.
- Pinna M., 1956. Moderne vedute sulla circolazione generale dell'atmosfera. *L'Universo*, **XXXVI**, 3, 403-420.
- Pinna M., 1964. La climatologia come disciplina geografica. *Cultura e Scuola*, **III**, 10, 129-137.
- Sorre M., 1943. *Les fondements biologiques de la géographie humaine*. Paris.
- Urbani M., 1955. Su una classificazione di tipi di tempo in Europa. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, **XV**, 3-4, 30-37.
- Urbani M., 1956. Sulla ciclogenesi nel Mediterraneo durante l'inverno. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, **XVI**, 1, 3-9.
- Zavattini J.A., 2004. *Estudos do Clima no Brasil*. Alínea, Campinas, 398 p.
- Zavattini J.A., 2005. Les études du rythme climatique du Brésil au cours de la période 1971-2000. *Actes du XVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Gênes, p. 317-320.

EVALUATION DES RESSOURCES EN EAU D'UNE SOCIÉTÉ CÉVENOLE TRADITIONNELLE (XIX^e SIÈCLE). EXEMPLE DU BASSIN VERSANT DE LA DROBIE (ARDECHE, FRANCE)

ZIMMER Arnaud *, JACOB-ROUSSEAU Nicolas **

* Etudiant en Master II de géographie ; ** Maître de conférences de géographie, Université de Lyon, UMR 5600, Université de Lyon II, 5 avenue Pierre Mendès-France, 69 676 Bron cedex — Arnaud.Zimmer@univ-lyon2.fr, Nicolas.Jacob@univ-Lyon2.fr

Résumé : *On présente ici une méthode de quantification rétrospective de la ressource en eau disponible pour une société rurale traditionnelle. L'espace étudié se situe dans le nord des Cévennes. L'estimation s'appuie sur un recensement des ouvrages de captage et d'adduction, sur des jaugeages et des relevés météorologiques faits pendant une période de huit mois. Les valeurs obtenues sont confrontées au recensement de la population au XIX^e siècle. Les résultats montrent que la quantité d'eau disponible par individu ne dépassait pas 60 l/j en moyenne.*

Mots-clés : *Ressource en eau, pénurie, jaugeages, quantification rétrospective.*

Abstract: *This paper presents a retrospective estimation of water-resource in a traditional mediterranean society. The studied area is located in the northern Cévennes. Our estimation is based on inventories of water-harnessing buildings and on gauging and rainfall-records during an eight-months period. The values we obtained were compared to population census of the 19th century. It allowed us to estimate the mean water-resource was less than 60 l/day per person.*

Key words: *water resource, water-scarcity, gauging, retrospective quantification.*

Introduction

Les techniques de captage et d'adduction de la ressource hydrique, mises en œuvre par les sociétés traditionnelles du passé récent (XVIII^e – XIX^e siècles), ont été décrites et étudiées abondamment et depuis longtemps, comme en témoigne l'importante ressource bibliographique qui est disponible sur ce sujet. Les Cévennes ne dérogent pas à ce constat, puisque plusieurs auteurs se sont penchés sur les techniques d'irrigation utilisées lors de l'essor agricole de cette région (Salesse, 1993 ; Molinié, 1998 ; Blanc, 2001). Cependant, on connaît encore fort mal les conditions d'accès à l'eau dans ces sociétés ainsi que les volumes hydriques mobilisables. Ce manque de repère est issu d'un ensemble de raisons : le faible intérêt des statisticiens du XIX^e siècle pour les sociétés rurales, la rareté des jaugeages des sources ou des captages jusqu'à une date récente, l'intérêt porté à la partie juridique de l'irrigation (droits d'eau) au détriment de l'étude quantitative des ressources en eau d'une société traditionnelle (Brunhes, 1902 ; Marié *et al.*, 1999 ; Ruf, 2001 ; Aubriot et Jolly, 2002).

Pourtant, une meilleure connaissance de la disponibilité en eau de ces sociétés serait utile à bien des égards (Jacob, 2005 et Jacob-Rousseau, 2005) : l'historien ou le juriste y trouveraient des bases concrètes pour une étude des conflits et des concurrences pour la ressource, comme pour une analyse des droits d'eau et de leur élaboration. Ces données permettraient aussi au géographe d'intéressantes comparaisons avec des sociétés rurales contemporaines encore confrontées au problème de la pénurie hydrique.

1. Le choix d'un bassin versant cévenol

Pour évaluer les ressources en eau d'une société cévenole traditionnelle, nous avons fait le choix d'étudier le bassin versant de la Drobie, un sous-affluent de l'Ardèche. Cet espace se situe dans les Cévennes méridionales, c'est-à-dire sur la marge nord des Cévennes. Ce bassin versant d'une superficie de près de 85 Km² est un condensé des particularités cévenoles, ce qui explique le choix de notre terrain d'étude. En effet, cette vallée se caractérise par une situation climatique qui se rapproche des normes cévenoles, c'est-à-dire un minimum des

précipitations qui coïncide avec celui du maximum des températures (saison estivale) et des précipitations automnales d'une forte intensité. Ensuite, la vallée de la Drobie est encaissée dans les formations géologiques typiques de toute la bordure cévenole, c'est-à-dire les granites, les gneiss et les micaschistes ; le substrat est très imperméable et les ressources aquifères très limitées car les formations superficielles sont minces, en particulier sur les schistes. Enfin, le couvert végétal de ce bassin est caractéristique des Cévennes avec des essences comme le châtaignier ou le chêne vert. Après avoir rappelé l'intérêt scientifique d'une évaluation quantitative des ressources en eau disponible dans une société cévenole traditionnelle, et explicité le choix de la vallée de la Drobie comme terrain d'étude, nous allons exposer les méthodes mises au point pour aboutir à cette évaluation quantitative.

2. La méthode de travail

Pour obtenir une évaluation quantitative de la ressource hydrique disponible, il a fallu rassembler un ensemble de données variées, et essentiellement par l'intermédiaire d'études de terrain, puisque aucune donnée ancienne n'était disponible. L'estimation a donc reposé sur la combinaison de plusieurs méthodes :

2.1. L'archéologie du paysage pour disposer d'un inventaire des ouvrages de captage et des réservoirs construits par les populations des sociétés traditionnelles

L'estimation correcte des volumes hydriques captés et utilisés au XIX^e siècle a nécessité dans un premier temps un recensement complet des ouvrages hydrauliques. Pour cela, il a fallu se rendre pendant une longue période sur le terrain d'étude afin de recenser un à un les ouvrages et leurs caractéristiques, et ensuite les localiser sur un fond cartographique numérique. Ce travail préliminaire est indispensable au bon déroulement de l'estimation et a permis d'obtenir la localisation de 106 ouvrages sur l'ensemble du terrain d'étude (fig. 1). Notons que 150 ouvrages avaient été recensés au total mais qu'une partie a été écartée de nos calculs ultérieurs car ils étaient récents (XX^e siècle).

