

PUBLICATIONS
de l'ASSOCIATION
INTERNATIONALE
DE CLIMATOLOGIE

2003 - Volume 15



ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE
Institut de Géographie
29, avenue Robert Schuman
13621 AIX-en-PROVENCE Cedex-France

Publications de l'Association Internationale de Climatologie

Volume 15

•APPLICATIONS DE LA CLIMATOLOGIE AUX ECHELLES FINES•
Bioclimatologie, Topoclimatologie, Climat urbain, Pollution, Risques

• PRÉCIPITATIONS •

Tendances, Variabilité temporelle, Mesure radar

• TEMPÉRATURES •

Tendances, Environnement et variations séculaires

• CHANGEMENT CLMATIQUE, INDICATEURS •

Édité par
Claude Kergomard

TABLE DES MATIERES

Conférences

Le climat aux échelles fines	
<i>P. CARREGA</i>	19
Nouvelles connaissances sur l'évolution du climat	
<i>P. BESSEMOULIN, J.P. CERON et J.M. MOISSELIN</i>	31
Applications de la climatologie aux échelles fines	
Bioclimatologie	
La sensibilité de l'agriculture aux changements climatiques : le cas du blé d'hiver en Beauce	
<i>S. BELLIA, R. DELECOLLE et A. DOUGUEDROIT</i>	41
Un "petit air" de Méditerranée au cœur de la Normandie. Réflexions sur le rôle des facteurs géographiques en climatologie d'échelle fine	
<i>O. CANTAT, L. BRUNET et P.O. COCHARD</i>	49
Diminution altitudinale du stress hydrique estival de la végétation méditerranéenne d'après le NDVI	
<i>V. CESARI et A. DOUGUEDROIT</i>	57

Relations entre rendements du blé dur et précipitations en Tunisie <i>M. FEKI et A. DOUGUEDROIT</i>	65
Zones humides, contraintes climatiques et richesses patrimoniales : l'exemple des landes de Versigny (Aisne, bassin parisien, France) <i>F. GREGOIRE, J.P. AMAT, E. DAS GRAÇAS et J.C. HAUGUEL</i>	73
Répartition des températures et culture des tomates en Tunisie <i>J.EL HAJRI</i>	80
Suivi par télédétection de la sécheresse de l'année 2000 dans la dépression de Transylvanie <i>I.H. HOLOBACA, V. SOROCOVSKI et V. DUBREUIL</i>	87
Incidence de la météorologie locale sur les fluctuations de population du tétras lyre (<i>tetrao tetrix</i> L.). <i>M. LONEUX et M. VANDIEPENBEECK</i>	95
Les graminées indicatrices des conditions agro-climatiques <i>R. MOREL</i>	104
Approche bioclimatique du contact caatinga/cerrado dans l'état de Bahia, Brésil <i>M.M. DOS PÁSSOS et V. DUBREUIL</i>	112

Topoclimatologie : températures, rayonnement solaire, neige, vent.

Étude topoclimatique d'une région touristique subcarpatique : "Pogôrze Tuchowskie" <i>B. OLECHNOWICZ-BOBROWSKA et J. GACEK</i>	121
Estimation des températures minimales dans les vallées des Ardennes belges. <i>M. VANDIEPENBEECK</i>	128
Influence de la topographie et du substrat sur les écarts thermiques nocturnes : région limoneuse du moyen-Adour et clairières sableuses de la forêt des Landes (France). <i>F.AVILA</i>	135
Corrélation entre température et insolation pour la région de Tizi Ouzou (Algérie) : application au chauffage solaire <i>S. AMEUR, A. AKIR, D. IDRES, A. ADANE et H. SAUVAGEOT</i>	143
Calcul de l'ensoleillement de façades architecturales : résultats préliminaires <i>G. BRANCUCCI et G. PALIAGA</i>	150
Étude du rendement du silicium mono-cristallin en milieu désertique <i>S. HARROUNI et A. MAAFÍ</i>	157
Neige et avalanches dans les Alpes françaises en janvier-février 1999 <i>G. BLANCHET</i>	164
Étude de la nivométrie et de ses implications touristiques dans la Vallée d'Aoste <i>S. FRATIANNI et L. MOTTA</i>	171
60 années d'histoire de la vallée du verglas, étude comparative des événements au Québec <i>C.G. GENEST, J. LITYNSKI et F. BELLEMARE</i>	179

Origine et évolution des fortes chutes de neige dans le sud de la Pologne (Cracovie, 1863-2000) R. <i>TWARDOSZ</i>	187
Essai de prévision locale des conditions aérologiques de surface ; exemple de la baie de Sallenelles à Ouistreham en Basse-Normandie A. <i>DUDOUIT</i>	193
Analyse micro-climatologique des variations du vent en fonction des températures au Spitsberg R. <i>FURY</i> et D. <i>JOLY</i>	200
Une méthode de classification tridimensionnelle de la circulation atmosphérique : application au nord-est de la France P. <i>KASTENDEUCH</i>	207
Évaluation de l'énergie éolienne par la distribution de Weibull F. <i>YOUCEF ETTOUMI</i> , J.M. <i>FALLOT</i> , H. <i>SAUVAGEOT</i> et A. <i>ADANE</i>	212
L'homme et le climat :	
climat urbain, pollution atmosphérique, risques climatiques	
Intensité de l'îlot de chaleur urbain à Varsovie et circulation atmosphérique K. <i>BLAZEJCZYK</i>	223
Impact des brises thermiques sur le transport des polluants atmosphériques dans la vallée de la ville de Mexico J.C. <i>GALLARDO</i> , D.A. <i>PARRA</i> , R. <i>VILLASENOR</i> , PH. <i>MIRABEL</i> et J.-L. <i>PONCHE</i>	227
Catastrophe « naturelle » : les inondations dévastatrices du 9 et 10 novembre 2001 de Bab El Oued (Alger, Algérie) Y. <i>DJELLOULI</i> et A. <i>SACI</i>	236
Etude climatologique des événements foudre et détermination d'une échelle d'intensité P. <i>LASEGUES</i> , B. <i>VINCENDON</i> , J.-M. <i>MOISSELIN</i> , D. <i>MINGUET</i> , et J.-Y. <i>POIGNET</i>	243
Les précipitations	
Variations et tendances	
Fréquence des intempéries et des précipitations abondantes en Valais (Alpes suisses occidentales) durant le 20ème siècle S. <i>ATTINGER</i> et J.-M. <i>FALLOT</i>	253
Significativité des tendances pluviométriques pluriannuelles I. <i>HAIDU</i>	260
Pluviométrie moyenne annuelle : choix de la période de référence dans le nord de l'Algérie M. <i>MEDDI</i> et H. <i>MEDDI</i>	269
Tendances saisonnières des précipitations et des pressions de surface dans le bassin méditerranéen (1915-1988) C. <i>NORRANT</i> et A. <i>DOUGUEDROIT</i>	276

Variabilité et extrêmes

L'intensité horaire de la pluie à Tunis Manoubia <i>Z. BENZARTI</i>	287
Identification des dates de démarrage et de fin de saison des pluies : applications à l'Afrique de l'est et au Sénégal <i>P. CAMBERLIN, R. OKOOL, M. DIOP et P. VALIMBA</i>	295
Les épisodes de précipitations abondantes (période 1951-1991) dans l'Italie du nord et la Sardaigne. <i>I. MAGGI, C. OTTONE et M.A. PULINA</i>	304
Les champs des anomalies pluviométriques durant la saison humide en Grèce et leurs relations avec le géopotentiel à 500 hPa. <i>P. MAHERAS, M. VAFIADIS, F. KOLYVA-MACHERA, CH. ANAGNOSTOPOULOU et K. TOLIKA</i>	312
Estimation et spatialisation des durées de retour des fortes pluies en Centrafrique <i>S. NDJENDOLE et J. FERARD</i>	319
Caractérisation de la saison des pluies dans le centre-ouest du Sénégal <i>J.B. N'DONG</i>	326
Rapports entre pluie extrême observée et pluie maximale probable : application à un cas réel : Versilia 1996 <i>P. POINSOTTE et S. CAVAZZA</i>	333
Relations entre relief, systèmes convectifs et précipitation dans le Fouta Djallon en Guinée <i>S. M. SALI, A. T. GAYE</i>	341
Répartition des précipitations selon les types de régimes perturbés dans une région au relief contrasté : l'est du Massif Central français <i>J.B. SUCHEL et G. BLANCHET</i>	349
Fréquences et quantités des précipitations journalières sur le territoire camerounais <i>M. TSALEFAC, R. NGOUFO, W. NKWAMBI, E. DJOUMESSI TATSANGUE et B. LENGUE FOBISSIE</i>	359
Recherche de ruptures dans les séries pluviométriques et hydrologiques du bassin béninois du fleuve Niger (Bénin, Afrique de l'ouest) <i>E. VISSIN, M. BOKO, J. PERARD et C. HOUNDENOU</i>	368
Analyse des échos radar	
Analyse des variations du signal radar à l'échelle de la demi-heure : estimation des précipitations pour la région de Sétif (Algérie) <i>A. ADANE, O. RAAF, R. NAILI, F. YUCEF ETTOUMI, B. HADDAD et H. SAUVAGEOT</i>	379
Analyse de la dimension fractale des échos de précipitations : cas des inondations d'Alger <i>B. HADDAD, L. SADOUKI, R. NAILI, A. ADANE et H. SAUVAGEOT</i>	386
Étude du caractère stochastique des précipitations à partir des données radar météorologique <i>N. LEHTIHET, F. YUCEF ETTOUMI, A. ADANE et H. SAUVAGEOT</i>	393

Étude de la stationnarité du champ de précipitations sur la côte
sénégalaise

A. NZEUKOU, H. SAUVAGEOT, F. KEBE, D. BADIANE et S.M. SALL

402

Les températures

Variations et tendances

Évolution des températures minimales dans les Alpes du nord depuis 1960

D. DUMAS et C. ATUNES413

Fluctuations du climat dans l'Arctique durant le XX^e siècle

J. LITYNSKI, C. GENEST, F. BELLEMARE et Y. LECLERC420

L'évolution des températures dans le sud du Congo - Brazzaville
(1950-1998)

M. MPOUNZA, G. SAMBA, C. BOUKA BIONA et M. MASSOUANGUI-KIFOUALA428

La variation de la température de l'air dans la région de Strasbourg :
changement climatique ou effet de l'urbanisation ?

P. PAUL et I. HAIDU434

Analyse du réchauffement climatique contemporain et des types de temps
observés dans le nord-est de la France et le sud-ouest de l'Allemagne
de 1981 à 2000

L. WAHL441

Changement climatique, indicateurs

Les indicateurs climatiques de grande échelle et la variabilité des
tempêtes sur le territoire français.

D. JOUAN451

Le système mondial d'observation du climat : contribution française

R. JUVANON DU VACHAT458

Ecoclimap, une base de données globale de paramètres de surface
continentale à la résolution kilométrique et son utilisation dans
les modèles météorologiques

J.L. CHAMPEAUX, V. MASSON et F. CHAUVIN465

LE CLIMAT AUX ECHELLES FINES

PIERRE CARREGA

*Equipe GVE UMR Espace
Université de Nice - Sophia Antipolis
98 bd Herriot F - 06204 Nice cedex 3
carrega@unice.fr*

Cette conférence d'ouverture du XV^e colloque international de l'A.I.C. centré sur les échelles fines du climat n'est pas un compte-rendu de recherches, mais une sorte d'état des lieux concernant cette thématique qui donne lieu à de multiples travaux et applications, dont le nombre est en fort accroissement, alors qu'elle reste paradoxalement méconnue du grand public. En effet, depuis plusieurs années l'on ressent (à tort ou à raison) une « présence forte » du climat, largement mise en avant par les médias, et ce, dans le plus grand désordre. Ce poids des éléments climatiques n'apparaît le plus souvent pour l'homme de la rue que comme la manifestation locale d'un phénomène commandé à l'échelle de la planète, masquant ainsi les fortes variations spatiales qui se produisent parfois en topographies et conditions géographiques contrastées. Or les phénomènes météorologiques et climatiques résultent de la combinaison de variables à des échelles spatiales et temporelles différentes, et, dans l'ensemble, les efforts des physiciens de l'atmosphère et des météorologues se sont davantage portés sur les grands espaces que sur les phénomènes locaux, plus étudiés par les climatologues agronomes ou géographes, entre autres.

L'échelle étant un rapport entre deux distances (celle de la carte et celle de la réalité), il est clair qu'une grande échelle (1/25 000^e) ne peut s'appliquer qu'à un petit espace, du fait de sa grande précision, et qu'inversement, une petite échelle (1/1000 000^e) concerne une portion de continent. Cette conception adoptée presque exclusivement par les Géographes, est ailleurs généralement remplacée par la vision « littéraire » de l'échelle qui est alors assimilée à une étendue. Pour éviter toute ambiguïté, les termes de « grande » et « petite » échelle seront ici remplacés par « micro » et « macro », suffisamment explicites pour ne pas prêter à confusion (fig. 1). C'est ici des échelles fines, supérieures à l'échelle micro, qu'il sera question, c'est-à-dire celles désignant des espaces de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres, objet d'étude de la topo-climatologie.

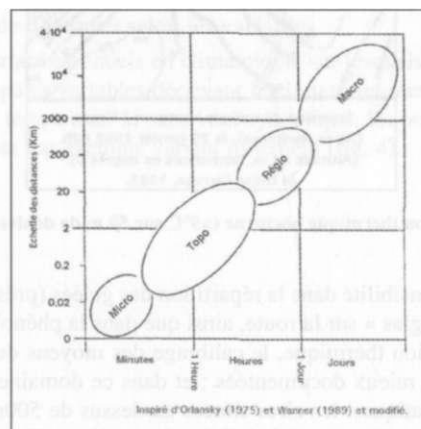


Figure 1 : Relations entre les échelles spatio-temporelles.

Après avoir insisté sur l'intérêt de cette échelle, nous évoquerons les outils utilisés pour la mesure et le traitement des données, pour nous interroger sur l'éventuelle originalité des mécanismes climatiques à cette échelle. La question se pose en effet de montrer comment, localement, la topographie et l'environnement en général, plus que de n'être qu'un obstacle perturbant les mécanismes d'échelle supérieure, engendrent eux-mêmes des phénomènes spécifiques.

1. Place et intérêt des échelles fines

1.1. Applications et domaines variés

Une très grande part des phénomènes climatiques, même non extrêmes, se produisent à une échelle assez locale, à l'opposé du « global » tellement cité, ce qui signifie une forte variation spatiale du phénomène décrit, et les domaines d'applications sont très variés. Cette sous-valorisation des échelles fines souvent traitées comme des « parents pauvres » est assez surprenante, compte-tenu de leur omni-présence.

Il en est en particulier ainsi pour tout ce qui est des températures : il suffira d'un faible déplacement pour constater de fortes variations thermiques, et même franchir un seuil, comme passer d'une température positive à une température négative et vice-versa, avec les conséquences que l'on imagine (fig. 2).

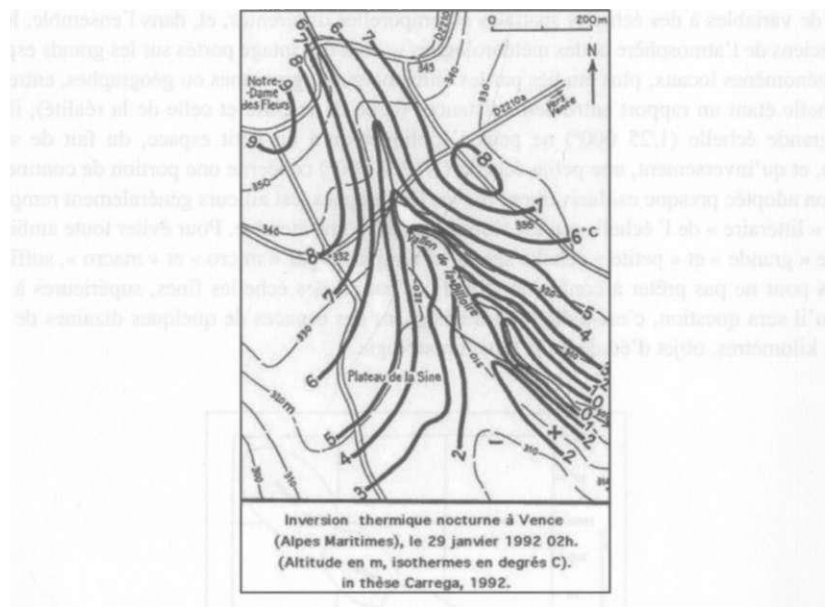
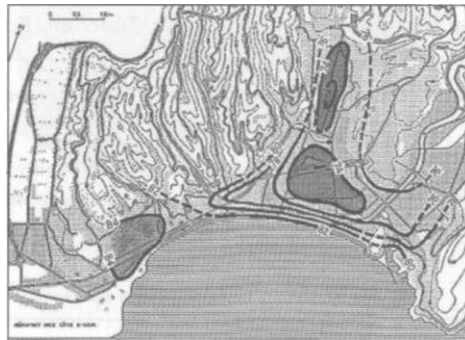


Figure 2 : Forte inversion thermique nocturne (>9°C sur 50 m de dénivellation) dans un vallon.

On constate bien cette sensibilité dans la répartition des gelées (présence - absence) et dans leur intensité, dans celle du « verglas » sur la route, ainsi que dans la phénologie et l'agriculture. Toutes les normes régissant l'isolation thermique, le calibrage des moyens de chauffage ou de climatisation gagneraient ainsi à être mieux documentées ; et dans ce domaine il est frappant de constater que dans certains Atlas climatiques, les aires situées au dessus de 500m d'altitude sont laissées en blanc... La localisation du brouillard au sol obéit le plus souvent elle aussi à des logiques spatiales d'échelle fine.

Moins facile d'accès à l'observateur, même si une approche qualitative en est parfois permise grâce à sa visualisation par la fumée, l'écoulement de l'air est bien obligé de s'adapter à la topographie (quand ce n'est pas elle qui le génère). Certains tourbillons, depuis le « diable » de 2 m de diamètre naissant sur le sol surchauffé du désert ou des terres labourées andalouses, jusqu'à la trombe marine ou la tornade du Kansas, sont vraiment l'illustration d'une échelle « micro » ou « topo » du vent. A moins fine échelle, il en est de même pour les parcours d'orages, la répartition spatiale de leurs précipitations et les épices de très fortes pluies.

Les travaux de climatologie urbaine montrent bien la spécificité des comportements des surfaces construites et de leurs structures, dans les domaines radiatifs, thermiques, hygrométriques (fig. 3), mais aussi dans la ventilation et ses conséquences sur la pollution atmosphérique, et peut-être aussi dans la pluviométrie.



Carte de l'humidité relative moyenne (%) dans la ville de Nice du 28 avril au 11 mai 1986, à 20h. in thèse de P. Carrega, 1992.

Figure 3 : îlot de sécheresse de l'air urbain en soirée, à Nice (Alpes-Maritimes).

A une époque où 80 % de la population des pays développés est urbaine, ce thème ne peut laisser indifférent, et montre aussi la nécessité de considérer non seulement les mesures objectives, mais encore la perception qu'ont les gens de leur environnement climatique ainsi que les effets sanitaires du climat.

1.2. Classification des pas de distances selon les variables

L'un des paramètres pourtant essentiels en climatologie sur lesquels peu d'auteurs ont insisté, est le pas de distance des principales variables décrivant le climat : un transect avec mesure des températures montre bien que par temps clair et sans vent synoptique, les températures du sol ou de l'air sus-jacent, le long d'une route par exemple varient fortement (fig. 4).

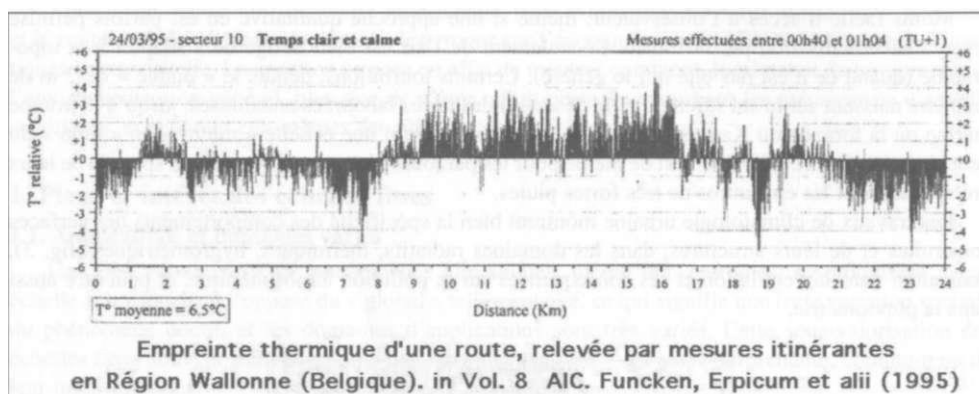


Figure 4 : Changement de température le long d'une route.

En généralisant l'analyse, la température de l'air mesurée en conditions standard varie sur de très faibles distances le jour (maximales), mais dans d'assez modestes proportions (faible amplitude) par rapport aux températures nocturnes (en général minimales) qui par contre sont moins changeantes sur une même distance (fig. 5).

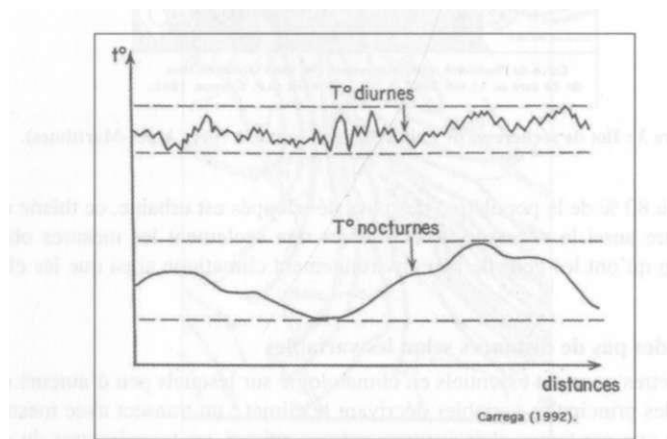


Figure 5 : Variation spatiale de l'amplitude thermique nocturne et diurne.

En considérant les autres variables climatiques, il apparaît que la plus sensible au déplacement horizontal de l'instrument qui la mesure est l'ensemble des rayonnements (solaires absorbé et réfléchi, terrestre, atmosphérique) et donc le bilan radiatif en général, lui-même très lié à la nature et la morphologie du sol et de sa couverture par l'intermédiaire de ses principales caractéristiques physiques. Les vicissitudes de l'écoulement de l'air et de la turbulence montrent aussi une extraordinaire complexité, tandis que la distribution spatiale des précipitations ou de la grêle obéit à des échelles moins fines, bien que du domaine de la topoclimatologie (fig. 6).

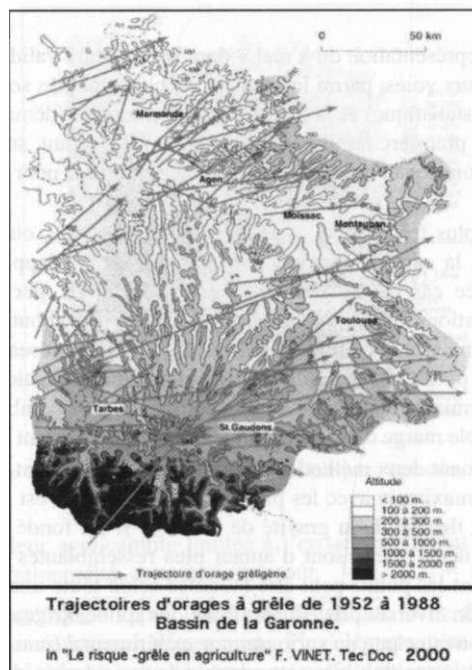


Figure 6 : Couloirs préférentiels d'orages à grêle.

Il apparaît que c'est en définitive surtout l'échelle de la morphométrie du relief (forme et taille des vallées par exemple) qui guide l'échelle de la climatologie (et aussi d'autres paramètres comme la couverture du sol, etc).

2. Les outils

2.1. Mesures

La micro et la topoclimatologie obligent souvent à effectuer des mesures spécifiques car même s'il en existe sur le lieu étudié, elles ne sont généralement pas adaptées à l'échelle désirée, et en nombre insuffisant. Ainsi, on peut définir trois principaux niveaux altitudinaux (ou types de milieu) pour les mesures, entraînant ainsi le recours à un cortège d'appareils et de protocoles associés :

- Mesures de surface (du sol, de la mer, etc) : valeurs de l'albédo, de la température (à partir du flux radiatif infra-rouge terrestre)... opérées par avion, satellite, ou même de quelques mètres de hauteur à partir d'appareils portatifs, mesure de la température au sol (utilité pour le risque de verglas routier). Cas particulier des précipitations qui, contrairement à la philosophie, ne sont pas mesurées au niveau du sol pour éviter des effets secondaires parasites liés à la rugosité du sol ou au splash - (pluviomètres, tables à neige) ;

- Mesures dans l'air sur les premiers mètres ou décimètres au dessus du sol (selon les besoins) : indice actinométrique, température et humidité relative sous abri, flux composant le bilan radiatif, vitesse et direction du vent ;

- Mesures dans l'air libre, au-delà des premiers mètres au dessus du sol, soit par une série de capteurs disposés le long d'un pylône, soit par diverses techniques comme le sondage par ballon perdu (radiosondage) ou ballon captif, comme les ballons plafonnants (dits aussi « équilibrés ») révélant l'écoulement de l'air dont ils sont partie intégrante, dans les trois dimensions, comme aussi les divers radars et profileurs traversant l'air depuis le sol ou à partir de satellites ou d'avions.

2.2. La modélisation

Etant une tentative de représentation du « réel » dont la meilleure validation est une bonne prévision, elle peut suivre plusieurs voies, parmi lesquelles, les plus typiques sont : la modélisation empirique (démarche inductive, statistique) et la modélisation numérique (démarche déterministe, déductive). On peut rattacher à la première famille le travail en modèle réduit, sur maquette (raisonnement par analogie), même si les lois de la physique sont largement utilisées pour reconstituer des situations vraisemblables.

- L'un des recours les plus fréquents à la modélisation statistique, outre l'évolution temporelle d'un phénomène, concerne la cartographie d'une variable, champ d'application géographique par excellence. On part dans ce cas d'une base de données mesurées, par exemple la pluviométrie mesurée par un réseau de stations automatiques ou manuelles, et l'on aboutit également à une base de données de même nature, mais plus complète, puisqu'il s'agit d'un réseau de points (intersections d'une grille) ou de tous les pixels d'une maille d'un Système d'Information géographique ! Le problème consiste donc à déterminer la méthode la plus pertinente pour combler le vide d'informations d'un espace avec la plus faible marge d'erreur possible, tout en connaissant la valeur de cette dernière.

* Il existe schématiquement deux méthodes pour parvenir à ce résultat : la première consiste à se fonder sur la ressemblance maximale avec les plus proches voisins : c'est le principe de l'autocorrélation spatiale, dérivé de la théorie de la gravité de Newton. Il est fondé sur l'idée que les valeurs prises par une variable en deux points sont d'autant plus ressemblantes que ces deux points sont proches. La distance séparant les points peut être modulée selon toute une série de règles ou coefficients, et mise en œuvre selon diverses procédures (fonctions spline, krigeages), tout en étant justifiée par l'allure plus ou moins convaincante du variogramme expérimental (non pépétique de préférence !). Cette logique peut être suivie pour établir la cartographie de variables ne changeant pas beaucoup sur de très faibles distances, surtout en moyenne, comme les précipitations par exemple.

Le problème est que pour certaines variables comme le vent, le rayonnement, la température ou l'humidité relative par exemple, le pas de distance de variation spatiale de la variable est très faible, et en tous cas inférieur à la distance moyenne sur laquelle se fait ressentir l'influence de chaque point sur ses voisins (la « portée » du variogramme). Autrement dit, les stations du réseau de mesures sont trop éloignées les unes des autres pour qu'il soit raisonnable d'espérer construire un réseau de points pour chacun desquels on a calculé sa valeur à partir de ses plus proches voisins. De plus, dès que l'espace devient anisotrope, l'hétérogénéité du milieu enlève tout espoir de suivre efficacement cette voie : deux stations d'un réseau, bien que relativement proches (quelques kilomètres) peuvent être séparées par un interfluve dominant de plusieurs centaines de mètres ! d'autant qu'en montagne les stations sont plus fréquemment positionnées en vallées que sur les lignes de crêtes...

* Une alternative existe : la seconde méthode consiste à se fonder sur les relations entre chaque poste et son environnement pour induire des lois statistiques, à l'aide des techniques d'analyse multivariée, en particulier les régressions multiples. Les fonctions mathématiques résultantes permettent de reconstituer la valeur recherchée de tous les points dont on connaît les valeurs prises par les variables traduisant l'environnement : altitude, exposition, pente en amont, en aval, continentalité, etc.. à l'échelle topo-climatologique ; mais aussi, densité et stratification de la végétation, couleur de la roche ou du sol, etc .. ; à l'échelle micro-climatologique (fig. 7). Cette logique est applicable à condition de justifier d'une intensité de relation satisfaisante entre variable dépendante « à expliquer » et variables indépendantes (« explicatives »), intensité donnée par divers paramètres (coefficients de corrélation total ou partiels, erreur-type, significativité du modèle).

Ces modèles ont depuis longtemps fait leurs preuves et les exemples d'application ne se comptent plus : pluviométrie, températures moyennes ou extrêmes, probabilité de gelées, cartographie des degrés-jours, etc ...

On peut également rattacher à cette famille empirique de modèles les systèmes à bases de connaissances, les réseaux de neurones ... et tout ce qui relève de l'expertise en général ; tous ces modèles

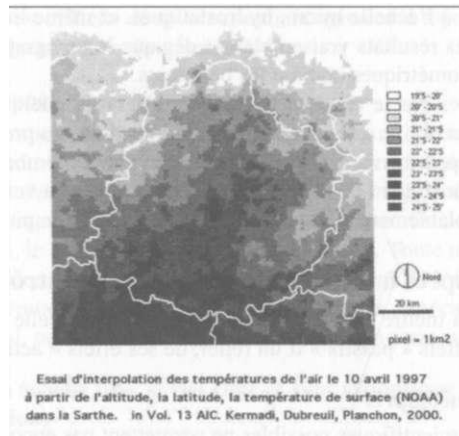


Figure 7 : Exemple d'interpolation spatiale par régression multiple.

ont pour point commun leur applicabilité limitée à l'espace où ils ont été construits (ou presque), souvent une certaine opérationnalité, et un moindre coût.

- La modélisation numérique s'appuie sur un autre logique, celle des mécanismes et processus physiques repris dans un enchaînement déterministe. Plus élégante, plus universelle et plus puissante - sur le principe - que la précédente, cette démarche est parfois obligatoire : c'est elle qui a fait accomplir les progrès indéniables de la prévision météorologique des 20 dernières années à méso échelle. Habituellement utilisés à l'échelle macro ou méso, ces modèles dont l'analyse de détail montre l'appartenance à des catégories très différentes peuvent parfois aisément s'appliquer aux échelles fines, mais au prix de temps de calcul importants, et de coûts élevés, dès lors que les hypothèses de départ ne sont pas trop simplistes. Ainsi, pour tout ce qui relève de la mécanique des fluides, donc l'écoulement du vent, les modèles non hydrostatiques les plus complexes sont de véritables « usines à gaz » qu'il n'est pas imaginable de lancer d'un simple clic (fig. 8). Il existe des modèles beaucoup

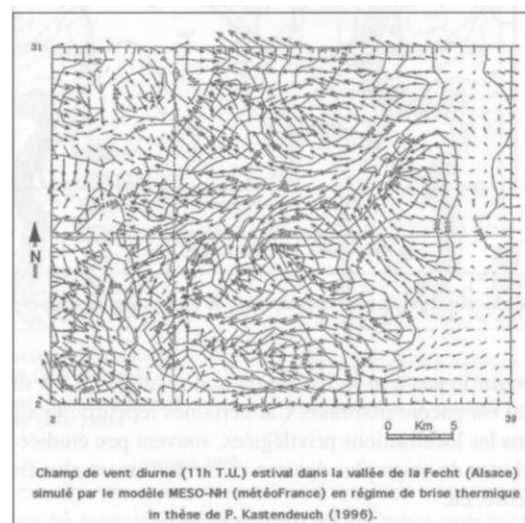


Figure 8 : Modélisation numérique du vent à fine échelle.

plus simples, plutôt adaptés à l'échelle micro, hydrostatiques, et même linéaires, mais qui sont rarement capables de donner des résultats vraisemblables dès que la topographie est plus complexe que quelques simples figures géométriques comme les bâtiments.

Les problèmes engendrés par le chaos déterministe limitent à quelques jours la projection des modèles dans le futur, ce qui oblige à les paramétrer et à introduire du probabilisme, donc à nuancer le déterminisme. Lourds et peu maniables, et demandant en entrée nombre d'informations généralement non disponibles, ils constituent néanmoins l'espoir des années à venir, même si certaines missions continueront vraisemblablement à être l'apanage des modèles empiriques.

3. Des mécanismes propres à cette échelle, mais sous contrôle

L'action la plus facile à mettre en évidence à fine échelle, est celle de la topographie, mais il convient de distinguer les effets « passifs » d'un relief, de ses effets « actifs ».

3.1. Effets locaux encore incompris

Les diverses approches scientifiques possibles ne permettent pas encore de comprendre la localisation ou le déplacement, dans le détail, de nombreux phénomènes aux échelles régionale et fines. Le parcours précis des noyaux dépressionnaires (tropicaux ou tempérés) ou des coulées froides ; et à plus fine échelle, les trajectoires de trombes ou d'épicentres de cellules orageuses, y compris leur déplacement ou stagnation sur place, appartiennent bien à ce type de problème (fig. 9).

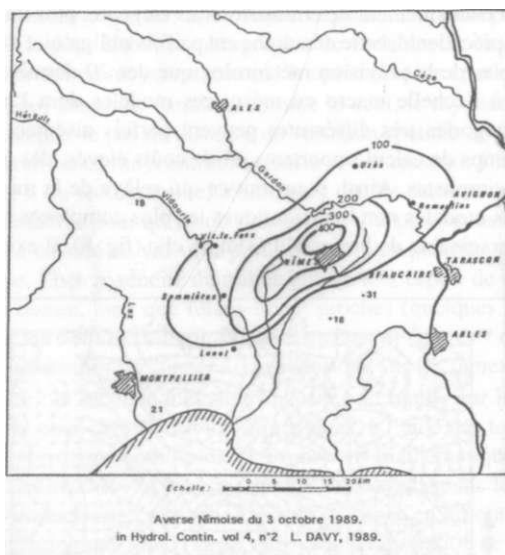


Figure 9 : Exemple de localisation encore incomprise : la stagnation des super-cellules orageuses.

Incompréhension ne signifie pas non-influence ou non-relation ; il est simplement probable que la prise en compte du local est encore mal faite. Car certaines répétitivités suggèrent que le déterminisme n'est pas absent dans les localisations privilégiées, souvent peu étudiées mais bien connues des habitants d'une région : chutes de neige plus épaisse ici ou là, versant plus froid, orage fréquent à tel endroit, brouillard plus dense, etc

Dans ces cas de figure il est difficile de savoir comment agissent la topographie et les phénomènes de plus fine échelle (sols, végétation, anthropisation).

3.2. Action passive de la topographie, prévisible

Ici, la topographie se comporte en fait comme un obstacle inerte, perturbant un écoulement, augmentant la rugosité du substrat. Un vent synoptique, d'échelle macro, va donc s'adapter à ce relief, ce qui fait bien entendu naître des particularités locales, d'échelle régionale comme le Mistral ou la Tramontane, ou encore la Bora, mais aussi d'échelle topoclimatique : dans toutes les vallées parallèles à l'écoulement, par exemple, le vent est accéléré par effet Venturi. Toute une série d'effets se produisent selon l'accord ou désaccord plus ou moins prononcé entre sens de l'écoulement et surface sous-jacente : canalisation, accélération, freinage, déviation, turbulence « mécanique »... mais aussi naissance de rotors à axe vertical, ou horizontal au pied des versants à forte rupture de pente.

3.3. Processus engendrés à échelle fine, si ciel clair et vent synoptique faible (rayonnement - advection)

Dans cette situation, le substrat, de passif, devient actif dans la mesure où il engendre lui-même des disparités climatiques. Le moteur est thermique : il réside dans les inégalités de bilan radiatif- et énergétique - dues aux différences de couleur, conductivité, chaleur spécifique des substrats, aux différences de couverture végétale et d'occupation du sol plus ou moins anthropisé (le cas extrême étant la ville), aux différences d'exposition par rapport au rayonnement solaire, à la pente, aux effets de

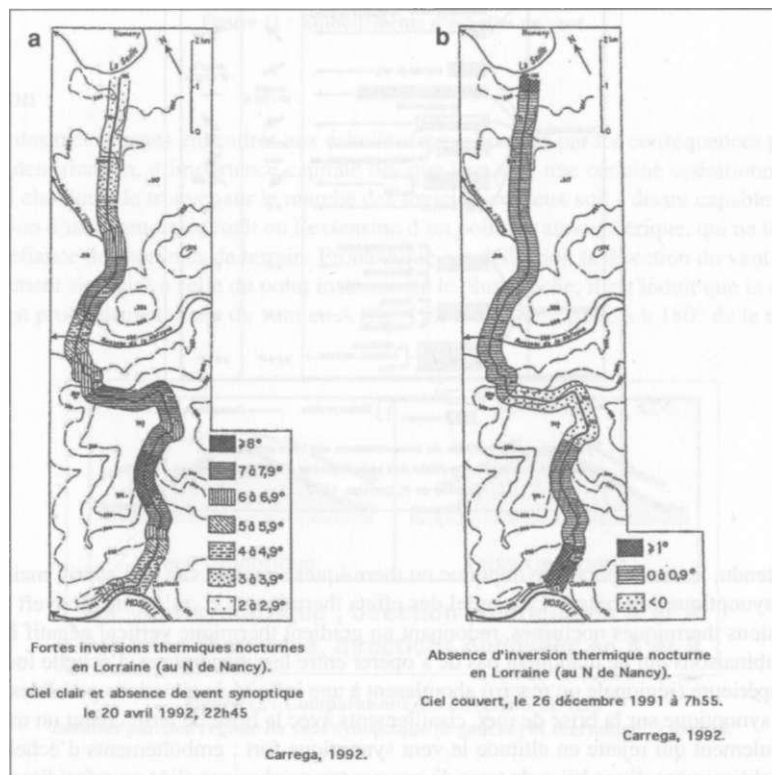


Figure 10 a et b : Comparaison des écarts thermiques spatiaux sur une même route par temps clair (a) et couvert(b).

masque, etc... Les contrastes thermiques résultants génèrent un gradient de pression lui-même à l'origine de la naissance d'écoulements : les brises thermiques (terre - mer, montagne - vallée, campagne - ville, pour l'essentiel). Les inversions thermiques parfois phénoménales constatées dans les vallées, avec constitutions de lacs d'air froid, les vents catabatiques relèvent également de cette famille de mécanismes, ainsi qu'à l'opposé, les ascendances et la turbulence thermiques.

Tous ces phénomènes à forte variabilité spatiale ne sont possibles qu'en conditions « radiatives », c'est à dire avec un ciel clair, ou peu nuageux ; avec une faible humidité de l'air ; et avec un faible vent synoptique. Le ciel clair entraîne et la sécheresse de l'air assurent une bonne transmission du rayonnement solaire direct (faible filtrage atmosphérique) et un faible effet de serre (favorisant le refroidissement nocturne).

L'absence de vent synoptique permet à ces écoulements thermiques de se manifester, et c'est en ce sens que cette échelle est bien sous contrôle des échelle supérieures.

Tableau 1 : Influence des phénomènes physiques sur la température à diverses échelles spatiales.

Echelle spatiale du critère	Paramètres intervenant pour un lieu donné	Effet sur la température	
		Nuit	Jour
Planétaire	Mois		
	Saison		
Synoptique (type de temps)	Pression	→ Humidité	→ Température
	Humidité		
	Trouble de l'air		
	Vitesse verticale		
Topodimatique	Altitude (densité de l'air)	↘	Jusqu'à -2° / 100 m
	Inversion d'air (encasement)	↘	Jusqu'à -10° / 100 m
	Pente en amont	↘	
	Exposition	↘	
	Orientation	↘	
	Mer / Lac	↘	
	Brise	↘	
Microclimatique	Micro-topographie	↘	↘
	Couleur	↘	↘
	Conductivité	↘	↘
	Chaleur spécifique	↘	↘
	Densité / Stratification / Transpiration	↘	↘
Environnement artificiel	↘	↘	
	Matériaux (Maisons, asphalte...)	↘	↘
	Eau	↘	↘

Formulation simplifiée de connaissances sur les paramètres
 commandant la variation spatiale des températures à diverses échelle:
 in Thèse de P. Carrega, 1992

Bien entendu, les cas « purs », synoptique ou thermiques sont une vue de l'esprit, mais il est clair qu'un vent synoptique fort balaye l'essentiel des effets thermiques, et qu'un ciel couvert n'engendre pas d'inversions thermiques nocturnes, redonnant un gradient thermique vertical négatif à l'altitude.

Les combinaisons qui ne manquent pas de s'opérer entre les phénomènes d'échelle locale et ceux d'échelle supérieure (régionale ou macro) aboutissent à une infinité de situations possibles : influence du gradient synoptique sur la brise de mer, cisaillements avec la brise de terre créant un matelas froid à faible écoulement qui rejette en altitude le vent synoptique fort ; emboîtements d'échelles de vent (fig. 11) ; établissement d'une brise de terre diurne par temps pluvieux (liée au refroidissement causé par l'évaporation) ; etc.

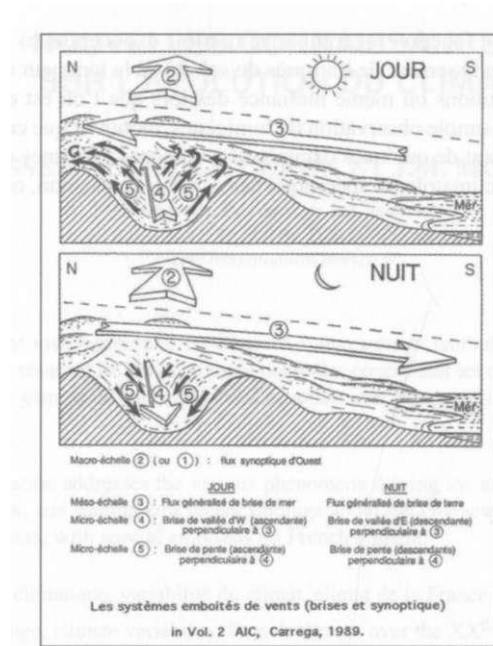


Figure 11 : Emboîtements d'échelles de vent.