2.2. Les jaugeages du débit de quelques ouvrages représentatifs

A partir de ce recensement des ouvrages de captage, d'adduction et de stockage de la ressource en eau, on a procédé à des jaugeages. Cependant, il est impossible de pouvoir jauger en continu les débits de chacun des 106 ouvrages recensés. Nous avons donc fait le choix de déterminer des aménagements représentatifs de leur catégorie, c'est-à-dire un ouvrage médian, celui qui doit posséder le plus de points communs avec les caractéristiques générales. Ensuite, nous avons procédé à des jaugeages hebdomadaires de chaque aménagement-type entre novembre 2006 et avril 2008. Enfin, nous avons déterminé le bassin versant propre à chaque aménagement jaugé, selon la méthode proposée par R. Lambert (1996), pour pouvoir lier la superficie de l'aire contributrice au débit mesuré. On obtient ainsi un tableau qui regroupe les valeurs de chaque jaugeage pour chacun de six aménagements représentatifs, ce qui permet de calculer le débit moyen en l/s ainsi que le débit spécifique en l/s/km². Il est ensuite possible d'estimer les ressources captées en multipliant ces débits moyens par le nombre de chaque type d'ouvrage correspondant. Ce sont les résultats que nous présenterons ci-dessous (tab. 1). Il est aussi possible d'estimer cette ressource d'une autre manière à partir de l'aire contributrice alimentant chaque ouvrage : en déterminant une gamme de débits spécifiques-types, selon la lithologie ou l'épaisseur des formations superficielles dans des bassins représentatifs et en les appliquant ensuite aux autres bassins versants en fonction de leur caractéristiques.

Type d'ouvrage	Total des ouvrages recensés	Débit moyen (l/s)	Débit spécifique moyen (l/s/km ²) 10/2006 – 06/2007	Débit spécifique moyen (l/s/km ²) 09/2007 – 03/2008
Bassin de stockage	35	0,030	0,576	0,482
Mine d'eau	4	0,0095	0,112	0,107
Source aménagée n° 1	45	0,020	0,262	0,212
Source aménagée n° 2		0,048	0,931	0,772
Fontaine	5	0,0605	0,741	0,649
Captage moderne	17	0,100	0,432	0,403

Tableau 1. Types et nombre d'ouvrages recensés et caractéristiques hydrologiques des ouvrages de référence selon la période de jaugeages. NB : le captage moderne est un aménagement qui a été indiqué ici à titre de comparaison — Source : A. Zimmer (2007).

2.3. L'analyse de la pluviométrie de la période étudiée.

Ces premières données ont été complétées par les relevés pluviométriques de la station de Sablières, située au coeur de la vallée de la Drobie. À partir des valeurs de la pluviométrie journalière entre novembre 2006 et juin 2007, il est possible d'étudier les variations des débits relevés lors des jaugeages et de définir le temps de réponse de chaque ouvrage.

2.4. L'évaluation des ressources en eau captées par rapport à l'écoulement annuel et par rapport à la démographie

Après avoir estimé le volume total annuel capté par les aménagements hydrauliques, il est possible de le confronter à d'autres données :

- le débit spécifique du bassin versant de la Drobie, pour estimer la part de l'écoulement annuel mise en jeu par les captages ;
- la population totale de la vallée en 1850, époque du maximum démographique, pour estimer la dotation quotidienne en eau de chaque habitant (Fouque, 1983).

3. Résultats

Le recensement des ouvrages de captage, d'adduction et de stockage de la ressource en eau a permis de dénombrer plus de 100 ouvrages, qui sont des fontaines, des sources aménagées, des bassins, des levées, des mines d'eau (fig. 1). Nous précisons que ces dernières sont des galeries drainantes creusées dans le substratum rocheux ; elles sont peu nombreuses dans ce bassin mais plus fréquentes dans d'autres secteurs des Cévennes (Salesse, 1993 ; Bailly-Maître, 2006). Ce recensement a ainsi permis de situer ces aménagements dans l'espace pour comprendre les fonctions de chacun d'eux ; il montre aussi l'état délabré de ces ouvrages qui ne sont plus entretenus pour la plupart. En effet, dans la vallée de la Drobie, l'irrigation gravitaire, avec ses constructions nécessitant un très fort entretien, a été supplantée par l'utilisation d'un autre système d'irrigation gravitaire qui est calqué sur le précédent mais qui repose sur l'utilisation de tuyaux en plastique (les « captages modernes »).

Le jaugeage des ouvrages représentatifs a permis de reconstituer les variations de leurs débits respectifs ; on peut alors étudier ces derniers par rapport aux précipitations (fig. 2). D'une manière générale, ces jaugeages ont permis de mettre en évidence une situation d'étiage persistante entre le mois de décembre 2006 et la fin du mois d'avril 2007, ce qui est en lien avec les précipitations assez faibles relevées au cours de la période étudiée. Le débit des ouvrages anciens chute sous 4 litres par minute, voire 1 litre par minute pour une source et la mine d'eau. On peut même noter le tarissement de certains ouvrages, comme la source n° 1, pourtant connectée à un inféroflux.