Conclusion

Le rôle des mécanismes engendrés aux échelles fines s'impose par les conséquences possibles de leur non - identification, d'importance capitale dès que l'on vise une certaine opérationnalité. Il est aujourd'hui classique de trouver sur le marché des logiciels coûteux soit - disant capables de prévoir la propagation d'un incendie de forêt ou l'extension d'un polluant atmosphérique, qui ne font que renforcer la méfiance des hommes de terrain. Prônant que par définition la direction du vent en un point est sensiblement similaire à celle du point instrumenté le plus proche, il est induit que la direction du vent en B est probablement celle du vent en A (fig. 12), c'est à dire parfois à 180° de la réalité !

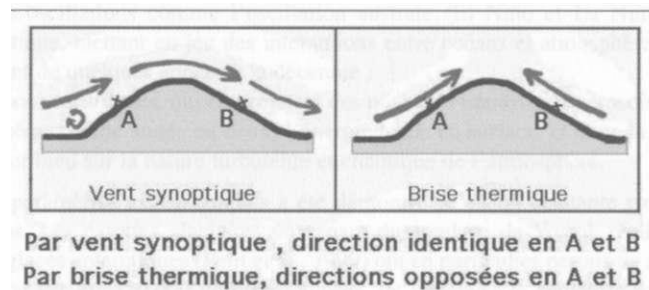


Figure 12 : Comparaisons des directions de vent induites par un régime de vent synoptique (à gauche) et thermique (à droite).

De plus, l'omniprésente fonction logarithmique (parfois exponentielle) utilisée dans les modèles pour rendre compte du ralentissement de l'air près du sol, dû de la longueur de rugosité, doit être examinée avec moultes précautions ou même méfiance dès lors que l'on est en système de brise. Des mesures de vitesse, ou une simple observation de fumigènes, montrent que ce type de profil peut s'appliquer à des hauteurs variant de quelques décimètres à quelques centaines de mètres...

Oui, il existe bien une climatologie spécifique des échelles fines ; non, on ne peut l'isoler de celle des échelles supérieures...

NOUVELLES CONNAISSANCES SUR L'EVOLUTION DU CLIMAT

P. BESSEMOULIN, J.P. CERON ET J.M. MOISSELIN

*Météo-France, Direction de la Climatologie
42 Av. G. Coriolis 31057 TOULOUSE Cedex
pierre.bessemoulin@meteo.fr*

Résumé

Cet exposé introductif vise à présenter les diverses sources de variabilité du climat à diverses échelles d'espace et de temps, et à résumer les connaissances nouvelles concernant les caractéristiques du changement climatique pour une large gamme de paramètres et d'échelles, avec une attention particulière pour la France.

Abstract

This keynote presentation addresses the various phenomena driving the atmospheric variability at different time and space scales, and summarizes recent findings about the characteristics of climate change for a wide selection of parameters, with special emphasis on French climate.

Mots-clés : Changement climatique, variabilité du climat, climat de la France au XX^{ème} siècle.

Keywords : Climate change, climate variability, French climate over the XXth century.

Introduction : rappels sur la variabilité du Climat

Le Climat terrestre a connu de tous temps des variations à différentes échelles d'espace et de temps. Cette variabilité naturelle provient de différentes causes qui se manifestent à des échelles d'espace et de temps très diverses :

- en premier lieu, les variations des paramètres astronomiques terrestres : forme plus ou moins allongée de l'orbite terrestre (excentricité), inclinaison de l'axe de rotation sur elle même par rapport au plan de sa trajectoire autour du soleil (obliquité), précession des équinoxes, qui rythment en particulier la fréquence des grandes glaciations (tous les 100.000 ans) et les caractéristiques des périodes interglaciaires ;
- la variabilité de l'activité solaire aux échelles décennales à centennales, qui conditionne l'énergie reçue à la surface terrestre ;
- différentes oscillations comme l'oscillation australe (El Niño et La Niña), ou l'oscillation nord-atlantique, mettant en jeu des interactions entre océans et atmosphère, à des échelles de temps allant de quelques années à la décennie ;
- les éruptions volcaniques, qui en projetant des quantités massives d'aérosols, peuvent modifier momentanément (une année ou deux) l'énergie reçue en surface, et donc la température ;
- sans oublier bien sûr la nature turbulente et chaotique de l'atmosphère.

Le rôle des paramètres astronomiques a été démontré de façon éclatante par diverses données paléo-climatiques. Les carottes glaciaires provenant du sondage de Vostok réalisé sur les 3300 m d'épaisseur des glaces antarctiques (Petit et al., 1999) ont en particulier permis de reconstituer la température moyenne sur les 420.000 dernières années, de retrouver la signature des quatre dernières grandes glaciations, et surtout de montrer le lien étroit entre température moyenne et concentrations en gaz à effet de serre (gaz carbonique, méthane).

L'évolution connue des paramètres astronomiques terrestres aurait dû nous conduire vers un lent retour vers une petite glaciation sur les 6 prochains millénaires. C'est bien cette tendance qui a été observée en moyenne depuis l'an mil (Mann et al., 1999) jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle. Diverses

sources d'information montrent que depuis le début de l'ère industrielle, à compter de la moitié du XIX^{ème} siècle, non seulement cette tendance a été annihilée, mais l'atmosphère terrestre se réchauffe globalement. Ce réchauffement, non uniforme dans le temps et l'espace, chiffré à environ 0,6°C pour l'augmentation de température moyenne globale sur le XX^{ème} siècle, s'est produit à une vitesse qui a peu d'équivalents dans l'histoire du Climat, et en liaison avec des teneurs en gaz à effet de serre jamais atteintes (par exemple 360 ppm pour le CO₂, actuellement contre des maxima n'ayant vraisemblablement jamais dépassé 280 lors des 20 millions d'années passées ; 1800 ppm pour le méthane, contre 800 en 1850). Notons en passant que ce chiffre de 0,6°C n'est qu'un chiffre moyen qui cache de fortes disparités régionales et saisonnières.

Si différentes sources naturelles de variabilité ont pu influencer notablement le climat au début des 150 années considérées, il est désormais admis que, de nos jours, le forçage principal provient de l'effet de serre additionnel généré par les activités anthropiques.

1. Caractéristiques du changement climatique du début de l'ère industrielle à nos jours

C'est clairement pour le paramètre température que le changement climatique est le plus marqué, avec des impacts nets sur la diminution de l'amplitude thermique diurne, le nombre de jours de gel, les précipitations neigeuses en plaine ou moyenne montagne, la fonte des glaciers et de la banquise arctique,... Pour les précipitations, un signal significatif est également observé sur le XX^{ème} siècle, à la fois quantitativement sur les cumuls annuels (augmentation de l'ordre de 15% aux hautes latitudes, diminution en zones tropicales de l'ordre de 10%, constance ou faible augmentation aux latitudes moyennes), mais aussi sur la répartition annuelle des pluies (en général augmentation hivernale et diminution estivale).

Pour ce qui concerne les phénomènes extrêmes (tempêtes, pluies intenses, cyclones,...), le débat est relancé par les médias à l'occasion de chaque catastrophe d'origine climatique. L'état de l'art reflété dans le dernier rapport du GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur les Changements climatiques) daté de 2001 est pourtant sans ambiguïté : augmentation des pluies intenses qualifiée de « vraisemblable » aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, mais chiffrée à seulement 2 à 4% sur le XX^{ème} siècle, faible augmentation des vagues de chaleur et des sécheresses, diminution des vagues de froid, pas d'augmentation de l'intensité et du nombre global de tempêtes, de cyclones, de tornades, d'orages ou d'épisodes de grêle.

En particulier en France (Drevet, 2002), on observe un retour aux conditions de la fin du XIX^{ème} siècle dans l'Atlantique nord après une baisse ayant culminé vers les années 60 (Wasa Group, 1998).

Pour tous ces phénomènes, **la variabilité (forte) reste dominée par des échelles inter-décennales à multi-décennales**. L'occurrence des cyclones dans l'Atlantique nord par exemple est fortement dépendante de la phase de l'oscillation australe (El Niño et La Niña). Il est sans doute vrai par contre que notre vulnérabilité aux phénomènes extrêmes a augmenté de façon significative sur le XX^{ème} siècle, en raison de divers facteurs (accroissement de la population, concentration dans les zones urbaines, remembrement, augmentation des surfaces imperméables, disparition de zones humides, aménagements péri-urbains, constructions en zones inondables, etc.).

2. Le changement climatique en France

Pour la France, plusieurs articles de synthèse sur le changement climatique sur le territoire national ont été publiés récemment (Bessemoulin et Mestre, 2001; Moisselin, 2002 ; Moisselin et al., 2002), **reposant sur l'utilisation de longues séries homogénéisées**.

Pour la température, les chiffres à mettre en rapport avec la valeur moyenne globale annuelle de 0,6°C sont compris :

- entre 0,7°C dans le nord-est et 1,1 °C dans le sud-ouest pour la température moyenne;
- entre 0,9°C dans le nord-est et 1,5°C dans l'ouest pour les températures minimales;
- entre 0,1 °C dans le nord, et 0,9°C dans le sud pour les températures maximales.

La **figure 1** présente une synthèse des tendances saisonnières et annuelles des températures minimales et maximales réalisée à partir de 70 longues séries homogénéisées. Ces figures révèlent :

- une augmentation des températures minimales beaucoup plus marquée que les températures maximales, et donc une diminution significative de l'amplitude diurne de température. En relation avec ce qui précède, un signal marqué est également apparent sur le nombre de jours de gel, comme par exemple à Paris (**figure 2**), avec une évolution de près de 60 jours en début de siècle à moins de 30 jours actuellement, qui est loin d'être simplement une conséquence de l'urbanisation.
- une variation saisonnière marquée et un comportement très différent des températures maximales et minimales, qui présentent respectivement un gradient nord-sud et un gradient est-ouest, laissant supposer une évolution séculaire de la couverture nuageuse matinale différente selon la distance à la côte.
 - Pour l'hiver (Décembre, Janvier, Février) par exemple, les tendances de la température minimale moyenne sont assez homogènes sur l'ensemble du territoire avec une moitié Sud offrant des tendances un peu plus élevées (de 1,1 à 1,3°C) que la moitié Nord (de l'ordre de 1°C). Les températures maximales moyennes hivernales montrent un visage beaucoup plus contrasté avec des tendances très faibles dans le Nord-Est (environ 0,2°C) alors qu'elles atteignent ou dépassent le degré pour un grand quart Sud-Est ainsi que sur le Sud-Ouest. Tout cela se traduit au niveau de la température moyenne hivernale par des tendances plus faibles au Nord qu'au Sud et des poches de tendances élevées sur le Sud-Ouest et le Sud-Est (supérieures au degré).
 - Pour le printemps (Mars, Avril, Mai) et la température minimale, l'organisation du champ de tendance est clairement méridienne avec des tendances plus faibles à l'Est (descendant jusqu'à 0,3°C) et plus fortes à l'Ouest (allant jusqu'à 1,3°C sur le Nord, la Bretagne et la Gironde). Les tendances des températures maximales se séparent en deux parties bien distinctes. La moitié Nord correspond à des tendances négatives (jusqu'à -0,4°C) ou quasiment nulles alors que la moitié Sud montre des tendances positives pouvant atteindre 1°C dans les Alpes. Le bilan global sur la température moyenne est d'une part des tendances plus faibles au Nord qu'au Sud et d'autre part des tendances plus faibles au printemps qu'en hiver.
 - Les tendances pour la saison estivale (Juin, Juillet, Août) ressemblent beaucoup dans leur organisation à celles observées au printemps avec en général des valeurs plus importantes pour les tendances positives.
 - La saison automnale (Septembre, Octobre, Novembre) présente des tendances très marquées sur une grand quart Nord-Ouest pour la température minimale (où l'on atteint près de 2°C par siècle).

Pour les précipitations, la situation est assez différente. Si l'on dispose de 226 longues séries homogénéisées au moins centenaires, celles-ci ne recouvrent que 40 départements, et il est donc plus difficile d'effectuer une cartographie des tendances. D'autre part, l'homogénéisation peut laisser subsister des ruptures de l'ordre de 10% des cumuls annuels, ce qui est précisément l'ordre de grandeur des tendances calculées.

La plupart des séries considérées présentent des tendances à la hausse pour les cumuls annuels. L'examen de la significativité statistique de celles-ci révèle qu'aucune baisse n'est significative. Les

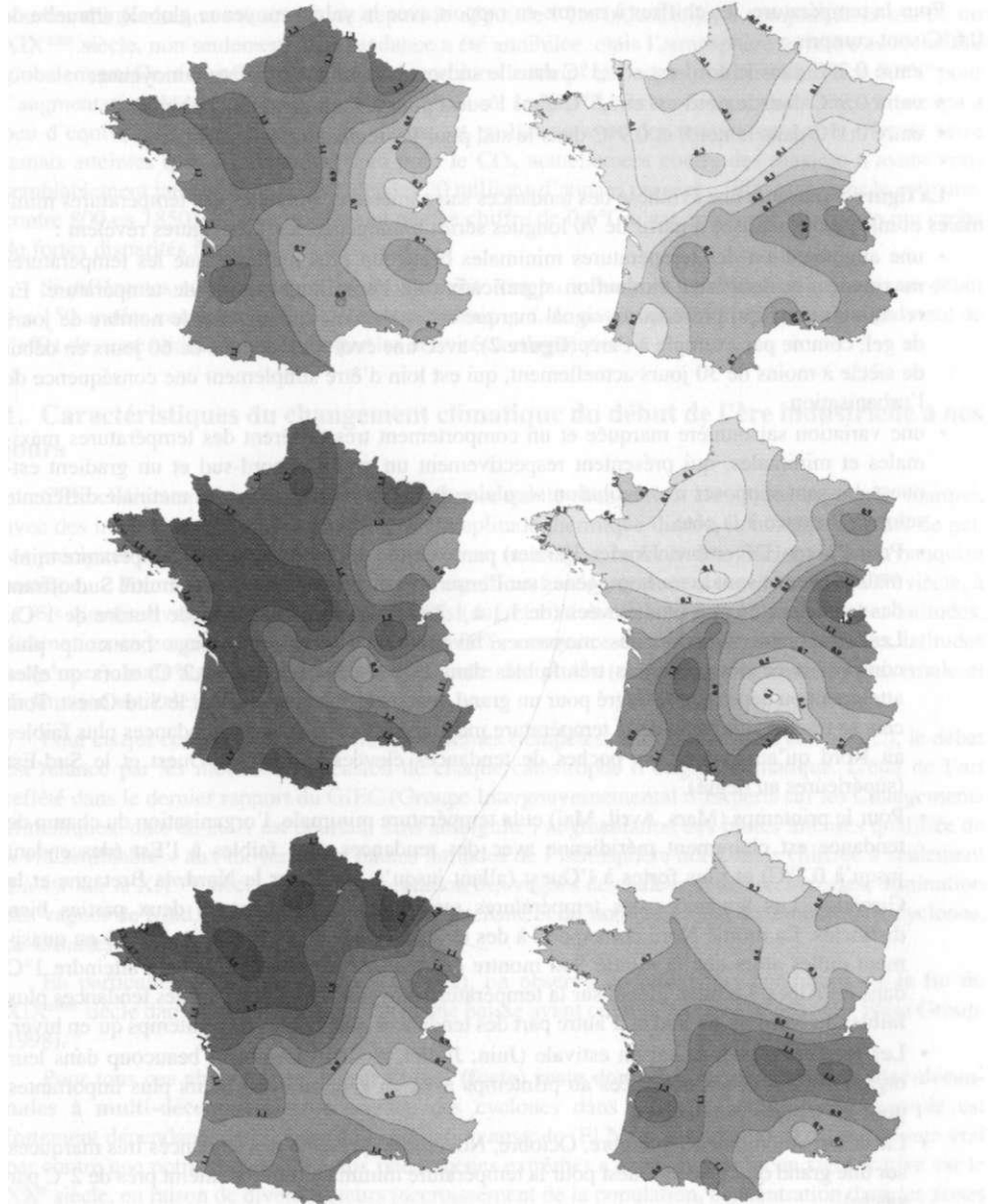


Figure 1 : Evolution séculaire sur le XX^{ème} siècle des températures minimales (gauche) et maximales (droite) :
a) printemps (haut) - b) été (milieu) - c) automne (bas).

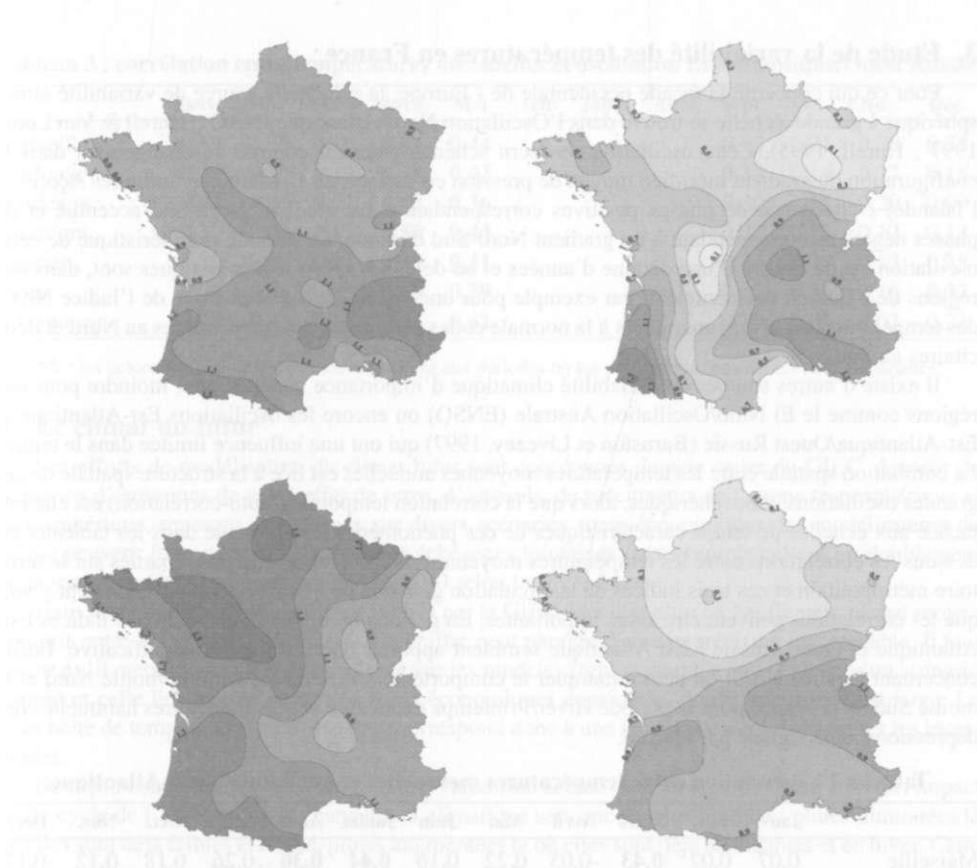


Figure 1 (suite) : Evolution séculaire sur le XX^{ème} siècle des températures minimales (gauche) et maximales (droite) : d) hiver (haut) - e) annuelle (bas).

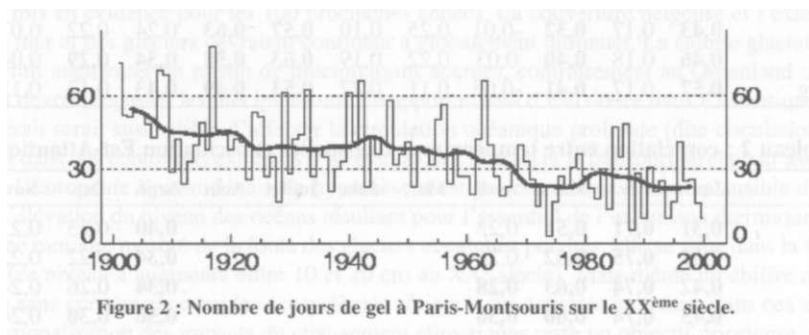


Figure 2 : Nombre de jours de gel à Paris-Montsouris sur le XX^{ème} siècle.

hausse significative concernent 0 (en été) à 35% (en hiver et au printemps) des stations selon les saisons (Moisselin, 2002).

Des efforts d'homogénéisation similaires sont engagés à Météo-France pour d'autres paramètres (pression, vitesse du vent, insolation,...).

3. Etude de la variabilité des températures en France

Pour ce qui concerne la façade occidentale de l'Europe, la principale source de variabilité atmosphérique à grande échelle se trouve dans l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) (Hurrell & Van Loon, 1997 ; Hurrell, 1995). Cette oscillation se décrit schématiquement comme un changement dans la configuration du gradient méridien moyen de pression en surface sur l'Atlantique (entre les Açores et l'Islande) : alternance de phases positives correspondant à un gradient Nord-Sud accentué et de phases négatives correspondant à un gradient Nord-Sud diminué. La période caractéristique de cette oscillation est de l'ordre d'une dizaine d'années et au-delà. Ses effets caractéristiques sont, dans nos régions de l'Europe occidentale et par exemple pour une valeur élevée et positive de l'indice NAO, des températures en hiver supérieures à la normale et des précipitations excédentaires au Nord et déficitaires au Sud.

Il existe d'autres sources de variabilité climatique d'importance généralement moindre pour nos régions comme le El Nino/Oscillation Australe (ENSO) ou encore les oscillations Est-Atlantique et Est-Atlantique/Ouest Russie (Barnston et Livezey, 1997) qui ont une influence limitée dans le temps. La corrélation spatiale entre les températures moyennes annuelles est liée à la structure spatiale de ces grandes oscillations atmosphériques, alors que la corrélation temporelle (auto-corrélation) est elle rattachée aux échelles de temps caractéristiques de ces phénomènes. On présente dans les tableaux ci-dessous les corrélations entre les températures moyennes mensuelles de stations réparties sur le territoire métropolitain et ces trois indices de la circulation générale de l'hémisphère nord. On peut y voir que les corrélations peuvent être assez importantes. En période hivernale notamment, les indices Est-Atlantique et Ouest Russie / Est Atlantique semblent apporter une information significative. Enfin, concernant l'indice NAO, on peut remarquer le comportement différencié entre la moitié Nord et la moitié Sud de la France pour la période Hiver/Printemps explicable par les trajectoires habituelles des dépressions, déjà signalé par Hurrell.

Tableau 1 : corrélation entre températures mensuelles et oscillation Nord-Atlantique.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Marseille	0,07	0,07	0,43	-0,05	0,22	0,16	0,44	0,30	0,26	0,18	0,12	-0,17
Toulouse	0,10	0,03	0,23	-0,20	0,08	0,13	0,53	0,47	0,18	0,14	-0,02	-0,08
Bordeaux	0,24	0,05	0,22	-0,12	0,20	0,12	0,58	0,54	0,23	0,13	-0,07	0,06
Clermont	0,28	0,09	0,28	-0,14	0,18	0,18	0,47	0,38	0,31	0,09	0,01	0,15
Rennes	0,43	0,17	0,32	-0,01	0,25	0,10	0,57	0,63	0,24	0,22	0,07	0,40
Paris	0,46	0,18	0,40	0,03	0,22	0,19	0,63	0,58	0,34	0,29	0,04	0,40
Strasbourg	0,57	0,17	0,41	-0,03	0,11	0,27	0,53	0,49	0,43	0,13	0,13	0,43

Tableau 2 : corrélation entre températures mensuelles et oscillation Est-Atlantique.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Marseille	0,31	0,71	0,51	0,23					0,40	0,23	0,23	0,53
Toulouse	0,37	0,75	0,62	0,26					0,34	0,22	0,22	0,58
Bordeaux	0,42	0,74	0,63	0,28					0,34	0,26	0,24	0,61
Clermont	0,45	0,74	0,60	0,36					0,50	0,30	0,24	0,64
Rennes	0,48	0,71	0,58	0,35					0,27	0,22	0,22	0,51
Paris	0,48	0,68	0,50	0,36					0,38	0,21	0,28	0,47
Strasbourg	0,43	0,70	0,50	0,31					0,61	0,25	0,29	0,46

Tableau 3 : corrélation entre températures mensuelles et oscillation Est-Atlantique/Ouest Russie.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Marseille	-0,15	0,39	0,14	0,41	0,44				0,12	0,21	0,38	0,24
Toulouse	0,39	-0,37	0,19	0,48	0,43				0,33	0,14	0,27	0,15
Bordeaux	-0,44	-0,41	0,21	0,43	0,36				0,30	0,15	0,20	0,09
Clermont	-0,37	-0,45	0,17	0,50	0,44				0,23	0,12	0,12	0,13
Rennes	-0,29	-0,38	0,21	0,39	0,31				0,27	0,25	0,13	0,25
Paris	-0,26	0,36	0,25	0,49	0,39				0,23	0,24	0,16	0,32
Strasbourg	-0,24	0,42	0,15	0,46	0,41				0,10	0,06	0,03	0,23

Nb : les colonnes non renseignées correspondent aux périodes où les oscillations considérées sont inopérantes.

4. Le climat du futur

Les efforts de modélisation du climat futur sont coordonnés dans le cadre du GIEC. A partir de scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols, de précurseurs de l'ozone troposphérique et stratosphérique, reposant eux mêmes sur divers scénarios socio-économiques, les modélisateurs du climat peuvent faire des projections à des échéances lointaines (par exemple celle d'un doublement de la teneur en C_0 , à un horizon 2070 à 2100 selon les hypothèses).

Dans cette hypothèse, les chiffres publiés par le GIEC font état d'un réchauffement global moyen compris entre 1,4 et 5,8°C d'ici 2100. Ce chiffre peut paraître d'une imprécision inacceptable. Il faut savoir qu'il recouvre à la fois l'incertitude sur les modèles (typiquement + ou - 1°C pour un scénario donné) et celle liée aux 35 scénarios socio-économiques considérés, dont l'incertitude est large. La fourchette de température citée plus haut correspond donc à une enveloppe englobant toutes les incertitudes.

De façon concomitante, on s'attend à une variabilité accrue du climat, notamment à un fort impact sur le cycle de l'eau lorsque le changement climatique sera encore plus marqué : pluies diminuées là où elles sont déjà faibles et en été, pluies augmentées là où elles sont déjà abondantes et en hiver. Cette tendance risque donc fort d'aggraver les problèmes de ressources en eau.

L'impact du changement climatique sur les cyclones, les tornades, les tempêtes ou la mousson asiatique est encore incertain ; celui sur l'amplitude des événements des épisodes de type El Nino n'est pas mis en évidence pour les 100 prochaines années. La couverture neigeuse et l'extension des glaces de mer et des glaciers devraient continuer à globalement diminuer. La calotte glaciaire antarctique devrait augmenter en raison de précipitations accrues, contrairement au Groenland où le ruissellement devrait dépasser les précipitations. Un apport massif d'eau douce dans l'Atlantique nord qui en résulterait serait susceptible d'affecter la circulation océanique profonde (dite circulation thermohaline), et dans des conditions extrêmes d'arrêter le Gulf Stream et le transport de chaleur associé dont bénéficie l'Europe de l'ouest. Une telle hypothèse n'est pas considérée comme plausible d'ici 2100. Quant à l'élévation du niveau des océans résultant pour l'essentiel de l'expansion thermique de l'eau, et dans une moindre mesure de la fonte des glaciers et calottes polaires, elle se situe dans la fourchette 9-88 cm (ce niveau a augmenté entre 10 et 20 cm au XX^e siècle). Mais même un chiffre médian ne serait pas sans conséquence sur les écosystèmes côtiers et les activités humaines dans ces zones.

La régionalisation des impacts du changement climatiques reste un objectif prioritaire, parce que la résolution des modèles globaux ne permet en général pas de restituer très finement des influences locales comme celle des reliefs, qui sont insuffisamment décrits dans ces modèles. L'utilisation de modèles à aire limitée, couplés à un modèle global, se répand de plus en plus. En France, on tire avantage du fait que le modèle ARPEGE peut être utilisé en mode étiré (maille variable), et que le domaine d'intérêt peut de ce fait être couvert avec une résolution de l'ordre de 50 km. Les projections pour la fin du XXI^e siècle pour un domaine englobant la Méditerranée et la France, et dans l'hypothèse d'un scénario moyen du GIEC (scénario B2) ont été récemment publiées par Gibelin et Déque (2002).

Conclusion

La connaissance de l'évolution du Climat, avec séparation des composantes naturelle et anthropique a fait des progrès très significatifs ces dernières années. Concernant les données d'observations, l'utilisation de données homogénéisées constitue un pas décisif et incontournable pour caractériser le changement climatique.

Bibliographie

- BARNSTON A.G. and R.E. LIVEZEY, 1987 : Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea.Rev.*, vol. 115, p. 1083-1126.
- BESSEMOULIN P et O. MESTRE., 2001 : Le réchauffement climatique sur le siècle en France. *Lettre PIGB-PMRC*, n° 12, p. 32-34.
- DREVETON C, 2002) : Evolution du nombre de tempêtes observées en France. *La Météorologie*, n° 37, p. 46-56.
- GIBELIN, A. L. and M. DEQUE, 2002 : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* (à paraître).
- HURRELL, J.W. (1995) : Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, p. 676-679.
- HURRELL, J.W. and H. van LOON, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *dim. Change*, 36, 301-326.
- IPCC, 2001 : *Climate change 2001: the scientific basis Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, 881 p.
- MANN M.E., R.S. BRADLEY and M.K. HUGHES, 1999 : Northern Hemisphere Temperatures during the past Millenium. Inferences, uncertainties and limitations, *Geophys. Res. Letters*, 26, p. 759-762.
- MOISSELIN J.M., 2002 : Les précipitations en France au XX^{ème} siècle. *Lettre PIGB-PMRC*, n° 13, p. 57-62.
- MOISSELIN, J.M., M. SCHNEIDER, C. CANELLAS et O. MESTRE, 2002 : Les changements climatiques en France au XX^{ème} siècle, *La Météorologie*, n° 38, p. 45-56.
- PETIT, J.R. et al., 1999 : Climate and atmospheric history of the past 420000 years from Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, vol. 399, p. 429-436.
- The WASA Group, 1998 : Changing waves and storms in the northeast Atlantic ? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 19, p. 741-760.

LA SENSIBILITE DE L'AGRICULTURE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES : LE CAS DU BLE D'HIVER EN BEAUCE

S. BELLIA *, R. DELÉCOLLE TM, A. DOUGUEDROIT W

** Institut de Géographie, Université Aix-Marseille I,
29 avenue Robert Schuman, 13621 Aix en Provence Cedex 1.
E-mail : sbellia@hotmail.com, annick.douguedroit@up.univ-aix.fr
<> Institut National de Recherche Agronomique
Domaine Saint-Paul site Agroparc, 84914 Avignon,
[email: richard.delecolle@avignon.inra.fr](mailto:richard.delecolle@avignon.inra.fr)*

Résumé

Dans cette étude, nous avons estimé l'impact du doublement de $C O_2$ sur les rendements de blé d'hiver en Beauce dans le Bassin Parisien (France). Les scénarios climatiques pour le $X X^{e}$ siècle sur le Bassin parisien ont été fournis par les sorties des modèles de circulation générale anglais (Hadley Centre) et français (LMD). Les simulations du rendement ont été établies avec le modèle de culture STICS à l'échelle régionale et parcellaire. L'augmentation de la température induite par un doublement de CO_2 provoque un raccourcissement du cycle de développement et une baisse du rendement. L'analyse de l'interaction entre les impacts de la température et du $C O_2$ montre les effets bénéfiques du dioxyde de carbone. Ils se traduisent par des rendements simulés plus élevés que ceux obtenus avec uniquement l'impact de la température. Néanmoins par rapport à la situation actuelle, l'influence combinée de l'augmentation de température et du doublement du $C O_2$ entraîne une diminution des rendements. Les simulations parcellaires ont fait ressortir qu'on peut s'attendre à une variabilité spatiale de cette baisse liée aux conditions de culture (type variétal, date de semis). L'introduction de l'influence des aérosols soufrés dans le modèle du Hadley Centre ralentit l'augmentation de température et la baisse des rendements.

Abstract

The objective of that study is to estimate the impacts of the greenhouse effect ($2xCO_2$) on the winter wheat yields in Beauce (Bassin Parisien, France). The climatic scenarios of the Hadley Center and LMD global circulation models have been used. The simulated yields have been calculated with the crop model STICS at the field and regional scales. With $2xCO_2$, the temperature increase reduces crop season duration and yields decrease. The combination of the temperature and the $C O_2$ increases causes yields higher than in the previous case but lower than in the present situation. The field simulations show a spatial variability of yields decrease, caused by crop conditions (genotype and sowing date). Taking into account the atmospheric sulfate aerosols limits the yield decrease by mitigation of temperature elevation.

Mots-clés : Rendements blé, Température, Doublement de $C O_2$, Beauce (France), Modèle de culture.

Keywords : Wheat yields, Température, $2xCO_2$, Beauce (France), Crop model.

Introduction

LTPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change, 2001) envisage une augmentation de la température de surface moyenne du globe liée à une hausse du $C O_2$ atmosphérique de 1.4 à 5.8°C sur la période 1990 - 2100. Des températures élevées raccourcissent la durée de croissance du blé, de la floraison au remplissage du grain, entraînant une diminution du rendement (Peiris et al., 1996). Au contraire, une augmentation du taux de $C O_2$ atmosphérique stimule l'intensité de la photosynthèse, et produit en conséquence une hausse du rendement (Dhakhwa et Lee Campbell 1998). Les effets interactifs de l'augmentation de la température et de la concentration en $C O_2$ atmosphérique provoquent une baisse des rendements : les effets bénéfiques du $C O_2$ semblent diminuer progressivement jusqu'à

ce que les impacts négatifs de la température deviennent dominants (IPCC, 2001 ; Rosenzweig et Tubiello, 1996). Certains auteurs estiment que l'intervention des effets d'une hausse du CO₂ se traduit par une augmentation des rendements (Hulme et al., 1999 ; Wolf, 1993).

La sensibilité du blé d'hiver au changement climatique dans la zone climatique de Versailles se traduit par une augmentation de la vitesse de développement induite par la hausse de température. Ce phénomène semble cependant être ralenti par l'intervention du CO₂ donnant lieu à une productivité plus élevée que celle obtenue avec les effets purement climatiques (Delécolle et al., 1994). Ces résultats ont été produits à une échelle régionale, avec une simulation de 2xCO₂ seule.

L'objectif de notre étude est de déterminer l'impact de scénarios climatiques associés au doublement de CO₂ (avec et sans l'évolution des aérosols soufrés) sur la production de blé d'hiver en Beauce. La Beauce est une plaine d'environ 7400 km², située en France dans la Région Centre, première région céréalière d'Europe (Fabries-Verfaillie et Stragiotti, 1996). Nous utilisons un modèle de culture pour simuler les rendements à l'échelle régionale, et à une échelle plus fine, celle de la parcelle.

1. Données

1.1. Les données agronomiques

Les données agronomiques sont issues d'une étude expérimentale en plein champ de 1996, menée sur huit parcelles situées sur la commune de Champhol (**figure 1**). Elles concernent les conditions techniques de culture : la date de semis, la variété (Soisson, Sidéral, Fortal), la fertilisation, et la quantité de matière sèche et de grains à la récolte en tonnes par hectare (t/ha).

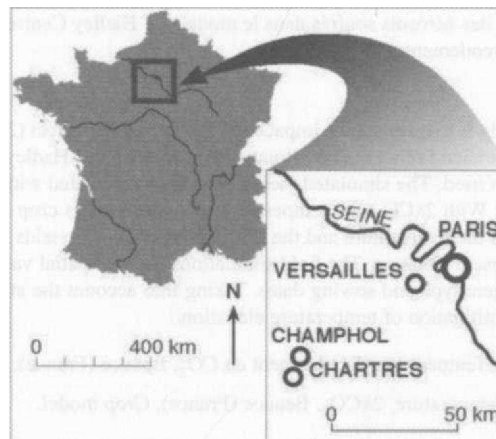


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude.

1.2. Les données météorologiques

Les températures minimales et maximales de l'air sous abri, les précipitations, l'évapotranspiration, le rayonnement, la température du point de rosée et la vitesse du vent, au pas de temps quotidien. Ces variables concernent les stations de Champhol (à 65 km de Paris) de 1995 à 1997, et de Versailles (à 10 km de Paris) sur la période 1968 - 1997 (**figure 1**). Versailles peut être considérée comme représentative de la Beauce car elle est corrélée avec la station de Champhol à 0.9 pour les températures moyennes journalières et 0.7 pour les précipitations.

Les scénarios climatiques avec un doublement de $C O_2$ pour le Bassin parisien au XXI^{ème} siècle ont été fournis par les sorties des modèles de circulation générale (MCGs) du Hadley Centre (R.U.) nommé ici HADCM2 et du Laboratoire de Météorologie Dynamique, France (modèle LMD). Trois scénarios climatiques ont été utilisés :

- Deux scénarios régionaux ont été construits par le Climate Research Unit (Université d'East Anglia), à partir des sorties pour $2xCO_2$ du MCG transitoire HADCM2 sous deux forçages atmosphériques différents : une simulation faite uniquement à partir de l'augmentation des gaz à effet de serre (HC1) ; et une simulation prenant en compte à la fois l'évolution des gaz à effet de serre et des aérosols soufrés (HC2). Ces scénarios se traduisent par des tableaux mensuels d'écart par rapport aux conditions actuelles sur les températures de l'air, les précipitations, le rayonnement.
- Les sorties du LMD ($1xCO_2$ et $2xCO_2$), fournies sous la forme de onze années de séries journalières, surestiment les températures minimales et les précipitations de la zone d'étude. Elles n'ont donc pas été utilisées directement mais ont servi à la création du troisième scénario climatique. Ce scénario a été établi selon le différentiel $2xCO_2 - 1xCO_2$ pour les moyennes mensuelles des températures et du rayonnement, et selon le rapport $2xCO_2 / 1xCO_2$ pour les précipitations et la variabilité des températures.

Les trois scénarios représentatifs du climat modifié suggèrent un réchauffement toute l'année, plus important durant l'automne (**tableau 1**). Le scénario HC 1 montre une élévation de la température plus forte que le scénario LMD. La prise en compte des aérosols soufrés (HC2) atténue le réchauffement annuel. Avec le modèle Arpège, Météo France simule pour le Nord de la France, incluant la Beauce, un réchauffement modéré l'hiver et le printemps (de 1 à 2°C) et élevé l'été et l'automne (de 2 à 3°C) (Déqué, 1998).

Tableau 1 : Augmentations de température dans les trois scénarios représentatifs du climat modifié retenus.

Mois	HC1 Hadley Centre $2xCO_2$	HC2 Hadley Centre $2xCO_2$ et aérosols soufrés	LMD $2xCO_2$
Printemps	2.0	0.8	1.7
Eté	1.9	1.9	1.0
Automne	2.9	1.9	2.2
Hiver	2.7	1.4	1.6
Moyenne Annuelle	2.4	1.5	1.6

2. Méthodologie

2.1. Le climat généré

Des séries climatiques synthétiques ont été produites avec le générateur climatique LARS - WG (Stochastic Weather Generator). LARS - WG est un outil numérique conçu par le Dr Mikhail Semenov (Long Ashton Research Station, IACR, Université de Bristol) (Semenov et al., 1998). Il produit des séries climatiques journalières 'artificielles' mais admissibles de précipitations, températures minimales et maximales et rayonnement solaire. Ces séries sont valables pour un lieu donné ; elles sont produites à partir des distributions statistiques caractéristiques pour ce lieu des différentes variables du climat. L'intérêt de cet outil est de pouvoir fournir une infinité d'années climatiques 'probables' en ce lieu. Propriété très intéressante dans le cas des études sur le changement climatique, où les séries, elles-mêmes simulées par les MCGs, sont courtes et chères. Les scénarios des MCGs

vont apporter au générateur les paramètres de changement climatique qu'il utilise comme suit : le paramètre de variabilité relatif à la moyenne des températures d'un mois donné est additionné à l'ensemble des valeurs des températures journalières minimales et maximales de ce mois ;

(2) LARS - WG multiplie chaque valeur qu'il choisit aléatoirement pour les précipitations et l'écart type des températures, par le paramètre de changement climatique correspondant. L'humidité et le vent ne sont pas générés par LARS - WG. L'estimation de l'humidité relative a été faite selon l'hypothèse que la quantité d'eau dans l'atmosphère est constante. La part d'humidité relative sera alors modifiée par le changement de la température de l'air. Pour le vent, les prévisions scientifiques concernant la modification du nombre de jours de vent et de sa force sont quasi inexistantes. Afin d'éviter toutes affirmations erronées, l'hypothèse d'une variation nulle du vent dans les décennies à venir a été posée.

LARS - W G nous a permis de produire des séries climatiques journalières :

- une série établie à partir du climat de Versailles (données climatiques plus longues que celles de Champhol), correspondant à la situation actuelle (1xCO₂),
- trois séries établies à partir du climat de Versailles et des scénarios climatiques du Hadley Centre et du L M D (une série pour chacun des scénarios).

Toutes ces séries ont été générées sur une période de 100 ans pour obtenir une meilleure estimation de la variabilité climatique.

2.2. Calage et validation du modèle de culture STICS

Le modèle de culture STICS développé par Brisson et al.(1998) est un modèle dynamique. Il prédit les changements d'états du système sol-plante en fonction de variables exogènes (climat par exemple), au pas de temps journalier au cours d'une année. Il modélise à la fois le développement (cycle phénologique) et la croissance (biomasse aérienne) d'une culture, le rendement en grains, ainsi que le bilan hydrique et azoté du système sol-culture. Le modèle se structure autour d'un schéma de croissance piloté par le bilan du carbone : le couvert végétal intercepte le rayonnement solaire par le feuillage et le transforme en matière végétale. STICS intègre à ses simulations les effets d'une teneur en CO₂ atmosphérique élevée estimée par une élévation de la résistance stomatique de la plante.

STICS a la faculté de s'adapter à diverses espèces et différentes conditions de culture. Il est par conséquent nécessaire de le caler aux conditions régionales de la station d'étude. Le calage consiste à rechercher le jeu de paramètres descripteurs du système sol - plante permettant aux résultats du modèle de s'ajuster au mieux à des résultats expérimentaux, la quantité de matière sèche produite. Le calage a été effectué selon deux méthodes. Dans un premier temps, nous avons utilisé la méthode « essai - erreur » correspondant à une modification progressive de la valeur des paramètres jusqu'à ce que les résultats de la simulation se rapprochent de la valeur de rendement mesurée (Bellia, 1999). Elle a été faite parcelle par parcelle, et nous a permis d'identifier les paramètres représentatifs de la variabilité parcellaire qui se définissent comme la capacité de la plante à puiser l'eau en profondeur, et la précocité de la plante. La seconde méthode a consisté à optimiser ces deux paramètres afin que la quantité de matière sèche obtenue avec STICS s'accorde avec la matière sèche observée lors de l'expérience. Leur optimisation a été établie sur chacune des huit parcelles, mais aussi simultanément sur l'ensemble de ces parcelles afin d'obtenir une valeur régionale. L'optimisation a été faite selon la méthode mathématique des moindres carrés (Brisson et al., 1998).