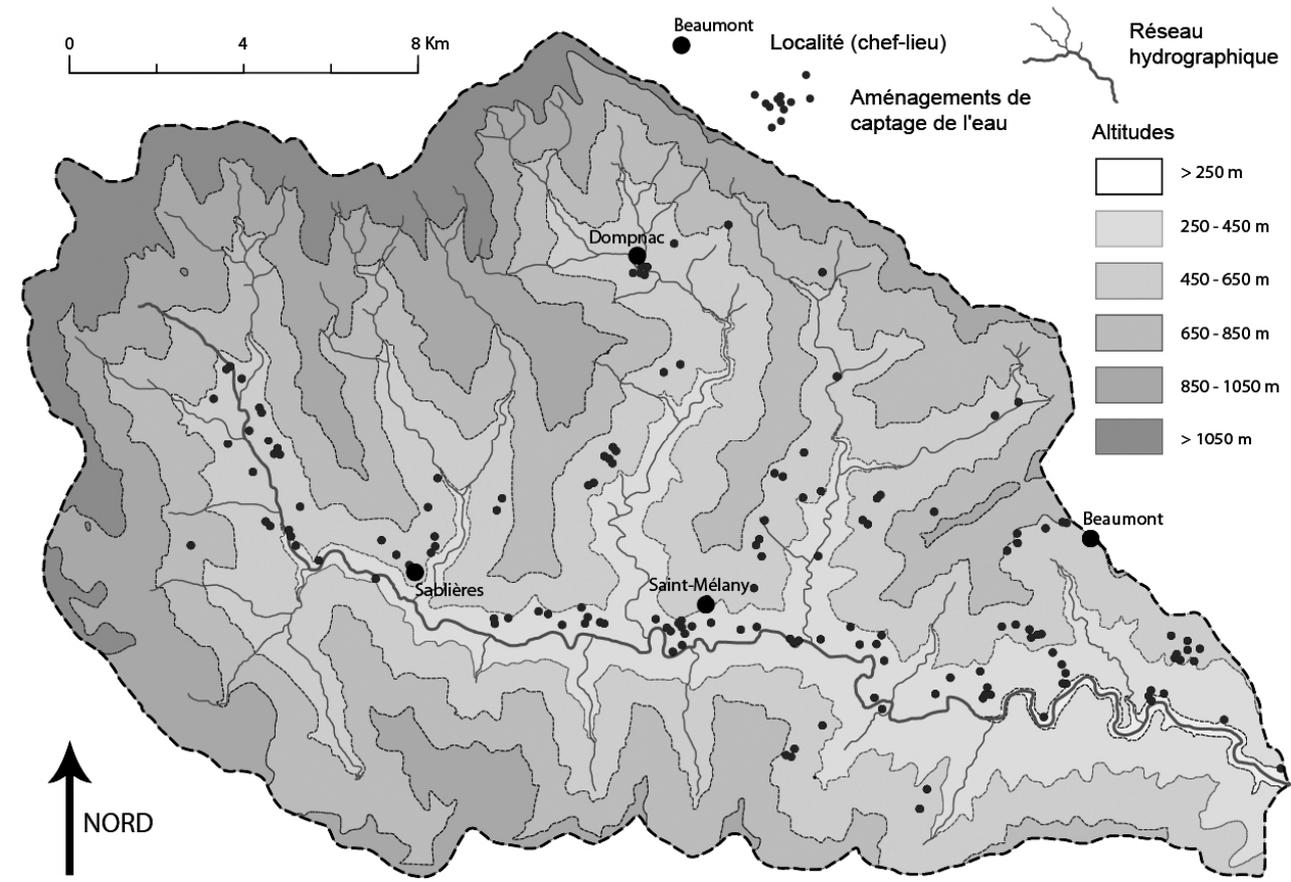


Figure 1. Le bassin versant de la Drobie et les ouvrages recensés. Noter leur localisation à proximité des noyaux habités et dans la partie inférieure des versants — Source : A. Zimmer (2007).

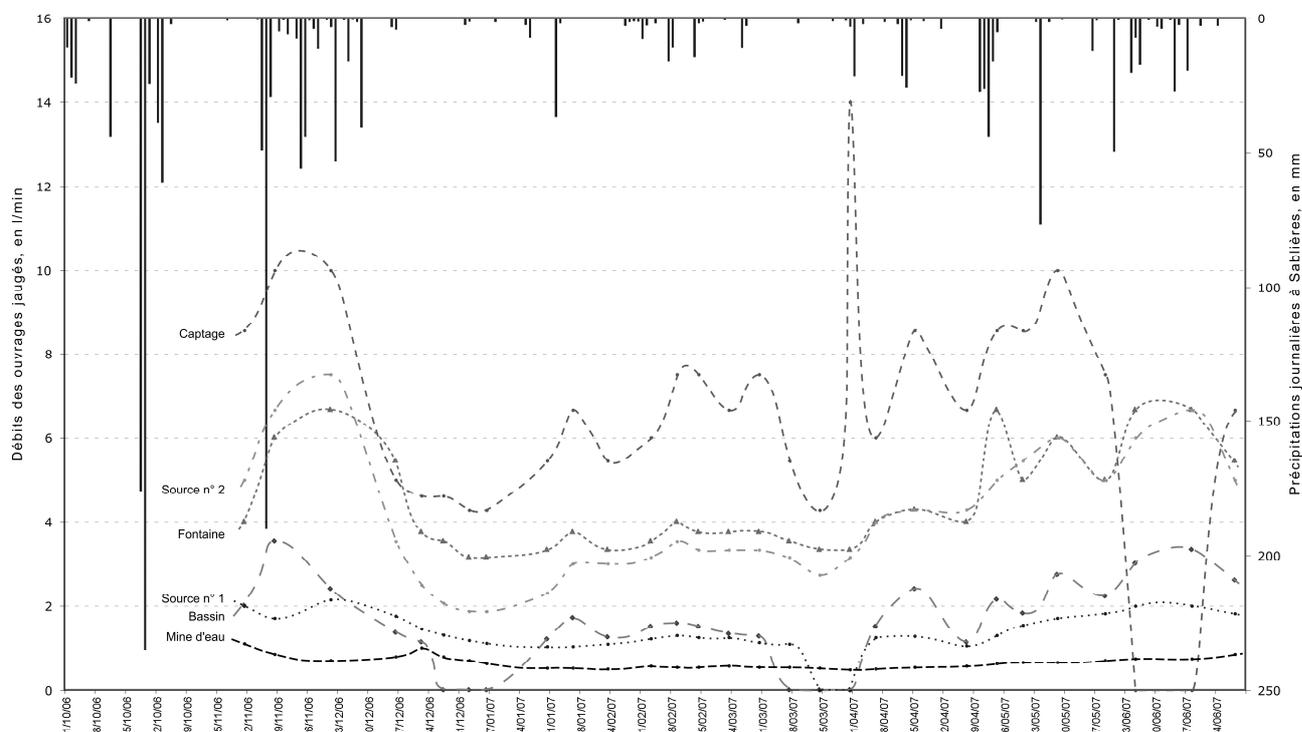


Figure 2. Variations du débit des ouvrages jaugés et précipitations journalières à Sablières (octobre 2006 à juin 2007) — Sources : A. Zimmer (2007) et MétéoFrance.

Au sortir de l'automne 2006 et en mai-juin 2007, des pluies plus abondantes font augmenter le débit des ouvrages mais de manière très inégale. De fortes différences de réactivité apparaissent ainsi selon les types d'aménagements, comme entre la mine d'eau et la source aménagée ou le captage au moyen de tuyaux. La première réagit faiblement aux variations de la pluviométrie ce qui est logique puisqu'elle est alimentée par un écoulement profond. Les deux autres ont des pulsations très directement liées aux épisodes pluvieux ; le captage par tuyau est le plus réactif car il dérive l'écoulement de surface dans un petit talweg. Il est même possible que la fréquence des jaugeages ne restitue pas assez fidèlement sa sensibilité aux pluies. On notera que ces ouvrages drainent, en mai et juin, l'écoulement hypodermique : leur débit reste soutenu malgré des fluctuations de la pluviométrie et une évapotranspiration déjà forte.

A partir de ces jaugeages et du recensement des ouvrages, on peut chercher à estimer la ponction hydrique réalisée par la société traditionnelle présente dans la vallée de la Drobie au XIX^e siècle (tab. 2). Le volume total capté peut être exprimé en mètres cubes par secondes et comparé à l'écoulement annuel moyen de la Drobie, soit 3 m³/s. Il représente 1/1030^e de cet écoulement moyen, ce qui est faible. Dans les années 1850, si on prend en compte la population totale recensée à cette époque (4500 habitants), cette ponction hydrique permettait à chaque individu de disposer d'environ 56 litres d'eau par jour. La valeur calculée représente la moyenne des deux années de jaugeages : 67 l/hab/j en 2006-2007 et seulement 45 l/hab/j en 2007-2008 à cause d'un automne très sec dans les Cévennes.

Type d'ouvrage	Total des ouvrages recensés	Débit moyen de l'ouvrage jaugé (m ³ /an)	Débit moyen par type d'ouvrage (m ³ /an)
Bassin de stockage	35	946	33110
Mine d'eau	4	299,5	1198
Source aménagée n° 1	45	630,7	48249
Source aménagée n° 2		1513,7	
Fontaine	5	1908	9540
Total	89	—	92097

Tableau 2. Estimation des volumes d'eau captés par les ouvrages étudiés. NB : la valeur totale donnée pour les sources a été calculée à partir de la moyenne du débit des deux ouvrages-types.

Cette dotation est modeste car elle devait couvrir à la fois la consommation domestique, celle du bétail (de nombreux ouvrages étaient aménagés en abreuvoir, à l'aval de la partie servant aux habitants) et permettre l'irrigation des jardins et des vergers situés à proximité des noyaux habités. Ces deux résultats montrent que la vallée de la Drobie, même lors de son maximum démographique, possédait encore un potentiel hydraulique très important mais non exploité. Ce constat s'explique en partie par des limites techniques : les moyens de captage et d'adduction ne permettaient pas un meilleur rendement. Il relativise cependant le qualificatif de montagne sèche souvent attribué aux Cévennes.

Conclusion

Ces résultats appellent plusieurs commentaires. Ils représentent une valeur basse car ils ont été établis à la suite de plusieurs années consécutives de faibles précipitations. En un sens, ils peuvent représenter une situation de pénurie qui a dû se produire à plusieurs reprises dans le passé. L'analyse de longues séries pluviométriques et de textes anciens permet de l'envisager. Dans le département de l'Ardèche, de nombreux témoignages d'archives indiquent en effet que les années 1820-1840 ont été marquées par des sécheresses et de fortes concurrence pour la ressource en eau (Morel, 2002 ; Jacob-Rousseau, 2005). Les séries pluviométriques anciennes comme celles de Montpellier ou Marseille présentent aussi un fléchissement des

volumes recueillis à cette époque. Les observateurs scientifiques contemporains, enfin, ne se sont pas fait faute de remarquer de telles périodes d'indigence (Guibal-Laconquié, 1809 ; Roche, 1882 et 1899). Il serait intéressant d'analyser les réactions de la société locale, encore largement agricole, à ces fluctuations météorologiques. Néanmoins les limites principales de ce travail restent l'exhaustivité du recensement, la représentativité des ouvrages jaugés, la fréquence des jaugeages ainsi que la difficulté d'évaluation de la population résidant dans ces vallées : les migrations de travail étaient en effet très courantes (Cornu, 1993). Cependant, la faible dotation en eau pourrait constituer un facteur d'explication à ces migrations. Les calculs que nous présentons donnent en effet une estimation de la ressource potentielle qui pouvait jouer comme un seuil vis-à-vis de la démographie.

Références bibliographiques

- Aubriot O. et Jolly G., 2002. *Histoires d'une eau partagée, irrigation et droits d'eau du Moyen-Age à nos jours*. Publications de l'Université de Provence, 248 p.
- Bailly-Maître M.-C. et Gonon T., 2006. Les mines d'eau de Largentière. Techniques de mise en valeur et gestion d'une ressource géologique particulière. *Mémoire d'Ardèche et Temps Présent*, **90**, 12-14.
- Blanc J.-F., 2001. *Terrasses d'Ardèche, paysage et patrimoine*. Impr. J. Chevalier, 155 p.
- Brunhes J., 1902. *L'irrigation. Ses conditions géographiques ses modes et son organisation dans la Péninsule ibérique et dans l'Afrique du Nord*. C. Naud, 579 p.
- Cornu P., 1993. *Une économie rurale dans la débâcle : Cévenne vivaraise, 1852-1892*. Larousse, 190 p.
- Fouque P., 1986. *La dépopulation rurale dans cinq cantons de la Cévenne ardéchoise (1826-1982)*. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Paris IV – Sorbonne, 151 p + ann.
- Guibal-Laconquié M., 1809. Observation sur les causes de la diminution des eaux dans certaines rivières. *Bulletin de la Société d'Agriculture du département de l'Hérault*, n° XIX, 4 p.
- Jacob N., 2005. Prélèvements hydriques de l'agriculture et de l'industrie en Cévenne vivaraise depuis le XIX^e siècle : l'apport des archives à la gestion contemporaine. *La Houille Blanche*, **3**, 97-102.
- Jacob-Rousseau N., 2005. Aspects de la pénurie hydrique et de sa gestion dans la Cévenne vivaraise au XIX^e siècle. *Géocarrefour*, **80**, 4, 297-308.
- Lambert R., 1996. *Géographie du cycle de l'eau*. Presses Universitaires du Mirail, 439 p.
- Marié M, Larcena D. et Dérioz P. (dir.), 1999. *Cultures, usages et stratégies de l'eau en Méditerranée occidentale. Tensions, conflits et régulation*. L'Harmattan, 543 p.
- Molinié L., 1998. *Etude des techniques traditionnelles d'irrigation en Cévennes, Pied-de-Borne, Sainte-Marguerite-Lafigère*. Mémoire de licence d'aménagement du territoire, ORSTOM, Université de Montpellier 3.
- Morel Y., 2002. *Les maîtres du fil. Histoire du moulinage vivarois du XVIII^e siècle à nos jours*. Conseil Général de l'Ardèche, 679 et 343 p. + ann.
- Roche E., 1899. *Recherches sur la météorologie et les météorologistes à Montpellier du XVIII^e siècle jusqu'à nos jours*. Ch. Boehm, 114 p.
- Roche E., 1882. *Le climat actuel de Montpellier comparé aux observations du siècle dernier*. Boehm & fils, 60 p. + ann.
- Ruf T., 2001. Droits d'eau et institutions communautaires dans les Pyrénées-Orientales ; les tenanciers des canaux de Prades (XIV^e - XX^e siècles). *Histoire et Sociétés Rurales*, **16**, 11-44.
- Salesse E., 1993. *Irrigation par l'eau souterraine en Cévennes. Mines et sources de la commune de Mandagout (Gard)*. Mémoire de diplôme d'Ingénieur en agronomie tropicale, CNEARC/ESAT, Montpellier, 98 p. + ann.
- Zimmer A., 2007. *Les aménagements hydrauliques traditionnels dans un espace cévenol : le cas de la vallée de la Drobie (Ardèche). Inventaire, étude hydrologique et projet de valorisation d'un patrimoine bâti*. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Lyon II – Louis Lumière, 86 p. + ann.