La validation du modèle est une comparaison entre les sorties du modèle et la réalité perçue par une série de résultats indépendante de celle qui a servi au calage. Elle a été élaborée sur les valeurs de rendements des huit parcelles exprimés en tonnes par hectare (t/ha). La comparaison rendements observés - simulés (**tableau 2**) met en évidence la présence d'écarts entre les deux uniquement pour les valeurs parcellaires et non pour les valeurs régionales (les moyennes étant proches). Ces écarts peuvent s'expliquer par l'hypothèse d'une incertitude des données de rendements relevées sur le

terrain et un manque d'informations sur les différents sols utilisés. Nous pouvons constater que les parcelles dont les rendements sont surestimés (+) par STICS ont en commun la variété Soisson et la date de semis (le 20 octobre). Par opposition, les parcelles aux rendements sous-estimés (-) sont de variétés différentes ou sont tardives, telle la parcelle 2 dont le semis date du 3 novembre (**tableau 2**).

Tableau 2 : Comparaison entre les rendements observés sur les huit parcelles et ceux simulés avec le modèle de culture STICS. Le signe + représente les parcelles aux rendements surestimés, et le signe - les parcelles aux rendements sous-estimés.

N° de parcelle	Variétés	Dates de semis	Rendements observés (t/ha)	Rendements simulés (t/ha)	
1	Soisson	17 octobre	6.0	6.0	
2	Soisson	3 novembre	8.1	6.8	
3	Soisson	20 octobre	5.6	6.3	+
4	Soisson	20 octobre	6.0	7.7	+
5	Soisson	20 octobre	6.5	8.0	+
6	Sidéral	20 octobre	7.2	6.4	-
7	Sidéral	25 octobre	7.5	7.4	
8	Fortal	20 octobre	7.5	6.8	
Moyennes			6.8	6.9	+

2.3. Les simulations

Les simulations des rendements ont été établies avec le modèle de culture STICS à deux échelles spatiales différentes : à l'échelle régionale et à l'échelle parcellaire. Nous avons cherché à estimer l'impact du changement climatique à l'échelle parcellaire afin de faire ressortir une éventuelle variabilité intra-régionale pouvant être liée aux conditions techniques de culture de chaque parcelle (variété, date de semis). Les conditions techniques de culture moyennes régionales ont été estimées à partir des résultats expérimentaux relevés sur les huit parcelles (moyenne des valeurs parcellaires).

3. Résultats

3.1. L'impact de l'augmentation de la température induite par un doublement de CO₂

D'après les résultats du modèle, la réaction du blé d'hiver à l'augmentation de la température induite par un doublement de CO₂ se traduit par un raccourcissement de son cycle de développement. A l'exception de la phase Semis-Levée, la longueur moyenne de toutes les phases diminue. Nous constatons une diminution de 12 jours du début de la croissance foliaire au remplissage des grains et de 2 jours à la maturité soit 14 jours au total qui représentent 5.5% du cycle total actuel (256 jours). La récolte se fera alors 2 semaines plus tôt. Delécolle et al. (1994) observent un raccourcissement plus important du cycle de végétation de 19 à 32 jours. Cette précocité entraînera une baisse de rendement. L'ajout de l'effet des aérosols soufrés, freinant l'augmentation des températures, nous ramène à des longueurs moyennes proches de celles obtenues sous le climat actuel.

Les simulations produites avec les scénarios HC 1 et L M D montrent qu'une hausse de la température liée à l'augmentation du CO₂ provoquerait une diminution des rendements moyens beaucoup plus obtenus actuellement (**figure 2**). Une baisse du rendement régional de 0.3t/ha (soit 4%) a ainsi été constatée pour une hausse des températures moyennes annuelles d'environ 2°C (Tabl.1). Nous retrouvons la même tendance que Delécolle et al. (1994), cependant avec une diminution des rendements moindre (entre -10 et -30% selon le MCGs utilisé). A l'échelle de la parcelle, le même phénomène se produit avec cependant une différence entre les parcelles (**figure 2**). La diminution du rendement avec HC 1 (-0.4 t/ha en moyenne) est moins prononcée qu'avec le scénario L M D (-0.8 t/ha) (Fig.3).

Dans le cas de nos huit parcelles, les écarts entre les rendements simulés avec une hausse de la température et les rendements obtenus sous le climat actuel vont du simple au double. La variabilité apparaît plus importante avec le scénario L M D (écart-types compris entre 0.8 et 1.5 avec L M D et entre 0.7 et 1.5 avec HC 1) (figure 2). La variété Fortal (parcelle 8) apparaît comme la variété la moins sensible à une augmentation de température, contrairement à la variété Soisson produisant les rendements les plus bas (parcelles 3 et 4) (figure 2). Une date de semis tardive semble également être bénéfique (parcelle 2). La présence des aérosols soufrés dans l'atmosphère (HC2) n'intervient pas de façon significative sur la baisse des rendements mais augmente la variabilité (écart-types compris entre 0.9 et 1.7) (figure 2).

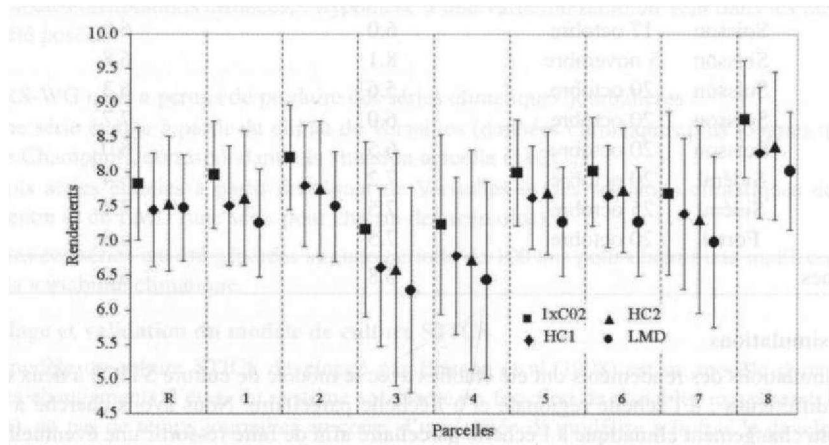


Figure 2 : Moyennes et écart-types (trait) des rendements régionaux (R) et parcelaires 1 à 8 en t/Matière sèche /ha simulés avec une hausse de la température liée à l'augmentation du C_0_2 selon trois scénarios. HC1 (Hadley Centre 2xC 0_2), HC2 (Hadley Centre 2xC 0_2 et aérosols soufrés) et LMD (2xC 0_2).

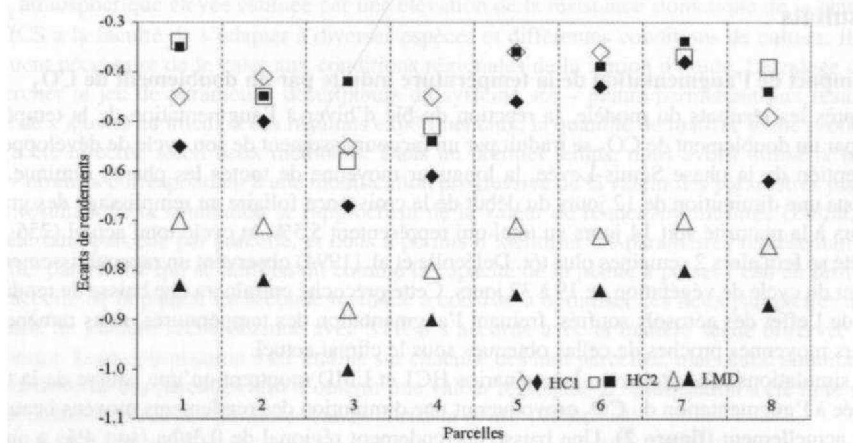


Figure 3 : Ecarts entre les rendements simulés (t/ha) avec une hausse de la température (en blanc) et avec une hausse de la température et du C_0_2 (en noir) et les rendements obtenus sous le climat actuel.

3.2. L'influence combinée de l'augmentation de la température et du doublement de CO₂

L'influence combinée de l'augmentation de la température et du doublement de CO₂ provoque une diminution des rendements de blé d'hiver beaucoup plus par rapport à la situation actuelle (de 0.4 t/ha pour HC 1 et de 0.7 t/ha pour LM D) (figure 4). Nous retrouvons dans notre étude la même observation que celle présentée par ITPCC (2001), Rosenzweig et Tubiello (1996) et Delécolle et al. (1994). La diminution des rendements parcellaires fait ressortir l'existence d'une disparité territoriale de cette baisse qui est plus importante pour le scénario L M D (-0.9 t/ha en moyenne) que pour HC 1 (-0.5 t/ha) (figure 3). La variabilité est également plus forte pour L M D (écart-types compris entre 0.9 et 1.8 pour L M D et entre 0.9 et 1.4 pour HC 1). Les rendements les plus élevés sont également produits par les parcelles 8 et 2. Les aérosols soufrés limitent la baisse des rendements (figure 3) mais augmentent la variabilité (écart-types compris entre 1.1 et 2.1) (figure 4). L'analyse de l'interaction entre les impacts de la température et du CO₂ montre les effets bénéfiques du dioxyde de carbone.

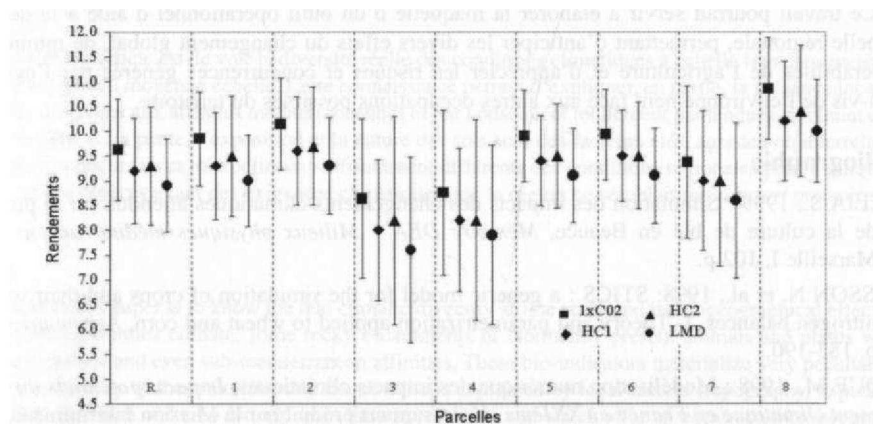


Figure 4 : Moyennes et écart-types (trait) des rendements régionaux (R) et parcellaires 1 à 8 en t Matière sèche /ha simulés sous l'influence combinée d'une hausse de la température et du doublement de CO₂ selon trois scénarios : HC1 (Hadley Centre 2xC0₂), HC2 (Hadley Centre 2xC0₂ et aérosols soufrés) et LMD (2xC0₂).

Ils se traduisent par des rendements simulés plus élevés que ceux obtenus avec uniquement l'impact de la température (figure 5). La diminution des rendements avec un doublement de CO₂, tous effets confondus, est cependant plus importante (figure 3).

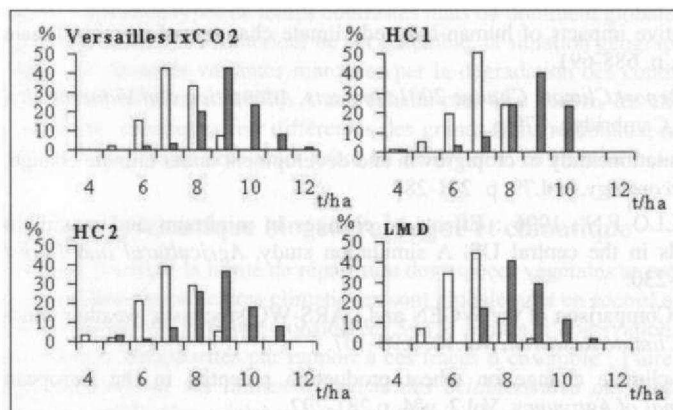


Figure 5 : Fréquence des rendements moyens régionaux simulés avec une hausse de la température (en blanc) et sous l'influence combinée d'une hausse de la température et du doublement de CO₂ (en gris). HC1 : Hadley Centre 2xC0₂, HC2 : Hadley Centre 2xC0₂ et aérosols soufrés, LMD : LMD 2xC0₂.

Conclusion

Avec un doublement de CO₂, la réponse physiologique de la culture à l'augmentation de la température se traduit par un raccourcissement de son cycle de développement et une baisse des rendements. En conclusion, un doublement de CO₂, tous effets confondus, provoque une diminution des rendements moyens régionaux par rapport à la situation actuelle de 4 % pour HC 1 et de 7 % pour LM D. Nous retrouvons, dans une moindre mesure, les résultats moyens obtenus par Delécolle et al. (1994) sur la zone climatique de Versailles : une baisse des rendements de 9 à 15% par rapport à la situation actuelle. Le modèle parcellaire a fait ressortir l'existence d'une disparité territoriale de ce phénomène qui confirme l'hypothèse d'une forte influence des conditions techniques de culture : date de semis, variété. La variété Fortal ou une date de semis tardive sembleraient limiter les effets du changement climatique. L'intervention des aérosols soufrés dans l'atmosphère a un impact positif limitant la baisse des rendements à 3 %.

Ce travail pourrait servir à élaborer la maquette d'un outil opérationnel d'aide à la décision à l'échelle régionale, permettant d'anticiper les divers effets du changement global, de minimiser les vulnérabilités de l'agriculture et d'apprécier les risques et concurrences générés par l'agriculture vis-à-vis de l'environnement face aux autres occupations possibles du territoire.

Bibliographie

- BELLIA S., 1999 : Simulation des impacts des changements climatiques attendus sur la production de la culture de blé en Beauce, *Mémoire DEA « Milieux physiques méditerranéens »*, Aix-Marseille I, 102 p.
- BRIS SON N. et al., 1998: STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I- Theory and parametrization applied to wheat and corn, *Agronomy*, Vol. 18, p. 183-190.
- DEQUE M., 1998 : Modélisation numérique des impacts climatiques, *Impacts potentiels du changement climatique en France au XXIème siècle*, rapport produit par la Mission Interministérielle sur l'effet de serre, 142 p.
- D H A K H W A G. B et C. Lee C A M P B E L L, 1998 : Potential effects of differential day-night warming in global climate change on crop production, *Climate Change*, Vol. 40, p. 647-667.
- D E L E C O L L E R. et al., 1994 : Effets possibles de modifications climatiques globales sur les cultures de blé et de maïs en France : une étude de simulation, *Les Dossiers de L'Environnement de l'INRA*, Vol. 8, p. 183-190.
- FABRIES - VERFAILLIE M. et STRAGIOTTI P., 1996 : *La France des régions*, Bréal, Rosny, 397 p.
- H U L M E M. et al., 1999 : Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability, *Nature*, Vol. 397, p. 688-691.
- IPCC, 2001 : *Third Assessment Report. Climate Change 2001 : Impacts, Adaptation and Vulnerability*, Cambridge University Press, Cambridge, 879 p.
- PEIRIS D.R et al., 1996 : A simulation study of crop growth and development under climate change, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol.79, p. 271-287.
- ROSENZWEIG C. ET TUBIELLO F.N., 1996 : Effects of changes in minimum and maximum temperature on wheat yields in the central US. A simulation study, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 80, p.215-230.
- SEMENOV M.A. et al, 1998 : Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates, *Climate Research*, Vol. 10, p.95-107.
- W O L F J., 1993 : Effects of climate change on wheat production potential in the European Community, *European Journal of Agronomy*, Vol.2, n°4, p.281-292.

UN « PETIT AIR » DE MÉDITERRANÉE AU CŒUR DE LA NORMANDIE. RÉFLEXIONS SUR LE RÔLE DES FACTEURS GÉOGRAPHIQUES EN CLIMATOLOGIE D'ÉCHELLE FINE

O. CANTAT¹, L. BRUNET², P.O. COCHARD³

Géophen, LETG umr 6554 CNRS, Université de Caen, 14032 Caen ; cantat@geo.unicaen.fr

² W Environnement Vôte, 71 bis av. Gustave Flaubert, 76000 Rouen

³ Institut d'écologie appliquée, 184 route de Sandillon, 45650 St-Jean-le-Blanc

Résumé

L'objet de cet article est de voir la diversité réelle des conditions climatiques à échelle fine dans un espace supposé homogène à moyenne échelle. Cette connaissance permet d'expliquer, en partie, la présence locale en Normandie d'espèces aux affinités méditerranéennes et par conséquent totalement inattendues en climat océanique « tempéré ». La pente, l'exposition et la nature des sols sont des facteurs clés, agissant en interrelation, à l'origine de topoclimats et microclimats suffisamment différents des conditions régionales pour expliquer le maintien de ces espèces ayant des exigences climatiques que la région ne semblait pas *a priori* pouvoir satisfaire.

Abstract

The aim of this paper is to know the real climatic diversity at fine scale and its biogeographical effects. In spite of a cool and moist climate, some rocky escarpments of Normandy present animals and plants which have thermophilous and even sub-mediterranean affinities. These bio-indicators materialize very peculiar biotopes. The originality of these floristic and faunic suite is explained by local factors (topography, exposition, soil, vegetation) which make up for regional climatic condition and which offer an unexpected biogeographic refuge to these species.

Mots-clés : Suisse normande, escarpements rocheux, topoclimatologie, thermoxérophile.

Key-words : Suisse normande, rocky escarpments, topoclimatology, thermoxerophilous.

Introduction

Au nord-ouest de la France, la Normandie présente un climat océanique caractérisé par la succession rapide de types de temps contrastés mais où dominant globalement humidité, fraîcheur et vent (Escourrou, 1978). A l'intérieur de cet ensemble, la situation géographique entraîne un découpage du climat en plusieurs variantes marquées par la dégradation des conditions océaniques du nord-ouest vers le sud-est (Trzpit, 1970). A une échelle plus fine encore, les effets de site imposent parfois des conditions climatiques fort différentes des grands traits régionaux, non perceptibles par le réseau de Météo-France, mais décelables grâce à l'observation de certains bio-indicateurs (Brunet, 1998).

1. La problématique biogéographique et climatique

Dans les atlas, la limite de répartition des espèces végétales se présente comme un trait délimitant une aire dont les caractères climatiques sont globalement en accord avec les principales exigences en eau et énergie de la plante considérée. Sur le terrain, l'observation met cependant en évidence de nombreuses irrégularités par rapport à ces tracés d'ensemble : l'aire occupée par les espèces se fait ainsi souvent sur ses limites « *comme des éclaboussures qui jaillissent quelquefois assez loin* » (Lataste, 1877). Ces « éclaboussures », difficiles à cartographier en raison de leur étendue limitée et

de leur morcellement, constituent parfois de véritables « casse-tête » pour le biogéographe tant leurs présences supposent des ambiances climatiques locales éloignées des conditions moyennes régionales (Cantat, Cochard, 1998).

Ainsi, quand on se réfère aux postes climatiques les plus proches, les données ne sont pas toujours en adéquation avec l'observation des faits biogéographiques. Certes, les données collectées par Météo-France permettent d'apprécier assez finement la diversité climatique mais elles ne peuvent pas « tout » voir (Cantat, Brunet, 2001). La variété des cortèges floristique et faunique peut traduire alors l'existence de topoclimats et de microclimats contrastés. Des mesures expérimentales *in situ* permettent ensuite de quantifier l'originalité climatique de ces espaces marginaux et de comprendre les « mécanismes d'influence des facteurs locaux [...] sur les différents processus et phénomènes météorologiques » (Pasynski, 1980).

2. Les caractères biogéographiques très singuliers de la « Suisse normande »

Dans ce secteur au nord du Bocage normand (Figure 1), la multiplicité des combinaisons naturelles (altitude, exposition, pente, nature des sols...) est à l'origine d'une grande biodiversité (Provost, 1993), en relation avec un climat où l'échelle locale prend souvent le pas sur l'échelle régionale.

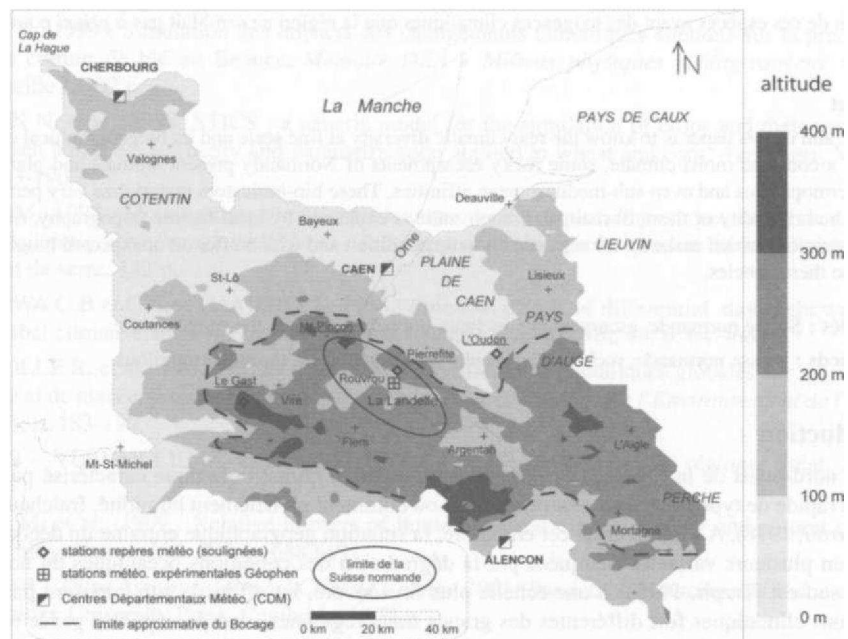


Figure 1 : Cadre géographique et repères du réseau climatologique bas-normand.