Tables des matières

Introduction	
<i>Freddy Vinet et Tony Rey</i>	7
Conférences invitées	9
CARREGA Pierre	
<i>Le risque d'incendies de forêt en région méditerranéenne : compréhension et évolution</i>	11
LE ROY LADURIE E.	
<i>L'historicité du climat. De l'âge du bronze à l'effet de serre</i>	25
LLASAT Maria Del Carmen	
<i>Les fortes précipitations d'origine méditerranéenne cause des crues extrêmes en Espagne et le Sud de la France</i>	39
Résumés des communications et des posters	47
ABDERRAHMANI B., EL-GOUTNIF., HAMEL Med.R., DOBBI A., HASSINI N., HADJEL M.	49
<i>Emergence et évolution de la fièvre catarrhale ovine (ou blue tongue) en Algérie</i>	
ACHOUR-BOUAKKAZ N., ABDOU S.	
<i>La relation entre l'îlot de chaleur urbain et la densité du bâti : cas de la ville d'Alger</i>	57
ACQUAOTTA Fiorella, FRATIANNI Simona	
<i>Tendance des séries homogènes de températures et précipitations en piémont (no Italie)</i>	65
ADEWI E., BADAMELI K.M.S., DUBREUIL V.	
<i>Evolution des saisons des pluies potentiellement utiles au Togo de 1950 à 2004</i>	73
AKOIGNONGBE A., VISSIN E. W., ZANNOU A, BOKO M.	
<i>Vulnérabilité des ressources en eau sur le bassin de l'Oueme a Save : étude climatique sur la période 1965-2002</i>	79
AMORIM M.C.C.T., SANT'ANNA NETO J. L., DUBREUIL V.	
<i>Analyse de la structure thermique du climat urbain de presidente prudente - Brésil, à partir d'image thermique landsat 7 et de mesures de surface</i>	87
AMOUSSOU Ernest, CAMBERLIN Pierre, PÉRARD Jocelyne	
<i>Instabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques dans le bassin-versant du mono-couffo (Afrique de l'ouest) de 1961 à 2000</i>	93
ARVOR Damien, DUBREUIL Vincent, MEIRELLES Margareth, SIMÕES Penello	
<i>Détection de situations à risques pour la culture du soja à partir de données satellitaires trmm et modis</i>	99
AVILA Fernand, CALMEL-AVILA Maryvonne	
<i>La vague de chaleur exceptionnelle de l'été 1994 dans la vallée du Guadalentin (Murcie, Espagne)</i>	105
BARROS Juliana, PITTON Sandra, ZAVATTINI João Afonso	
<i>Les types de temps et l'incidence des maladies respiratoires dans le district fédéral - Brésil : une étude sur le climat et la santé</i>	111
BENAÏCHATA Lazreg, TAIBI Khaled, MERRATI Amel	
<i>Détection de changements dans des facteurs extrêmes du climat en Algérie durant les deux dernières décennies</i>	117
BEN BOUBAKER Habib, TOUALBI Fethi	
<i>Climatologie du brouillard dans les principales villes de la Tunisie</i>	123
	701

BENMESSAOUD Hassen, KALLA Mahdi, DRIDDI Hadda, BEGHAMI Yassine <i>Utilisation des données satellitaires pour le suivi des processus de la dégradation des ressources naturelles dans les zones semi-arides - cas de la région sud des Aurès (Algérie)</i>	131
BIGOT Sylvain, ROME Sandra <i>Elaboration d'un atlas de l'enneigement à l'échelle du Vercors grâce à l'imagerie spot-végétation</i>	139
BOUMAUCHE Nasreddine <i>Influence de l'humidité sur le confort thermique intérieur</i>	145
BRETCAN Petre, MURARESCU Ovidiu, PEHOIU Gica, SAMOILĂ Eduardt, POPESCU Olimpia <i>Le rôle des facteurs climatiques dans l'évolution du bilan hydrologique du complexe lacustre razim-sinoie. Etude de cas 1956-1988</i>	151
BROU Yao Télesphore, ELGUERO Eric, GUEGAN Jean-François, RUFFINE Rolland, BRON Jean-Claude, FAURE Jean-François, CHEVILLON Christine, COUPPIE Pierre <i>Variabilité hydro-climatique, état de surface et émergence de l'ulcère de Buruli à Cayenne</i>	157
CANTAT Olivier, SAVOURET Edwige, BRUNET Laurent <i>Des anémomorphoses à contresens des vents dominants : la délicate interprétation climatique des marqueurs végétaux...</i>	165
COX PAGLIARINI Elisa, MAITELLI TOMASINI Gilda, FERREIRA LEONARDO MOTA Hugo <i>Influence des espaces bâtis dans la distribution de température de l'air dans la ville de Várzea grande/mt</i>	173
DAHECH S., BELTRANDO G. <i>Le vent de sable à Sfax entre 1951 et 2004 (sud tunisien)</i>	179
DJABRI L., GHREIB L., ZERROUKI H., HANI A. <i>Mise en évidence des changements climatiques à l'aide des variations des précipitations enregistrées à Tébessa sur un siècle de mesure</i>	187
DJEMAÏ Saliha <i>Reconstitution des données manquantes et zonage climatique du nord de l'Algérie</i>	195
DOUGUEDROIT A., BRIDIER S. <i>Sur la détermination de la date du début de la tendance actuelle au réchauffement</i>	201
DOUVINET Johnny, PLANCHON Olivier, CANTAT Olivier, DELAHAYE Daniel <i>Episodes pluvieux et types de circulations atmosphériques à l'origine des « crues rapides » dans le nord de la France (bassin parisien)</i>	207
DROGUE Gilles, FRANCOIS Didier <i>Vers un changement de la variabilité climatique en France ? l'exemple des températures maximales de l'air sous abri en lorraine</i>	215
DUBREUIL Vincent, QUENOL Hervé, PLANCHON Olivier, CLERGEAU Philippe <i>Variabilité quotidienne et saisonnière de l'ilot de chaleur urbain à rennes : premiers résultats du programme ecorurb</i>	221
DUMITER Aurélie, GACEU Ovidiu <i>Les caractéristiques du régime pluvial dans la région de la ville d'Oradea (Roumanie)</i>	229
EL KHALIDI Khalid, MINOUBI Abdenaim, ZOURARAH Bendahhou, CHAIBI Mohamed, et LEONE Frédéric <i>Suivi à court terme (un an) de l'évolution morphologique de la plage de Sidi Abed, côte atlantique marocaine</i>	235
EL MELKI Taoufik <i>Variation spatiotemporelle de la pollution photochimique dans le grand</i>	243