Dans les conditions les plus sévères (pluviosité, fraîcheur, vent...), on peut observer des espèces révélatrices d'ambiances type basse montagne, comme la *Decticelle des alpages* au Mont-Pinçon (Livory, 1998). Les hautes terres très représentatives de la Suisse Normande contrastent ainsi fortement avec la relative précocité végétative observée le long des cours d'eau. Dans ces parties basses qui « échappent » au réseau officiel de mesures, certains escarpements sont même occupés par des espèces très surprenantes en regard du climat normand. Ainsi, le long du versant sud de l'escarpement

de Rouvrou (Figure 2), un inventaire phyto géographique a mis en évidence quatre ensembles distincts aux préférences écologiques contrastées : l'opposition est particulièrement nette entre le bord de rivière, milieu humide et frais (43% d'hygrophiles) et la lande à bruyères sèches de l'escarpement (63% de xérophiles). Là, apparaissent en majorité des plantes thermoxérophiles (*Genévrier*, *Spergule printanière*, *Epervière de Lepeletier...*), voire méditerranéennes au sens large (*Catapode des rochers...*). La présence d'espèces animales telles que le *Lézard vert* ou le *Criquet de Barbarie* confirme l'originalité de ce biotope (Cochard, 1997).

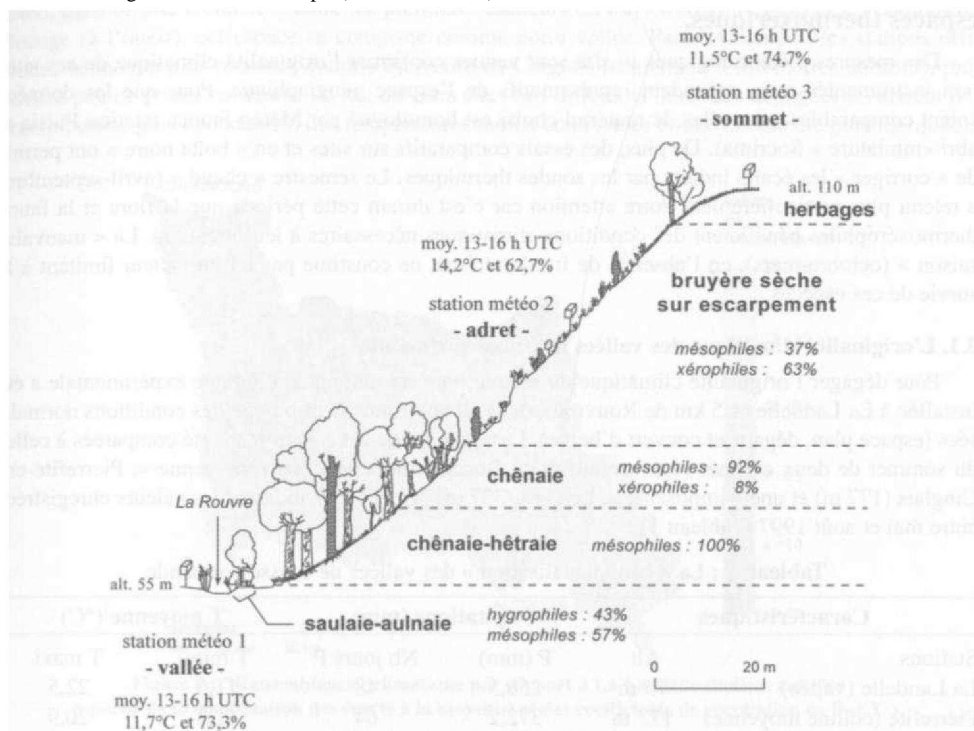


Figure 2 : Profil de la végétation le long de l'escarpement de Rouvrou (types de formations végétales et spectres de préférences écologiques) et exemple de température-hygrométrie par un après-midi ensoleillé de printemps.

Ce « refuge » biogéographique trouve son origine dans la présence d'un secteur bénéficiant d'une légère continentalisation des conditions atmosphériques et, à échelle locale, d'une « méridionalisation » du biotope :

- la continentalisation est liée à un double effet d'abri d'échelle sub-régionale (sous le vent des collines de Normandie) et locale (position de vallée), occasionnant moins d'humidité, moins de précipitations et surtout plus de soleil et de chaleur dans la journée. Mais ces « meilleures » conditions atmosphériques propres aux vallées enclavées de Suisse normande ne sont pas suffisantes pour répondre aux exigences thermiques et xériques des espèces thermoxérophiles, sans quoi on observerait une répartition plus large de ces populations dont la présence reste ici très localisée et morcelée ;

- la « méridionalisation » du biotope s'opère à l'échelle locale, grâce aux particularités du dispositif pédo-topographique : l'exposition sud, la pente forte, les sols maigres et sombres amplifient l'assèchement et la surchauffe diurne de l'interface sol-air, offrant dès lors un « cadre de vie » acceptable pour ces espèces nettement en dehors de leur aire principale de répartition.

Sous la dépendance des processus d'échelle synoptique (types de temps), le « climat vécu » sur ces escarpements s'explique donc par l'emboîtement et la combinaison des échelles régionales (dégradation du climat océanique propre au Bocage), subrégionale (effet de vallée) et locale (rôle du dispositif pédo-topographique) permettant temporairement l'établissement de topoclimats et de microclimats très singuliers.

3. La mesure expérimentale : pour une caractérisation climatique objective des espaces thermoxériques.

Des mesures météorologiques *in situ* sont venues confirmer l'originalité climatique de ces sites non instrumentés mais cependant représentatifs de l'espace géographique. Pour que les données soient comparables entre elles, le matériel choisi est homologué par Météo-France (station Pulsia et abri « miniature » Socrima). De plus, des essais comparatifs sur sites et en « boîte noire » ont permis de « corriger » les écarts induits par les sondes thermiques. Le semestre « chaud » (avril-septembre) a retenu plus particulièrement notre attention car c'est durant cette période que la flore et la faune thermoxérophiles bénéficient des conditions climatiques nécessaires à leur maintien. La « mauvaise saison » (octobre-mars), en l'absence de froid extrême, ne constitue pas ici un facteur limitant à la survie de ces espèces.

3.1. L'originalité climatique des vallées de Suisse normande

Pour dégager l'originalité climatique du secteur, une station météorologique expérimentale a été installée à La Landelle (1,5 km de Rouvrou), dans un environnement proche des conditions normalisées (espace plan, dégagé et couvert d'herbe). Les données de cette station ont été comparées à celles du sommet de deux collines représentatives du Bocage normand : une « moyenne », Pierrefite-enCinglais (177 m) et une « imposante », Le Gast (337 m). Voici à titre indicatif les valeurs enregistrées entre mai et août 1997 (Tableau 1) :

Tableau 1 : La « continentalisation » des vallées de Suisse normande

Caractéristiques	Précipitations (mm)			T moyenne (°C)	
	Alt.	P(mm)	Nb jours P	T mini	T maxi
Stations					
La Landelle (vallée)	75 m	258,5	48	11,0	22,5
Pierrefite (colline moyenne)	177 m	372,2	64	11,3	20,9
Le Gast (grosse colline)	337 m	426,8	77	11,2	19,1
Ecart Landelle / Pierrefite		-30,5%	-25%	-0,3	+ 1,6
Ecart Landelle / Le Gast		-39,4%	-37,7%	-0,2	+3,4

Avec un déficit pluviométrique de 30 à 40% et un excédent thermique diurne de 1 à 3°C (soit plus du double du gradient vertical « normal »), les vallées présentent indéniablement des caractères plus favorables aux espèces thermoxérophiles. L'inversion thermique moyenne visible sur les températures minimales est également « classique » pour ce genre de configuration topographique mais sans effet majeur sur l'organisation de la vie.

3.2. La détermination de la station de référence

Pour asseoir plus solidement nos conclusions sur les conséquences du climat sur le milieu, nous avons déterminé la station « officielle » la plus représentative de notre secteur d'études (Cantat, Brunet, 2001). La ressemblance de comportement pluviométrique et thermique s'appuie sur une classification de 9 mois consécutifs d'enregistrement en 1997, selon une double approche :

- par les « moyennes », pour cadrer globalement le comportement climatique de La Landelle comparativement aux stations officielles de Basse-Normandie.

- par les « coefficients de corrélation », pour mettre en évidence les analogies d'évolution journalière entre La Landelle et les stations du réseau.

La combinaison de ces deux techniques et des deux paramètres climatiques propose un classement objectif des stations de Météo-France par rapport à La Landelle, « noté » sur 20 (Figure 3). La carte fait ressortir l'existence, pour La Landelle, d'une forte « ressemblance » avec le secteur de L'Oudon, une trentaine de kilomètres au nord-est, en dehors de la Suisse Normande et des limites du Bocage. Les similitudes de contexte géographique en sont la cause : située à l'extrémité sud-est de la Plaine de Caen, dans un site « coincé » entre les premières hauteurs du Pays d'Auge (à l'est) et les collines du Bocage (à l'ouest), cet espace se comporte comme notre vallée. Paradoxalement, les stations officielles beaucoup plus proches, comme Pierrefite-en-Cinglais (seulement 3 kilomètres au nord), présentent peu de points communs du fait de leurs sites fort différents (hauteurs dégagées favorisant des précipitations plus abondantes, des températures moins contrastées et une nébulosité plus marquée).

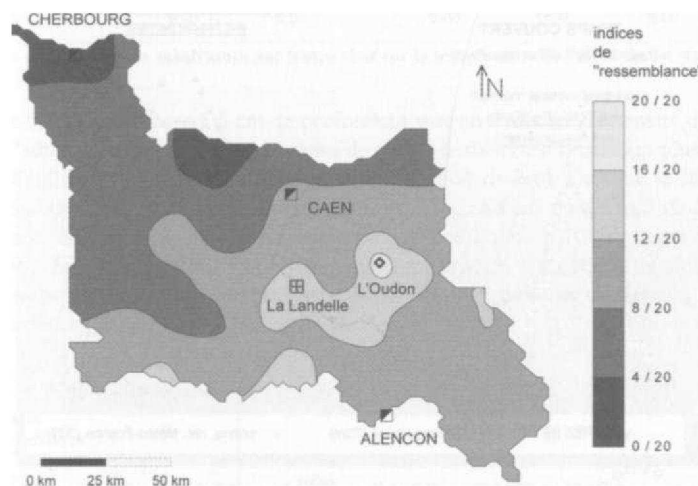


Figure 3 : "Ressemblance" climatique par rapport à La Landelle (indices calculés à partir de la combinaison des écarts à la moyenne et des coefficients de corrélation de P et T°).

4. Les mesures sur l'escarpement de Rouvrou

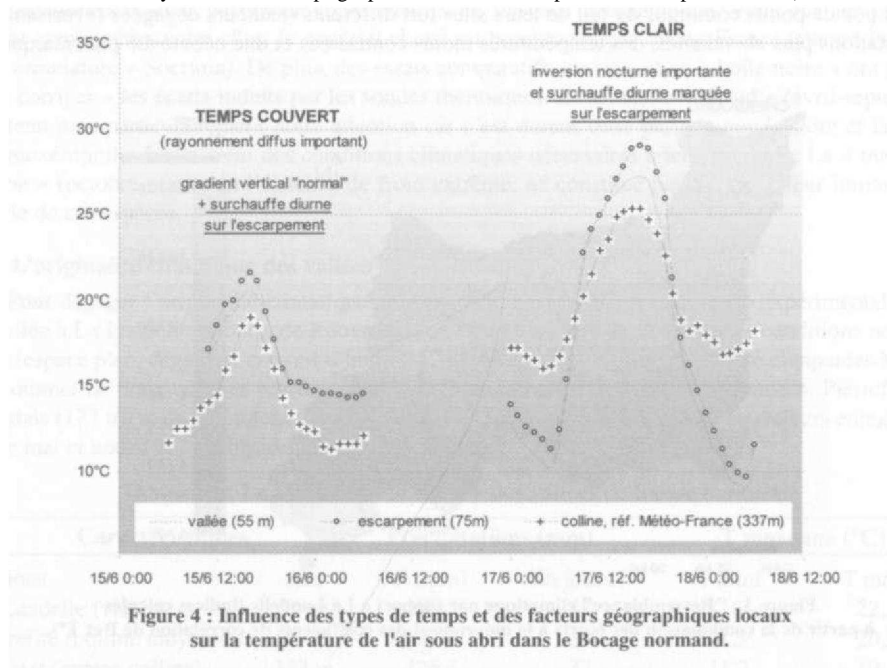
Enfin, des campagnes de mesures expérimentales effectuées le long des escarpements rocheux entre 1995 et 2002 ont exprimé concrètement l'assèchement et la surchauffe à l'interface sol-air, conditions *sine qua non* au maintien d'espèces thermoxérophiles dans notre région.

- l'analyse du facteur « eau » : les précipitations peu abondantes du secteur de La Landelle ne sont pas encore plus indigentes sur l'escarpement de Rouvrou. L'origine atmosphérique de la xéricité de certains biotopes est donc renforcée par d'autres éléments. La prise en compte des caractères géologiques, topographiques et édaphiques fournit une explication à l'assèchement local de l'interface air-sol : la présence de roches imperméables, de sols maigres et de la forte pente limite l'infiltration et favorise l'évacuation rapide des eaux de pluie vers le bas du versant. Il s'agit donc plus d'une sécheresse pédologique qu'atmosphérique. Cependant, la faible quantité d'eau à évaporer contribue à un échauffement plus rapide et plus fort de l'escarpement, ce qui accroît son assèchement (voir valeurs hygrométriques sur la figure 2). Il s'agit en quelque sorte d'une rétroaction positive dans le système formé par le sol, l'air et le climat.

- l'analyse du facteur « énergie » durant le semestre chaud : durant cette période, la plus grande fréquence des temps clairs et calmes est particulièrement propice à l'expression des

facteurs géographiques locaux sur les températures. Quelques exemples représentatifs illustreront notre propos.

Pour la température de l'air sous abri, l'adret se singularise par une « surchauffe » notable en milieu d'après-midi, l'écart dépassant couramment 2°C avec le fond de vallée (Figure 4). Le fond de vallée étant lui-même plus chaud de 1 à 3° que les collines environnantes (voir tableau 1). Par temps couvert, la « surchauffe » est moins marquée mais elle apparaît néanmoins grâce à l'absorption du rayonnement solaire diffusé par les nuages et sa transformation en chaleur sensible, facilitée par la nature même de cette partie de l'escarpement (couleur sombre de la roche, sécheresse du milieu et concentration des rayons due à la topographie en forme d'amphithéâtre exposé au sud).



La température à l'interface sol-air complète cette approche normalisée. En raison du confinement de l'air près du sol, les êtres vivants subissent des variations thermiques bien plus importantes encore que ne l'indiquent les relevés « sous abri ». Pour évaluer le potentiel vital d'un biotope, le biogéographe « doit compléter l'étude des conditions climatiques générales et locales par une analyse très précise des microclimats » (Huetz de Lempis, 1970).

La figure 5 est un exemple de différences diurnes à l'interface air-sol par temps clair et calme. L'écart de la température de contact entre les schistes de l'escarpement et l'herbe de l'aérodrome d'Alençon peut atteindre 20°C en milieu de journée ; à 10 cm au-dessus du sol, malgré le brassage convectif, la différence est encore fréquemment supérieure à 8°C dans l'après midi.

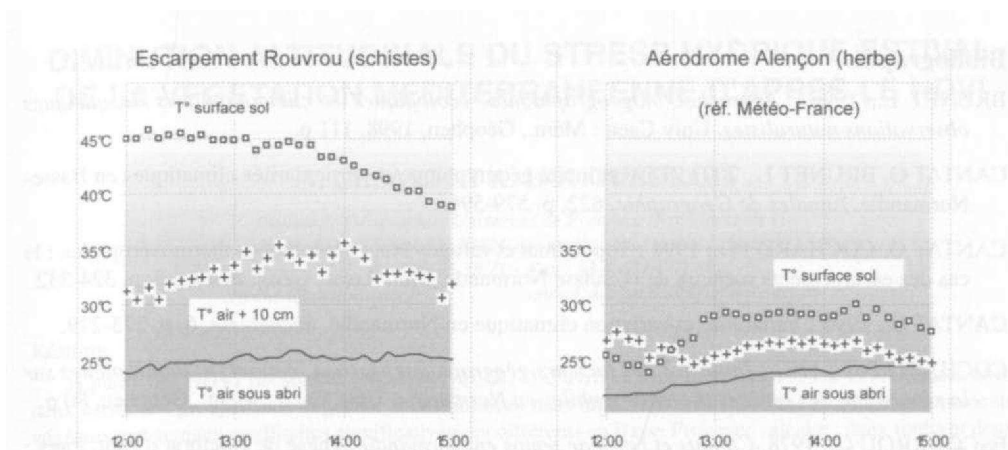


Figure 5 : Influence de la nature du substratum par temps clair sur la température de l'air et du sol (ex. 9 octobre 1995).

Sur la figure 6, la température à 5 cm de profondeur met en évidence l'intensité de la surchauffe dans le sol sur l'adret. Comparativement, le fond de vallée herbeux est beaucoup plus frais et à évolution lente et régulière (sol profond et humide en bordure de rivière). Lorsque le soleil décline, la température baisse rapidement sur l'escarpement mais ne descend pas en dessous de 20°C. La durée limitée de la phase nocturne en été permet de conserver une bonne partie des apports calorifiques solaires, malgré la forte déperdition par rayonnement infrarouge. Ce comportement thermique est essentiel pour des espèces comme le Lézard vert, par exemple, dont la survie dépend d'un important cumul de chaleur pour l'incubation de ses œufs (Rykena, 1992).

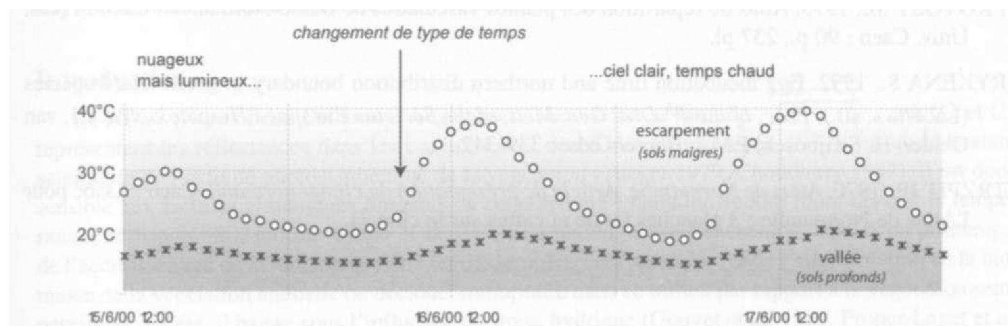


Figure 6 : Influence des types de temps et de la nature du substratum sur la température dans le sol à 5 cm de profondeur.

Conclusion

Dans les milieux à la topographie accidentée, les données régionales de référence masquent souvent une partie des configurations climatiques possibles et parfois décisives pour l'implantation et le maintien d'espèces atypiques. L'exemple des vallées de Suisse normande et de l'escarpement de Rouvrou a confirmé l'existence de facteurs géographiques pouvant compenser localement les conditions climatiques d'échelle régionale. La réponse au paradoxe climat océanique / espèces « méditerranéennes » trouve donc une explication dans la prise en compte des échelles fines de la climatologie. L'instrumentation de secteurs « hors normes » et l'analyse à des pas de temps courts permet alors d'appréhender le rôle et l'intensité variables des facteurs géographiques dans l'établissement des topoclimats et des microclimats.

Bibliographie

- BRUNET L., 1998 : *Approches biogéographiques, écologiques et climatologiques de quelques observations naturalistes*. Univ Caen : Mém., Géophen, 1998, 111 p.
- CANTAT O, BRUNET L., 2001 : Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, 622, p. 579-596.
- CANTAT O, COCHARD PO., 1998 : Topoclimat et refuges biogéographiques thermoxérophiles : le cas des escarpements rocheux de la Suisse Normande. *Bull. Assoc. Géog. Franc.*, 3, p. 324-332.
- CANTAT O., 1995 : Variabilité et variation climatique en Normandie. *Sécheresse*, 6, p. 273-279.
- COCHARD P-O., 1997 : *Influence des facteurs géographiques locaux, naturels et anthropiques sur la répartition des espèces thermoxérophiles en Normandie*. Univ Caen : Mém., Géophen, 80 p.
- ESCOURROU G., 1978. *Climats et types de temps en Normandie*. Thèse de Doctorat d'Etat, Paris : Champion, 1081 + 525 p.
- HUETZ DE LEMPS A., 1970. *La végétation de la Terre*. Paris, Masson, 144 p.
- LATASTE F., 1877. Catalogue des Batraciens et Reptiles des environs de Paris et distribution géographique des Batraciens et Reptiles de l'Ouest de la France. *Ann Soc Linéenne de Bordeaux*.
- LIVORY A., 1998. Des précisions sur la distribution de la Decticelle des alpages. *L'Agriope* ; 20 : 37-38.
- PASYNSKI J., 1980. Les buts et méthodes de la cartographie topoclimatique. *Recherches Géographiques à Strasbourg* ; 13-14.
- PRO V O S T M . , 1993. Atlas de répartition des plantes vasculaires de Basse-Normandie. Caen : Press. Univ. Caen ; 90 p., 237 pl.
- RYKENA S., 1992. Egg incubation time and northern distribution boundary in green lizard species (*Lacerta s. str.*). *Proc. of the 4th Ord. Gen. Mett. of the Societas Europaea Herpetologica*. J.J. van Gelder, H. Strijbosch, P.M.J. Bergers eds. ; 339-342.
- TRZPIT JP, 1970. *Atlas de Normandie, Article de présentation du climat normand*. Caen : Assoc pour l'Atlas de Normandie ; 3 planches (texte et cartes sur le climat).