<i>Tunis</i>	
FALLOT Jean-Michel, HERTIG Jacques-André <i>Influence des paramètres climatiques et chimiques sur la qualité de l'air aux portails des tunnels autoroutiers dans le jura suisse</i>	249
FAZZINI Massimiliano <i>Impact du changement climatique sur l'enneigement dans les pré-alpes italiennes : le cas de Folgaria (Trentino)</i>	255
FERNÁNDEZ-RAGA María, TOMÁS Clemente, CALVO Ana I, PALENCIA Covadonga, CASTRO Amaya, FRAILE Roberto <i>Sommes-nous capables de nous adapter au changement climatique ?</i>	263
FRATIANNI Simona, ACQUAOTTA Fiorella <i>Définition de indices climatiques pour l'évaluation du changement climatiques en acte: une étude effectuée en piémont (no Italie)</i>	269
GACEU Ovidiu, DUMITER Aurélie, VLAICU Mihai <i>Les traits climatiques de la station climatique balnéaire Stâna de Vale (Roumanie)</i>	277
GLANDUS Lise-Marie, BELTRANDO Gérard <i>Fluctuations de la pollution et météorologie : étude comparative sur La Rochelle, Limoges et Clermont-Ferrand</i>	283
GONÇALVES DE PINHO Jeferson, TOMASINI MAITELLI Gilda, SCHREINER Simone <i>Evolution de l'intensité de l'îlot de chaleur à Cuiabá/ mt/brésil au cours de la période de 1990 à 2007</i>	289
GONZÁLEZ-COLINO Miguel, ALONSO-BLANCO Elisabeth, PALENCIA Covadonga, CALVO Anai, FERNÁNDEZ-RAGA Maria, CASTRO Amaya, FRAILE Roberto <i>Quel est l'effet du changement climatique sur les gelées ?</i>	295
GRECU Florina, IOANA-TOROIMAC Gabriela, DOBRE Robert <i>Précipitations et risques naturels durant la dernière décennie dans le département de Prahova (Roumanie)</i>	301
GREGOIRE Fabrice, PARMENTIER Hervé <i>Des tourbières en contexte cévenol : quelle gestion pour quelles contraintes climatiques ?</i>	307
Haidu Ionel, MERCIER Jean-Luc <i>Modélisation stochastique de l'écart des précipitations mensuelles aux extrêmes</i>	313
HASSINI Nouredine, DOBBI Abdelmajid, BOUCHAMA Mohamed et ABDERRAHMANI Belaid <i>Tendance et régionalisation des précipitations en Algérie : entre sécheresse et pluies diluviennes</i>	321
HLAOUI Zouhaier, HENIA Latifa, MEDJERAB Abderrahmene <i>Les pluies annuelles au Maghreb : variabilité et tendance</i>	327
HOARAU Karl <i>La réanalyse de l'intensité des cyclones tropicaux du pacifique sud durant l'épisode el niño 1982-1983</i>	335
HUFTY André <i>Les nuages dans la peinture occidentale</i>	341
IASSAMEN Alia, SAUVAGEOT Henri, AMEUR Soltane <i>Modélisation de la distribution de la vapeur d'eau troposphérique et de sa relation avec la température</i>	349
JARRAYA M., BELTRANDO G. <i>Ambiances froides et consultations respiratoires dans le secteur public de la santé a Sfax (Tunisie)</i>	355

JOLY Daniel, GRESSET-BOURGEOIS Claude, VERMOT-DESROCHES Bruno <i>Les pôles du froid en Franche-Comté</i>	361
JUVANON DU VACHAT Régis <i>Simulations numériques régionales du climat en méditerranée</i>	367
KENFACK TAKOUGANG Théophile, TSALEFAC Maurice, ZANINETTI Jean-Marc <i>Variabilité climatique, environnement et méningite cérébrospinale en milieu sahélien du nord Cameroun</i>	373
LAUFFENBURGER Mireille, DOUGUEDROIT Annick <i>Estimation du réchauffement climatique dans le sud-est de la France (à l'est du Rhône) à la fin du XXI^{ème} siècle (2071-2100)</i>	379
LECERF Rémi, PLANCHON Olivier, DUBREUIL Vincent, HUBERT-MOY Laurence <i>Impact de la variabilité climatique sur la dynamique de la végétation par télédétection moyenne résolution à l'échelle régionale : le cas de la Bretagne</i>	385
LENOIR Philippe, LAGET Frédéric <i>Indicateurs bioclimatiques et impacts sur les ressources en eau dans le cadre du changement climatique à l'échelle du département de l'Hérault</i>	391
LONG Nathalie, PIGEON Grégoire <i>Impact de l'urbanisation sur la variabilité spatio-temporelle des températures à Marseille</i>	399
LOUAMRI Abdelaziz <i>Les pluies annuelles dans le bassin-versant de l'oued Seybouse (nord-est algérien), interpolation et cartographie</i>	405
MAGNAN Alexandre, BILLÉ Raphaël <i>Evaluer la vulnérabilité des littoraux touristiques méditerranéens au changement climatique : enjeux, méthodologie et premiers retours d'expérience</i>	409
MĂHĂRA Gheorghe, SULI-ZAKAR Istvan, AMBRUS L. Attila <i>L'impact des caractéristiques climatiques de l'été 2007 sur l'état de santé de la population de l'euro région Bihor-Hadju-Bihâr</i>	419
MAHERAS P., TOLIKA K., TEGOULIAS I. <i>Le bilan thermique de l'année 2007 : un « retour vers l'avenir » ?</i>	425
MARCHAND Jean-Pierre <i>Le climat et la géographie régionale : l'exemple des géographies universelles</i>	431
MEJRI épouse AZIZI Wahida <i>Fluctuations des éléments climatiques et crises d'asthme à Tunis durant l'hiver 2005</i>	437
MOISSELIN JEAN-MARC <i>Changements climatiques sur le sud de la France</i>	443
MOLDOVAN Florin, CROITORU Adina-Eliza, HOLOBACA Iulian-Horia <i>L'importance des dépressions méditerranéennes pour l'évolution du temps dans le nord-ouest de la Roumanie</i>	449
MOREL Robert <i>Pressions libyennes et front inter-tropical</i>	455
MURARESCU Ovidiu, PEHOIU Gica, BRETCAN Petre <i>Glissements de terrain et climat dans les subcarpates de Ialomița (Roumanie)</i>	461
NEAMU Gheorghe <i>Le défilé du Danube aux portes de fer - caractérisation topoclimatique</i>	467
NICOLELLA Mariaelena, PELOSINI Renata <i>Les moyens de prévision des risques et l'adaptation climatique</i>	471

NITA Mirela, CHIOTOROIU Brindusa	477
<i>Episode pluvieux intense sur le littoral roumain de la mer noire</i>	
NORRANT Caroline	483
<i>Influence des températures de surface sur les modifications de la circulation atmosphérique dans le bassin méditerranéen (1950-2000)</i>	
NOUACEUR Zineddine	489
<i>Evolution des températures depuis plus d'un demi-siècle en Mauritanie</i>	
OGOUWALE Euloge, BOKO Michel	497
<i>Péjoration pluviométrique dans la région des collines : perception populaire et auto-ajustements paysans d'adaptation de l'agriculture</i>	
OGOUWALE Romaric, DONOU Blaise, BOKO Michel	503
<i>Variabilité spatio-temporelle des précipitations et stratégies d'adaptation paysannes dans le bassin du fleuve Oueme (Benin)</i>	
PAPADOPOULOS A.M., TOLIKA K., PANTERA A., MAHERAS P.	509
<i>Le rôle des facteurs climatiques moyens et extrêmes sur la croissance des cernes du pin d'Alep dans la région d'attique – Grèce</i>	
PEHOIU Gica, MURĂRESCU Ovidiu, BRETCAN Petre	515
<i>Favorabilités et restrictivités climatiques pour le développement des activités touristiques – étude de cas, les monts bucegi</i>	
PIRAZZOLI Paolo Antonio, TOMASIN Alberto, ULLMANN Albin	521
<i>Evolution récente des vents de surcote sur les côtes de la méditerranée centrale et de l'adriatique</i>	
PLANCHON Olivier, QUÉNOL Hervé, CORGNE Samuel	527
<i>Apport de la classification de hess-brezowsky pour la typologie des types de circulations pluviogènes hivernales en Bretagne occidentale</i>	
POPY Simon	533
<i>Peut-on détecter un impact du changement climatique sur la répartition altitudinale des oiseaux ?</i>	
PUJOL Nicolas, NEPPEL Luc, SABATIER Robert	539
<i>Modélisation multivariée des précipitations maximales annuelles par copules pour l'étude de stationnarité des pluies méditerranéennes françaises</i>	
PULINA Maria Antonia	547
<i>Evolution des extrêmes des précipitations dans la Sardaigne septentrionale (Italie)</i>	
ROME Sandra, BIGOT Sylvain, CHAFFARD Véronique, BIRON Pierre-Eymard	555
<i>Relation entre les températures de l'air et les températures du sol : l'exemple des hauts plateaux du Vercors</i>	
SAKO Nakouma, BELTRANDO Gérard et BROU Téléphore	561
<i>Variabilité pluviométrique et ressources en eau autour de la lagune aby (sud-est de la cote d'ivoire)</i>	
SANTOS J. W. M. C., DUBREUIL, V.	569
<i>Rythme climatique et consommation d'eau dans le système d'approvisionnement public de rondonópolis-mt-brésil</i>	
SCHREINER Simone, GONÇALVES PINHO Jeferson, TOMASINI MAITELLI Gilda	575
<i>Une étude préliminaire des relations entre l'expansion urbaine et le climat de alta floresta/mt-brésil</i>	
ŞERBAN Eugenia, SANTAGUIDA Riccardo, LAURIA Luigi	581
<i>Anomalies des précipitations à la station météorologique de monte Cimone, Italie</i>	
SY Oumar, SANE Tidiane	587
<i>Changements climatiques et crise de la riziculture en basse-Casamance (Sénégal)</i>	

TEODOREANU ELENA <i>La canicule de l'été 2007 à Bucarest (Roumanie)</i>	593
TOMÁS Clémente, FERNÁNDEZ-RAGA María, CALVO Ana i, PUJOL Olivier, FRAILE Roberto <i>Variabilité des températures sur le plateau central de la péninsule ibérique</i>	599
TOMASINI MAITELLI Gilda, FERREIRA LEONARDO MOTA Hugo, PAGLIARINI COX Elisa <i>Etude de microclimats dans des zones productrices de soja dans la pré- Amazonie mato-grossense/Brésil</i>	605
TOTIN V S. Henri, AMOUSSOU Ernest, BOKO Michel <i>Impacts de la récession pluviométrique sur la disponibilité en eau dans le bassin-versant du Couffo au Bénin (Afrique de l'ouest)</i>	611
TRABELSI Yamina <i>Les risques de la sécheresse en Tunisie</i>	617
TRIF Olga Valentina, CHIOREAN Cristina <i>Le stress bioclimatique dans les collines d'ouest de la Roumanie</i>	623
TSALEFAC Maurice, NGANTCHOU Sandrine, NGOUFO Roger, ANAFAK Crescencia <i>Variabilité climatique et paludisme à Yaoundé vi, une ville du Cameroun forestier</i>	631
ULLMANN Albin, MORON Vincent <i>Surcotes marines dans le golfe du lion et forçages atmosphériques : variabilité au 20^{ème} siècle</i>	641
VANDIEPENBEECK M.,DEBONTRIDDER L. <i>Evolution des jours d'orages en Belgique</i>	647
VIDAL Jean-Philippe, MOISSELIN Jean-Marc <i>Impact du changement climatique sur les sécheresses en France</i>	655
VISSIN Expédit Wilfrid , HOUSSOU Christophe Segbe PERARD Jocelyne <i>Détermination de tendances dans le comportement pluvio-hydrologique dans le bassin de l'Oueme à Bonou avec le modèle gr2m (Benin, Afrique de l'ouest)</i>	661
WAHL Laurent, PLANCHON Olivier, DAVID Pierre-Marie <i>Enneigement et persistance des névés dans les hautes Vosges</i>	667
YABI Ibouma, BOKO Michel <i>Recherche sur le démarrage de la saison pluvieuse dans le département du Borgou au Bénin (Afrique de l'ouest)</i>	673
ZAHARIA Liliana, IOANA-TOROIMAC Gabriel, CRACIUN Eugen, GOGU Silviu <i>Impacts des événements climatiques extrêmes : les crues éclairs. le cas de la rivière tecucel (Roumanie)</i>	679
ZAVATTINI João Afonso, FRATIANNI Simona <i>Etudes géographiques du climat au Brésil et en Italie : le rythme comme paradigme</i>	687
ZIMMER Arnaud, JACOB-ROUSSEAU Nicolas <i>Evaluation des ressources en eau d'une société cévenole traditionnelle (XIX^e siècle). exemple du bassin versant de la Drobie (Ardèche, France)</i>	693

Table des auteurs

Nom	Pages
ABDERRAHMANI Belaid	49, 321
ABDOU S.	57
ACHOUR-BOUAKKAZ Nawel	57
ACQUAOTTA Fiorella	65 , 269
ADEWI Essotalani	73
AKOGNONGBE Arsène	79
ALONSO-BLANCO Elisabeth	295
AMBRUS L. Attila	419
AMEUR Soltane	349
AMORIM M.C.C.T.	87
AMOUSSOU Ernest	93 , 611
ANAFKAK Crescencia	631
ARVOR Damien	99
AVILA Fernand	105
BADAMELI K.M.S.	73
BARROS Juliana	111
BEGHAMI Yassine	131
BELTRANDO Gérard	179, 283, 355, 561
BENAÏCHATA Lazreg	117
BEN BOUBAKER Habib	123
BENMESSAOUD Hassen	131
BIGOT Sylvain	139 , 555
BILLÉ Raphaël	409
BIRON Pierre-Eymard	555
BOKO Michel	79, 497, 503, 611, 673
BOUCHAMA Mohamed	321
BOUMAUCHE Nasreddine	145
BRETCAN Petre	151 , 461, 515
BRIDIER S.	201
BRON Jean-Claude	157
BROU Téléspore	157 , 561
BRUNET Laurent	165
CALMEL-AVILA Maryvonne	105
CALVO Ana I	263, 295, 599
CAMBERLIN Pierre	93
CANTAT Olivier	165 , 207
CARREGA Pierre	11
CASTRO Amaya	263, 295
CHAFFARD Véronique	555
CHAIBI Mohamed	235
CHEVILLON Christine	157
CHIOREAN Cristina	623
CHIOTOROIU Brindusa	477
CLERGEAU Philippe	221
CORGNE Samuel	527
COUPPIE Pierre	157
COX PAGLIARINI Elisa	173, 605
CRACIUN Eugen	679
CROITORU Adina-Eliza	449
DAHECH Salem	179