DIMINUTION ALTITUDINALE DU STRESS HYDRIQUE ESTIVAL DE LA VEGETATION MEDITERRANEENNE D'APRES LE NDVI

V. CESARI ET A. DOUGUEDROIT

*Institut de Géographie, Université de Provence (Aix-Marseille I)
29 Av. Robert Schuman, 13621 Aix-en-Provence cedex 1, France
Tel : 33 4 42 95 38 71 - Fax : 33 4 42 64 01 58
v-cesari@up.univ-aix.fr — annick.douguedroit@up.univ-aix.fr*

Résumé

A partir des NDVI décennaires (NOAA-AVHRR14) d'avril à septembre, de 1995 à 1997, croisés avec deux cartes des groupements végétaux et des altitudes dans un SIG, nous avons obtenu quatre groupements végétaux aux signaux satellitaires significativement différents en Basse Provence calcaire : deux forêts et deux garrigues. Leurs NDVI décennaires augmentent tous avec l'altitude. Les corrélations significatives et élevées entre les NDVI décennaires de chaque groupement végétal et les altitudes correspondantes ont permis de calculer les gradients estivaux pour 100 mètres de chaque groupement végétal.

Abstract

With decade NDVI (NOAA-AVHRR14), from April to September from 1995 to 1997, crossed with two maps of the vegetation and the altitudes in a GIS, four plant communities with significant satellite signals have been obtained in the limestone Lower Provence : two forests and two garrigues. All their NDVI increase with altitude. Significant and high correlations between the decade NDVI of each plant community and corresponding altitudes allowed to compute summer NDVI gradients per 100 meters for each plant community.

Mots-clés : Végétation méditerranéenne, NDVI, Altitude, Stress hydrique estival.

Keywords : Mediterranean vegetation, NDVI, Altitude, Summer water stress

Introduction

Le NDVI (Normalized Difference Vegetation index) selon la formule
$$\frac{C_1 - C_2}{C_1 + C_2}$$
 où C_1 et C_2 représentent les réflectances dans les canaux 1 et 2 de NOAA (Rouse et al. 1974), est un indicateur satellitaire de l'activité photosynthétique de la végétation (Tucker 1979, Choudhury 1987). Il est donc sensible aux facteurs climatiques limitants de cette activité : radiation solaire (dont dépend la température) et disponibilité en eau (Cihlar et al. 1991). En région méditerranéenne il dépend, au printemps, de l'accroissement de la radiation solaire (et des températures associées) et de l'augmentation de la biomasse de la végétation annuelle ou décidue, minoritaire dans ce milieu par rapport à la végétation sempervirente; en été, il baisse sous l'influence du stress hydrique (Gouyet et al. 1989, Proper-Laget et al. 1998).

Notre objectif est ici d'étudier la relation entre le NDVI des groupements végétaux méditerranéens de la Basse-Provence Calcaire (**figure 1**) et l'altitude en saison chaude. Cette relation n'a pas été étudiée systématiquement jusqu'à présent.

1. Données et Méthodes

1.1. Données

Nous avons utilisé les données quotidiennes NOAA-AVHRR 14 d'avril à septembre, de 1995 à 1997, sur l'ensemble de la région étudiée. Les images quotidiennes venant du JRC (Joint Research Center d'Ispra, Italie) étaient prétraitées par le logiciel SPACE II. Elles avaient subi des corrections

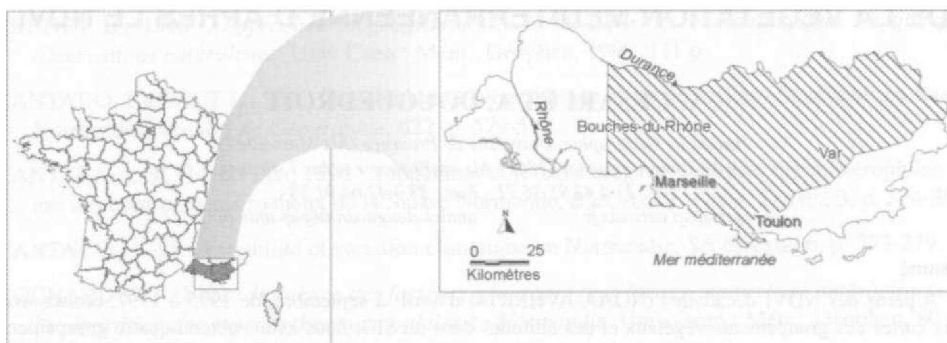


Figure 1 : Localisation de l'aire d'étude.

radiométriques, géométriques et atmosphériques mais posaient des problèmes de navigation. Elles ont été toutes recalées dans l'espace à l'aide de points d'amer côtiers.

Le NDVI a été calculé en utilisant la formule de Rouse et al. (1974), appliquée aux réflectances des canaux 1 et 2 de NOAA-A VHRR 14. Les images utilisées, aux pixels de 1.1 km² de résolution sont le résultat de synthèses décennales élaborées selon la méthode M V C (Maximum Value Composite, Holben 1986) qui minimise la perte de signal due aux effets des angles de visée et de la contamination nuageuse. On a ainsi obtenu 3 décades par mois, d'avril à septembre, pendant 3 ans, de 1995 à 1997. Mais certaines d'entre elles, trouageuses, en particulier sur le département du Var, ont été éliminées du travail.

La carte des groupements végétaux a été réalisée d'après les cartes de la végétation au 1/200 000 de la zone d'étude (Ozenda 1951, 1956, 1972, Molinier et Lavagne 1976). Une fois numérisée en mode raster à partir des fonds de cartes papier puis recalée et géo-référencée, elle a été actualisée d'après les types de couverts des cartes de l'Inventaire Forestier National (IFN 1983, 1986 et 1999). Ce croisement a permis de distinguer 10 groupements végétaux. La résolution de la carte ainsi obtenue a été dégradée jusqu'à celle de NOAA. L'algorithme déplace, sur la carte de végétation d'une résolution initiale de 250m, une fenêtre de résolution NOAA et calcule les proportions de chaque groupement végétal il ne retient que les pixels contenant un seul groupement.

La carte des altitudes est également une carte raster, obtenue à partir du modèle numérique de terrain Visual DEM dont la résolution a été dégradée par krigeage jusqu'à celle des scènes NOAA.

1.2. Traitements

Les trois types de cartes, NDVI décennales, groupements végétaux et altitudes ont été géoréférencées dans un SIG (IDRISI). Ce logiciel en mode raster est bien adapté à l'étude de données de télédétection. Le croisement des couches a permis de lier entre eux pixels de NDVI, de types de couvert et de localisation altitudinale.

La première étape a consisté dans la recherche de groupements végétaux aux signatures satellitaires significativement différentes à toutes les altitudes à l'échelle de la résolution NOAA, soit 1.1km². Nous avons comparé les différences entre les moyennes des NDVI des groupements végétaux par tranches d'altitude de 200 m afin de déterminer quelles signatures étaient significativement différentes au regard du type de groupement et de l'altitude simultanément selon le test de comparaison des moyennes.

Ensuite nous avons recherché la relation entre les groupements végétaux ainsi retenus et l'altitude. Sur des séries de NDVI classées par altitude croissante, nous avons effectué un lissage en moyennant par groupe de 20 les valeurs de NDVI et les altitudes correspondantes. Nous avons ensuite calculé par décade les corrélations entre ces NDVI et altitudes lissés. Seules les décades pour lesquelles les coef-

ficients de détermination étaient supérieurs à 50% ont été retenues. Elles ont servi à calculer une série de gradients décennaires du NDVI pour 100m pour chaque groupement végétal entre avril et septembre, de 1995 à 1997. Il a ensuite été recherché s'il existait un gradient unique.

2. Groupements végétaux au signal satellitaire significativement différents

En Basse-Provence calcaire nous avons d'emblée éliminé les forêts localisées dans le Haut-Var, de pins sylvestres et landes non méditerranéennes et de surface réduite.

Pour chacun des dix groupements végétaux initiaux, nous avons groupé les pixels de NDVI de chaque décade par tranches de 200m d'altitude. Nous avons ainsi obtenu le NDVI moyen et la distribution du NDVI de chaque groupement, pour chaque décade et par tranche de 200 m d'altitude (**figure 2**). La comparaison entre les moyennes obtenues pour chaque groupement dans chaque tranche altitudinale a amené des fusions entre groupements initiaux aux NDVI moyens non significativement différents (Cesari et Douguédroit, 2001). Seulement 4 groupements végétaux sont retenus : chênaie pubescente, chênaie verte, garrigue à pin d'Alep et garrigues à romarin ou à chêne kermès. On peut noter que l'étude faite précédemment au niveau régional, sans tenir compte de l'altitude, avait conclu à l'existence de 5 groupements; s'ajoutaient aux précédents les forêts mixtes de chênes et pins (Cesari et Douguédroit, 1999, Cesari, 2001). La prise en compte de l'altitude a amené à différencier celles-ci entre forêts mixtes avec chênes pubescents ou chênes verts et les a rapproché des forêts non mixtes, le caractère altitudinal devenant prépondérant du fait de la différence d'altitude générale entre les deux types de forêts de chênes et donc de forêts mixtes associées.

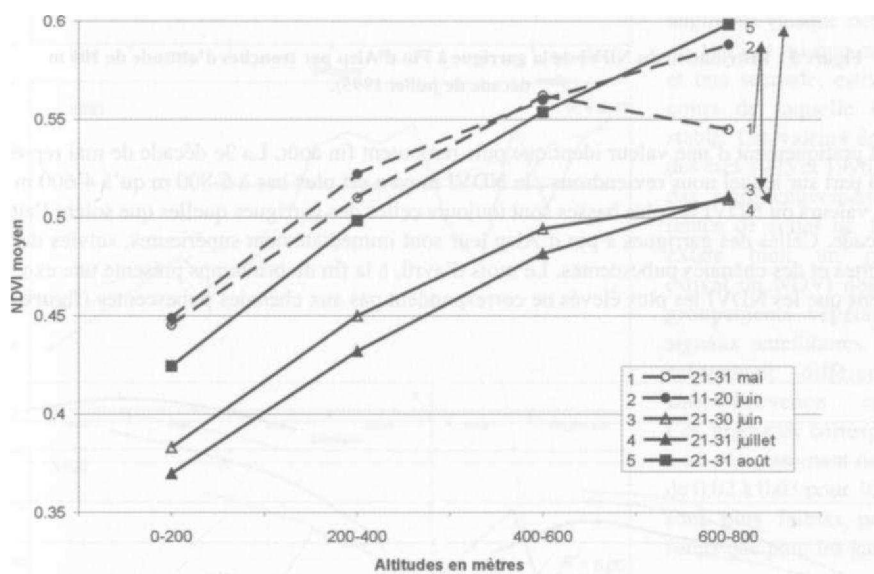


Figure 2 : NDVI moyens de la garrigue à Pin d'Alep par tranches d'altitude de 200 m pendant 5 décades de la saison chaude (1995).



Figure 2 : NDVI moyens de la garrigue à Pin d'Alep par tranches d'altitude de 200 m pendant 5 décades de la saison chaude (1995).

Tout au long des trois saisons chaudes étudiées, les valeurs du NDVI de chacun des quatre groupements végétaux augmentent avec l'altitude, avec des évolutions temporelles parallèles selon l'altitude (**figure 3**). On voit ainsi que la garrigue à pin d'Alep a, début juin, un NDVI moyen de 0.44 entre 0 et 200m d'altitude qui croît jusqu'à 0.6 à 6-800 m. Fin juin et en juillet, toutes les valeurs du NDVI

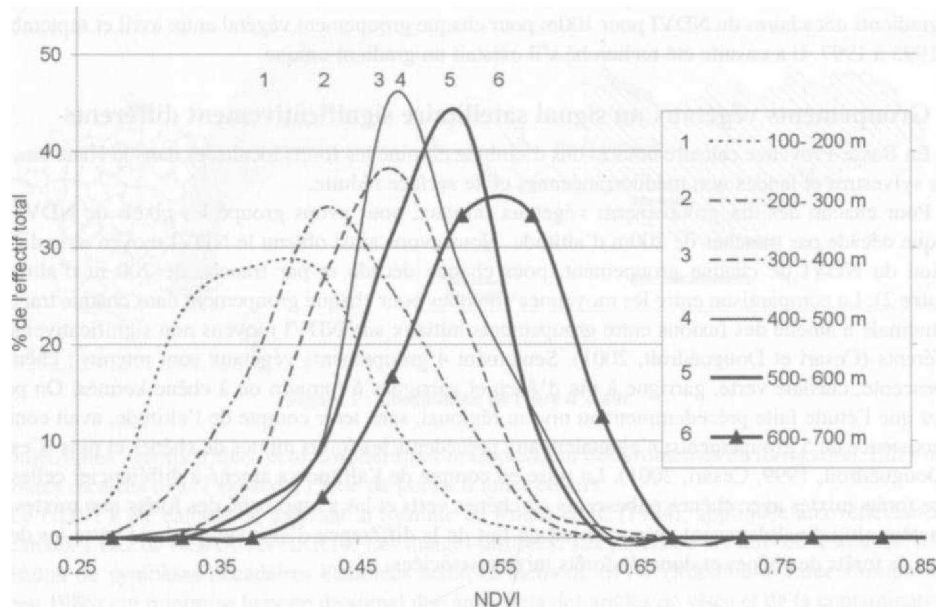


Figure 3 : Distribution du NDVI de la garrigue à Pin d'Alep par tranches d'altitude de 100 m (3^e m^e décade de juillet 1995).

baissent pratiquement d'une valeur identique puis remontent fin août. La 3^e décade de mai représente un cas à part sur lequel nous reviendrons : le NDVI moyen est plus bas à 6-800 m qu'à 4-600 m.

Les valeurs du NDVI les plus basses sont toujours celles des garrigues quelles que soient l'altitude et la décade. Celles des garrigues à pin d'Alep leur sont immédiatement supérieures, suivies des chênaies vertes et des chênaies pubescentes. Le mois d'avril, à la fin du printemps présente une exception en ce sens que les NDVI les plus élevés ne correspondent pas aux chênaies pubescentes (figure 4).

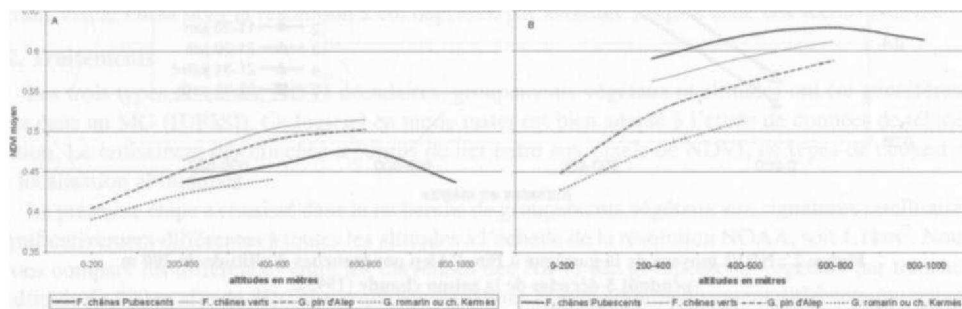


Figure 4 : NDVI moyens par tranches d'altitude de 200m des 4 principaux groupements végétaux durant deux décades A : Printemps (1^{ère} décade d'avril 1995) B : été (2^{ème} décade de juin 1995).

1 : Forêt de chênes pubescents, 2 : Forêt de chênes verts, 3 : Garrigue à pin d'Alep, 4 : Garrigue à romarin ou chêne kermès.

3. Gradients altitudinaux du NDVI

Les corrélations calculées par décade entre les séries lissées des valeurs de NDVI de chacun des quatre groupements végétaux et les altitudes moyennes correspondantes ont un coefficient de corrélation significatif généralement élevé. La variance exprimée est comprise majoritairement entre 75 et 80% et peut dépasser 90%. Les chênaies pubescentes présentent un cas particulier : les coefficients de corrélation ne sont pas significatifs en avril quelle que soit l'année. Nous y reviendrons plus loin.

Pour chaque décade où les coefficients de détermination précédents sont significatifs, un gradient de NDVI par 100m a été calculé par régression linéaire entre NDVI et altitudes d'avril à septembre pendant les années 1995 à 1997. Les gradients obtenus varient selon les décades mais présentent tous

deux situations différentes selon les années, 1995 et 1996 d'une part et 1997 d'autre part (figure 5). Dans le premier cas le gradient augmente significativement de début avril à fin septembre, à la différence du cas de 1997. Mais en 1995 et 1996, on peut aussi diviser la période en deux, la première pendant laquelle le gradient augmente (jusque début juin en 1995 et mi-mai en 1996) et une seconde, estivale, au cours de laquelle il reste stable. Les valeurs de NDVI des étés 1995 et 1996 ne sont pas significativement différentes de celles de 1997. Il existe bien un gradient estival du NDVI des quatre groupements végétaux aux signaux satellitaires significativement différents en Basse-Provence calcaire. Ces gradients correspondent à un accroissement de NDVI de 0.02 à 0.03 pour 100m; ils sont plus faibles pour les forêts que pour les garrigues.

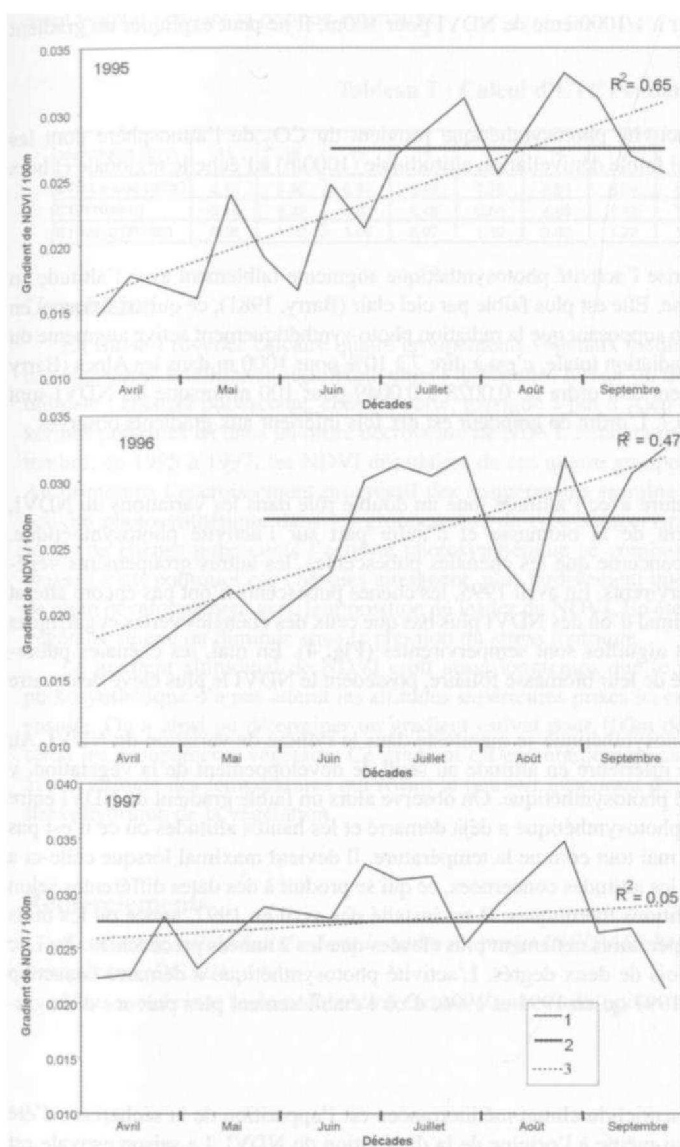


Figure 5 : Evolution temporelle des gradients décennaux par 100m de NDVI de la garrigue à romarin ou à chêne Kermès (1995-1997)

- 1 : Gradients décennaux,
- 2 : Gradient moyen estival et
- 3 : Tendances des gradients décennaux.

4. Facteurs de la diminution du NDVI avec l'altitude

Les facteurs peuvent avoir deux origines, soit le signal satellitaire, soit l'activité photosynthétique de la végétation conditionnée par trois facteurs, la disponibilité en carbone et en eau, en présence de radiation solaire.

4.1. Le signal satellitaire

Une expérience appliquée aux données LANDSAT TM a été conduite pour calculer l'effet de la traversée de l'atmosphère sur le signal de NDVI (Teillet et Santer 1991). Différentes simulations ont permis d'estimer la différence de NDVI entre 0 et 1200m à 0.0092 soit un gradient de NDVI de 0.00077 pour 100 m (Cesari 2001). L'ordre de grandeur de l'effet de la traversée de l'atmosphère sur le gradient de NDVI est inférieur à 1/1000ième de NDVI pour 100m. Il ne peut expliquer un gradient de NDVI de l'ordre de 1/100.

4.2. Le carbone

Le carbone nécessaire à l'activité photosynthétique provient du $C O_2$ de l'atmosphère dont les quantités ne varient pas sur une si faible dénivellation altitudinale (1000m) à l'échelle régionale et hors de tout milieu urbanisé.

4.3. La radiation solaire

La radiation solaire qui favorise l'activité photosynthétique augmente faiblement avec l'altitude en fonction de la couverture nuageuse. Elle est plus faible par ciel clair (Barry, 1981), ce qui est fréquent en été en région méditerranéenne. En supposant que la radiation photo-synthétiquement active augmente du même ordre de grandeur que la radiation totale, c'est à dire 7 à 10% pour 1000 m dans les Alpes (Barry 1981), on obtient un accroissement de l'ordre de 0.0028 à 0.0049 pour 100 m lorsque les NDVI sont compris comme ici entre 0.4 et 0.7. L'ordre de grandeur est dix fois inférieur aux gradients observés.