DAVID Pierre-Marie	667
DEBONTRIDDER	647
DELAHAYE Daniel	207
DJABRI Larbi	187
DJEMAÏ Saliha	195
DOBBI Abdelmajid	49, 321
DOBRE Robert	301
DONOU Blaise	503
DOUGUEDROIT Annick	201 , 379
DOUVINET Johnny	207
DRIDDI Hadda	131
DROGUE Gilles	215
DUBREUIL Vincent	73, 87, 99, 221 , 385, 569
DUMITER Aurélie	229 , 277
EL KHALIDI Khalid	235
EL MELKI Taoufik	243
EL-GOUTNI F.	49
ELGUERO Eric	157
FALLOT Jean-Michel	249
FAURE Jean-François	157
FAZZINI Massimiliano	255
FERNÁNDEZ-RAGA Maria	263 , 295, 599
FERREIRA LEONARDO MOTA Hugo	173, 605
FRAILE Roberto	263, 295, 599
FRANCOIS Didier	215
FRATIANNI Simona	65, 269 , 687
GACEU Ovidiu	229, 277
GHREIB L.	187
GLANDUS Lise-Marie	283
GOGU Silviu	679
GONÇALVES DE PINHO Jeferson	289 , 575
GONZÁLEZ-COLINO Miguel	295
GRECU Florina	301
GREGOIRE Fabrice	307
GRESSET-BOURGEOIS Claude	361
GUEGAN Jean-François	157
HADJEL M.	49
Haidu Ionel	313
HAMEL Med.R.	49
HANI A.	187
HASSINI Nouredine	49, 321
HENIA Latifa	327
HERTIG Jacques-André	249
HLAOUI Zouhaier	327
HOARAU Karl	335
HOLOBACA Iulian-Horia	449
HOUSSOU Christophe Segbe	661
HUBERT-MOY Laurence	385
HUFTY André	341
IASSAMEN Alia	349
IOANA-TOROIMAC Gabriela	301, 679
JACOB-ROUSSEAU Nicolas	693
JARRAYA M	355
JOLY Daniel	361
JUVANON DU VACHAT Régis	367

KALLA Mahdi	131
KENFACK TAKOUGANG Théophile	373
LAGET Frédéric	391
LAUFFENBURGER Mireille	379
LAURIA Luigi	581
LE ROY LADURIE Emmanuel	25
LECERF Rémi	385
LENOIR Philippe	391
LEONE Frédéric	235
LLASAT Maria Del Carmen	39
LONG Nathalie	399
LOUAMRI Abdelaziz	405
MAGNAN Alexandre	409
MĀHĀRA Gheorghe	419
MAHERAS Panagiotis	425, 509
MAITELLI TOMASINI Gilda	173
MARCHAND Jean-Pierre	431
MEDJERAB Abderrahmene	327
MEIRELLES Margareth	99
MEJRI épouse AZIZI Wahida	437
MERCIER Jean-Luc	313
MERRATI Amel	117
MINOUBI Abdenaim	235
MOISSELIN Jean-Marc	443, 655
MOLDOVAN Florin	449
MOREL Robert	455
MORON Vincent	641
MURARESCU Ovidiu	151, 461, 515
NEAMU Gheorghe	467
NEPPEL Luc	539
NGANTCHOU Sandrine	631
NGOUFO Roger	631
NICOLELLA Mariaelena	471
NITA Mirela	477
NORRANT Caroline	483
NOUACEUR Zineddine	489
OGOUWALE Euloge	497
OGOUWALE Romaric	503
PALENCIA Covadonga	263, 295
PANTERA A.	509
PAPADOPOULOS A.M.	509
PARMENTIER Hervé	307
PEHOIU Gica	151, 461, 515
PELOSINI Renata	471
PERARD Jocelyne	93, 661
PIGEON Grégoire	399
PIRAZZOLI Paolo Antonio	521
PITTON Sandra	111
PLANCHON Olivier	207, 221, 385, 527, 667
POPESCU Olimpia	151
POPY Simon	533
PUJOL Nicolas	539
PUJOL Olivier	599
PULINA Maria Antonia	547
QUENOL Hervé	221, 527

ROME Sandra	139, 555
RUFFINE Rolland	157
SABATIER Robert	539
SAKO Nakouma	561
SAMOILĂ Eduardt	151
SANE Tidiane	587
SANT'ANNA NETO J. L.	87
SANTAGUIDA Riccardo	581
SANTOS J. W. M. C.	569
SAUVAGEOT Henri	349
SAVOURET Edwige	165
SCHREINER Simone	289, 575
ȘERBAN Eugenia	581
SIMÕES Penello	99
SULI-ZAKAR Istvan	419
SY Oumar	587
TAIBI Khaled	117
TEGOULIAS I.	425
TEODOREANU Elena	593
TOLIKA K.	425, 509
TOMÁS Clemente	263, 599
TOMASIN Alberto	521
TOMASINI MAITELLI Gilda	289, 575, 605
TOTIN V S. Henri	611
TOUALBI Fethi	123
TRABELSI Yamina	617
TRIF Olga Valentina	623
TSALEFAC Maurice	373, 631
ULLMANN Albin	641 , 521
VANDIEPENBEECK	647
VERMOT-DESROCHES Bruno	361
VIDAL Jean-Philippe	655
VISSIN Expédit Wilfrid	79, 661
VLAICU Mihai	277
WAHL Laurent	667
YABI Ibouraïma	673
ZAHARIA Liliana	679
ZANINETTI Jean-Marc	373
ZANNOU A.	79
ZAVATTINI João Afonso	111, 687
ZERROUKI H.	187
ZIMMER Arnaud	693
ZOURARAH Bendahhou	235

Ce volume rassemble, avec un classement par ordre alphabétique du nom du premier auteur, les résumés élargis des communications orales et des posters présentés au XXI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), qui s'est tenu à Montpellier du 9 au 13 septembre 2008.

Même centrés sur la Méditerranée, les espaces et thèmes traités sont relativement variés. Les nombreuses communications et posters traitant de l'évolution récente du climat et de sa variabilité viennent éclairer les débats actuels sur le changement climatique. D'autres communications abordent par exemple la climatologie tropicale principalement en relation avec la ressource en eau et les besoins de l'agriculture. Au-delà du regain d'intérêt pour la climatologie porté par la thématique du changement global, il ressort de cet ensemble de communications que les climats n'ont jamais cessé d'être des facteurs fondamentaux de la vie des sociétés et de l'organisation des territoires.

Composition du comité scientifique

BELTRANDO G., Université Diderot Paris (France)
BEN BOUBAKER H., Université de la Manouba (Tunisie)
BIGOT S., Université de Grenoble (France)
CANTAT O., Université de Caen (France)
CARREGA P., Université de Nice Sophia Antipolis (France)
DANDIN P., Dir. Climatologie Météo-France
DOUGUEDROIT A., Université d'Aix-Marseille (France)
ERPICUM M., Université de Liège (Belgique)
FALLOT J., Ecole Polytechnique Lausanne (Suisse)
HOARAU K., Université Cergy-Pontoise (France)
HUFTY A., Université Laval (Québec - Canada)
JUVANON DU VACHAT R., Météo-France
MAHERAS P., Université de Thessalonique (Grèce)
MAHE G., IRD, Montpellier (France)
NEPPEL L., Université Montpellier II (France)
PLANCHON O., Université de Rennes/CNRS (France)
QUENOL H., Université de Rennes/CNRS (France)
ROME S., Université de Grenoble (France)

Le colloque a bénéficié de l'aide financière des partenaires suivants :