4.4. La température

La diminution de la température avec l'altitude joue un double rôle dans les variations du NDVI, d'une part sur le développement de la biomasse et d'autre part sur l'activité photosynthétique. L'influence sur la biomasse ne concerne que les chênaies pubescentes, les autres groupements végétaux méditerranéens étant sempervirents. En avril 1995, les chênes pubescents n'ont pas encore atteint leur développement foliaire maximal d'où des NDVI plus bas que ceux des chênaies vertes et garrigues à pin d'Alep dont les feuilles et aiguilles sont sempervirentes (**Fig. 4**). En mai, les chênaies pubescentes, une fois acquise la totalité de leur biomasse foliaire, possèdent le NDVI le plus élevé des quatre groupements végétaux.

L'influence sur l'activité photosynthétique se manifeste dans le rythme de variation du NDVI. Au printemps, la faible température inférieure en altitude au seuil de développement de la végétation, y ralentit le démarrage de l'activité photosynthétique. On observe alors un faible gradient de NDVI entre les basses altitudes où l'activité photosynthétique a déjà démarré et les hautes altitudes où ce n'est pas le cas. Ce gradient augmente en mai tout comme la température. Il devient maximal lorsque celle-ci a suffisamment augmenté à toutes les altitudes concernées, ce qui se produit à des dates différentes selon les années, en fonction des conditions thermiques. Il est installé dès avril en 1997, année où les mois de février et mars ont eu des températures nettement plus élevées que les 2 années précédentes. Au Luc (Var), la différence est chaque fois de deux degrés. L'activité photosynthétique a démarré beaucoup plus tôt à toutes les altitudes en 1997 qu'en 1995 et 1996, d'où l'établissement plus précoce d'un gradient stable.

4.5. La disponibilité en eau

Pour la végétation le trait essentiel du climat méditerranéen est l'apparition de la sécheresse d'été génératrice du stress hydrique, lui-même à l'origine de la diminution du NDVI. La saison estivale est

la période d'une baisse générale du NDVI en Basse-Provence calcaire (Cesari et Douguédroit 1999, Cesari 2001). Il s'agit d'une diminution générale des valeurs avec persistance d'une augmentation avec l'altitude pour les quatre groupements végétaux (**figure 3**). En effet le stress hydrique diminue parallèlement avec l'altitude à cause de la diminution du déficit hydrique.

L'E TP Penman a été calculée pour le Luc (80 m), au pas de temps quotidien pour les dix jours de la seconde décade de juillet 1997 et déduite 1000 m d'altitude plus haut, soit à 1080 m, en faisant varier la seule température supposant le vent constant et sachant qu'il n'a pas plu (Tabl. 1). La différence est de 11 mm pour cette seule décade. Puisque le pouvoir évaporant de l'atmosphère diminue avec l'altitude, l'écart avec la quantité d'eau disponible diminue. On a bien une réduction du déficit hydrique et donc du stress hydrique. C'est la raison de l'augmentation du ND VI avec l'altitude de chaque groupement végétal pendant la période végétative.

Tableau 1 : Calcul d'ETP Penman

Jour (Juillet 1977)	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	Ecart
E TP Le Luc (80m)	6.10	6.35	6.97	6.46	7.78	5.51	8.34	9.29	10.29	7.46	Décadaire (mm)
ETP(1080m)	5.14	5.33	5.89	5.49	6.60	4.69	7.12	7.98	8.93	6.39	
ETP80-ETP1080	0.96	1.02	1.08	0.97	1.19	0.83	1.22	1.31	1.36	1.07	

11.01

Conclusion

En Basse-Provence calcaire quatre groupements végétaux méditerranéens ont des ND VI montrant des signatures satellitaires significativement différentes lorsqu'on tient compte de leur répartition altitudinale : chênaie pubescente, chênaie verte, garrigue à pin d'Alep et garrigues à romarin ou à chêne kermès présentés ici dans un ordre décroissant de N D V I . Pendant toute la saison chaude, d'avril à septembre, de 1995 à 1997, les ND VI décadaires de ces quatre groupements augmentent avec l'altitude. Au printemps l'accroissement progressif des températures entraîne celui du NDVI, reflet de la seule activité photosynthétique dans les groupements de type sempervirent. En revanche, dans le cas des forêts de chênes pubescents l'activité photosynthétique se combine à un développement de la biomasse ; c'est pourquoi ces chênaies atteignent, plus tardivement que le reste de la végétation, le stade de plein développement avec leur position de leader du NDVI. En été, le ND VI des quatre groupements végétaux stagne ou diminue sous la pression du stress hydrique.

Le gradient altitudinal de NDVI croît aussi longtemps que le plein développement de l'activité photosynthétique n'a pas atteint les altitudes supérieures prises ici en considération puis reste constant ensuite. On a ainsi pu déterminer un gradient estival pour 100m du NDVI de l'ordre de 0.02 à 0.03 selon les groupements végétaux. Ce gradient est essentiellement causé par la diminution progressive avec l'altitude des températures qui réduit le pouvoir évaporant de l'atmosphère et par conséquent le stress hydrique de la végétation.

Remerciements

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet INFLAME ENV4-98-07000 financé par l'Union Européenne (DGXII).

Nous remercions le Joint Research Centre (Ispra- Italie) pour le jeu de données NOAA.

Bibliographie

- BARRY R.G., 1981: *Mountain weather and climate*, Ed. Methuen, 313 p.
- CESARI V. et DOUGUEDROIT A., 2001 : Le signal satellital NOAA-AVHRR du stress hydrique estival de la végétation méditerranéenne, *Puhl. Assoc. Intern. Climatol.*, 14, p.371-378.
- CESARI V., 2002 : *Interprétation par SIG du signal satellitaire estival de la végétation méditerranéenne (Basse Provence calcaire)*, Thèse de doctorat, 194 p.
- CESARI V. and DOUGUEDROIT A., 1999 : Influence of altitude on Mediterranean plant communities N D V I with N O A A - AVHRR 14 data, *Proceed. Delft Symposium*, p. 110-114.
- CHOUDHURY B.J., 1987 : Relationship between vegetation indices, radiation absorption, and net photosynthesis evaluated by a sensitivity analysis, *Remote Sensing of Environment*, 22, p. 209-233.
- CIHLAR J., ST LAURENT L. and DYER J.A., 1991 : Relation between the Normalized Difference Vegetation Index and ecological variables, *Remote Sensing of Environment*, 35, p. 279-298.
- GOUYET J.F., KING C. et MALON J.F, 1989 : Apport des données satellitaires NOAA-AVHRR dans le suivi de la végétation forestière, *Rapport BRGM*, 37 p.
- HOLBEN B.N., 1986: Characteristics of Maximum Value Composite images from temporal AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, 7, p. 1417-1434.
- INVENTAIRE FORESTIER NATIONAL (IFN), 1983 : Carte des types de formations végétales du Varau 1/200000, *ed. IFN*.
- INVENTAIRE FORESTIER NATIONAL (IFN), 1986 : Carte des types de formations végétales des Bouches-du-Rhône au 1/200000, *ed. IFN*.
- INVENTAIRE FORESTIER NATIONAL (IFN), 1999 : Carte des types de formations végétales du Varau 1/200000, *ed. IFN*
- MOLINIER R. et LAVAGNE A., 1976 : Carte de la végétation au 1/200000 de Marseille, *Ed. CNRS*.
- OZENDA, 1951: Carte de la végétation au 1/200000 de Antibes, *Ed. CNRS*.
- OZENDA, 1956: Carte de la végétation au 1/200000 de Digne, *Ed. CNRS*.
- OZENDA, 1972: Carte de la végétation au 1/200000 de Nice, *Ed. CNRS*.
- PROSPER-LAGET V, DOUGUEDROIT A. and GUINOT J.P., 1998 : A satellite index of risk of forest fire occurrence in summer in the Mediterranean area, *Internat. J. of Wildland fire*, 8, p. 173-182.
- ROUSE J;W., HAAS R.H., SCHELL J.A., DEERING D.W. and HARLAN J.C. (1974) : *Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation*, NASA/ GSFC, Type II, Final report, Greenbelt, MD, 371 p.
- TUCKER C.J., 1979 : Red and Photographic Infrared linear combinations for monitoring vegetation, *Remote Sensing of Environment*, 8, p. 127-150.

RELATIONS ENTRE RENDEMENTS DU BLE DUR ET PRECIPITATIONS EN TUNISIE

M. FEKI ET A. DOUGUEDROIT,

Institut de Géographie, Université de Provence (Aix-Marseille 1),

29 Av. R. Schuman, 13621 Aix-en-Provence cedex 1 France

Tel. : 33 (0) 442 95 38 71, fax : 33 (0) 442 64 01 58

E-mail : m.J-eki@hotmail.com et annick.douguedroit@up.univ-aix.fr

Résumé

Une analyse de corrélation entre les rendements du blé dur de 6 gouvernorats de Tunisie et les précipitations pendant 12 ans (1987/1988-1998/1999), a montré que plus de 50% de la variation des rendements dépend de la variabilité des totaux pluviométriques reçus entre novembre et mai. Lorsque les rendements sont associés aux bimestres, les pluies de février-mars sont très importantes ($r > 0.80$). Au niveau mensuel, les pluies de décembre et mars jouent un grand rôle dans les variations des rendements dans les Steppes. Dans le Tell, les quelques coefficients significatifs expriment à peine 50% de la variance et montrent une plus faible relation entre les rendements et les totaux mensuels que dans les Steppes.

La prédiction des rendements moyens par gouvernorat à partir des régressions multiples pas à pas à 5% d'erreur, montre la possibilité d'une estimation dès la fin de mars, avec des écarts acceptables entre rendements observés et calculés, même dans les Steppes où les rendements sont très faibles. Ces écarts ne diffèrent pas de ceux obtenus par régressions simples appliquées au cumul des mois sélectionnés par les régressions pas à pas.

Abstract

The correlation analysis between annual durum wheat yields of the "gouvernorats" and the rainfall recorded at six meteorological stations in Tunisia showed that annual rainfall (from November to May) has a great influence (more than 50%) on the yields variations. At the seasonal scale, the period February-March has a significant contribution. At the monthly scale March and December rainfall play a major role in the Steppes. In the Tell, relationship between rainfall and durum wheat yields is low.

The prediction of average yields by stepwise multiple regressions based on monthly precipitation could be estimated at the end of March with acceptable difference between predicted and observed values. Results obtained by simple linear regression with monthly precipitation totals as predictants are similar to the previous ones.

Mots clefs : Rendements du blé dur ; Prédiction des rendements du blé dur ; Tunisie.

Key words : Durum wheat yields, prediction of durum wheat yields, Tunisia.

Introduction

Les céréales constituent des cultures importantes en Tunisie. Cultivées essentiellement en sec, elles occupent 30 % des superficies labourables soit environ 1.2 à 1.5 million d'hectares (M ha) dont 9.1 % couverts par le blé tendre, 54.5 % par le blé dur et 34.6 % par l'orge (Ministère de l'agriculture, 1999). Les rendements moyens de céréales sont irréguliers et dépendent toujours des conditions climatiques. Ceci est plus particulièrement vrai pour les zones du Tell et surtout des Steppes où la pluviométrie est souvent insuffisante pour une bonne récolte et où les superficies emblavées ainsi que récoltées dépendent énormément du climat, essentiellement des précipitations (Feki, 2001).

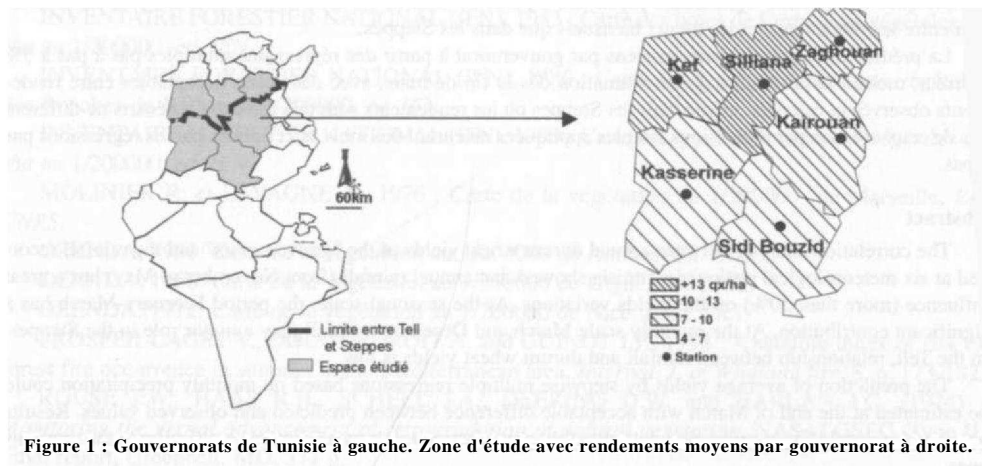
Notre objectif est de déterminer l'influence de la variabilité des précipitations sur les variations des rendements de blé dur cultivé en sec en Tunisie. Nous nous sommes donc intéressés à la relation entre les rendements céréaliers et les précipitations. Le rendement constitue le meilleur indicateur des relations entre les techniques culturales, les qualités pédologiques et les éléments du climat

(Douguédroit et al. 1998). Des études ont déjà abordé cette question en Tunisie soit de façon très raie (Boubaker, 1979), soit à l'échelle de petites régions (Gharbi et Marouani 1999, Ben Hami et Marouani 1997).

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les rendements du blé dur proviennent des publications de Ministère de l'Agriculture. Ce sont les rendements de la céréaliculture pluviale. Les séries s'étendent de 1987/1988 à 1998/1999* choix de cette période est justifié par l'utilisation générale, à partir de 1987, de nouvelles semences plus productives et tolérantes à la sécheresse. Nous avons travaillé alors à l'échelle spatiale gouvernorats, choisis dans deux régions (Fig.1), en utilisant les rendements moyens par gouvernorat faute de trouver des rendements par délégation pour mener une étude détaillée au sein de chaque gouvernorat.



En Tunisie septentrionale (le Tell), la pluviométrie relativement régulière et dépassant 400 mm en moyenne, permet le développement d'une céréaliculture pluviale ; nous avons retenu trois gouvernorats : Kef, Silliana, et Zaghouan. Les rendements moyens (Tabl.1) dépassent 10 quintaux par hectare (qx/ha) dans le Tell, voire 13 dans le gouvernorat de Silliana ; certaines années ils sont très faibles (87/88 par exemple). En Tunisie centrale ou steppique (le centre-ouest) l'insuffisance et l'irrégularité de la pluviométrie imposent des systèmes de production extensive en sec et une date de mise en culture très variable selon les années; nous avons choisi aussi trois gouvernorats : Kairouan, Kasserine et Sidi Bouzid. Les rendements moyens sont très faibles dans ces gouvernorats; au moins une année sur trois, ils sont nuls ou quasi nuls; toute la récolte a alors été donnée au bétail comme fourrage (Tabl.1). Signalons qu'il existe une légère différence entre le Nord et le Centre de la Tunisie concernant les dates de semis et de récolte. Dans le Tell, les agriculteurs sèment fin novembre début décembre et moissonnent après le 15 juin. Dans les Steppes les agriculteurs sèment mi-novembre et moissonnent fin mai, début juin.

Les données pluviométriques proviennent de la Direction Générale des Ressources en Eaux (D.G.R.E). Les séries de précipitations s'étendent (sur les années agricoles) de 1987/1988 à 1998/1999. Notre réseau d'étude comprend six stations principales; une par gouvernorat, toutes

Tableau 1 : Rendements moyens du blé dur par gouvernorat (qx/ha).

	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93	93/94	94/95	95/96	96/97	97/98	98/99	Mi
Kef	3.3	6.6	8.8	17.1	12.9	12	7.5	11.1	17.1	10.6	12.8	10.9	10.
Silliana	3	4.5	10.7	19.8	18.5	14.2	11.8	3.7	26.6	7.1	14.5	19.3	13.
Zaghouan	4.3	4.5	10.3	21.5	16.6	13.4	6.8	4.4	18.8	7.1	8.9	19.4	11.
Kairouan	7.7	2.8	15.4	17.7	12.4	7	13.5	0	15.8	0	0.2	0.7	7.7
Kasserine	4.7	0.5	13.5	10.5	9.5	5.7	2.9	0	10.3	0	0.1	0	4.8
Sidi Bouzid	0	0.41	13.4	14.2	5	5	0.2	0	11	0	0	0.2	4.1

Moy= moyenne des rendements (1987/1988 - 1998/1999)

installées aux chef lieux. Celle de Kairouan est synoptique. Notre zone d'étude reçoit annuellement une pluviométrie comprise entre 200 et 400mm (Fig.2).

1.2. Méthodes

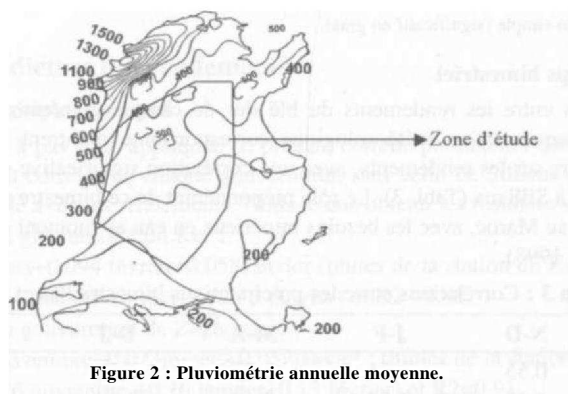


Figure 2 : Pluviométrie annuelle moyenne.

Pour déterminer l'influence des pluies sur les rendements nous avons eu recours aux corrélations. Les séries de rendements comprennent des valeurs nulles. Ces valeurs ont été remplacées par 0.001 pour pouvoir calculer les corrélations. La marge d'erreur retenue est de 5%. Le coefficient de corrélation est significatif s'il est supérieur ou égal à 0.60 (d'après le test de Bravais Pearson).

L'intensité de la relation et la part de l'information prise en compte par la relation sont mesurées par le coefficient de détermination (r^2), qui mesure la variance. Si r^2 est inférieur à 50 % la relation est considérée comme faible. Les pas de temps retenus sont : annuel (de novembre à mai), bimestriel et mensuel.

Enfin, des régressions multiples pas à pas entre les rendements de chaque gouvernorat et les précipitations de chaque station correspondante ont été calculées au pas de temps mensuel pour prédire les rendements du blé dur (à 5% d'erreur). Les courtes séries de 12 ans ne pouvant pas être divisées en deux périodes pour valider les résultats, des corrélations croisées ont été calculées pour tester les résultats. Il s'agit de calculer pour chaque station 11 régressions pas à pas en supprimant chaque fois une année différente. Le but de ces équations est de comparer les écarts avec ceux calculés sur 12 ans et de contrôler les prédicteurs (s'ils changent ou pas en référence à l'équation sur 12 ans pour vérifier la stabilité de cette équation). Les mois sélectionnés par les régressions pas à pas (sur 12 ans) ont été ensuite cumulés et utilisés comme prédicteurs des rendements dans des régressions linéaires simples.

2. Relations entre précipitations et rendements

2.1. Au pas de temps annuel

Les corrélations entre les rendements annuels du blé dur de chaque gouvernorat et les précipitations annuelles de chaque station météorologique correspondante sont significatives (Tabl. 2). Les coefficients de corrélation sont élevés dans l'ensemble, entre 0.70 et 0.84. Ainsi, 50% ou plus du rendement du blé dur dépend de la quantité de pluies tombée entre novembre mai dans les six gouvernorats. Cette proportion atteint 70% dans le gouvernorat de Sidi Bouzid. L'influence de la variabilité interannuelle des précipitations sur les variations des rendements du blé dur est donc primordiale. Ce résultat recoupe celui de l'étude de Marouani et Ben Hammouda (1996), qui trouvent sur la région de Dahmani (gouvernorat du Kef), entre 1985/1995, un coefficient de corrélation de 0.79.

Tableau 2 : Corrélations entre les précipitations annuelles et les rendements.

Stations	Kef	Silliana	Zaghouan	Kairouan	Kasserine	Sidi Bouzid
r	0.82	0.77	0.70	0.76	0.80	0.84

coefficient de corrélation simple (significatif en gras).

2.2. Au pas de temps bimestriel

Les corrélations entre les rendements du blé dur de chaque gouvernorat et les précipitations bimestrielles de chaque station météorologique correspondante montrent la grande influence du bimestre février-mars sur les rendements, avec une corrélation significative exprimant plus de 50 % de la variance, sauf à Silliana (Tabl. 3). Le rôle prépondérant de ce bimestre peut sans doute être mis en relation, comme au Maroc, avec les besoins impérieux en eau au moment de la formation du grain (Douguédroit et al., 1998).

Tableau 3 : Corrélations entre les précipitations bimestrielles et les rendements.

Stations	N-D	J-F	M A	D-J	F M	A-M
Kef	0.55	0.64	0.66	0.52	0.84	0.50
Silliana	0.55	0.52	0.60	0.50	0.62	0.55
Zaghouan	0.69	0.84	0.71	0.69	0.84	0.50
Kairouan	0.47	0.63	0.75	0.69	0.87	0.22
Kasserine	0.63	0.56	0.73	0.62	0.90	0.09
Sidi Bouzid	0.80	0.74	0.57	0.76	0.79	0.42

coefficients de corrélation simples significatifs en gras.

2.3. Au pas de temps mensuel

Les corrélations entre les rendements du blé dur de chaque gouvernorat et les précipitations mensuelles de chaque station météorologique correspondant montrent une grande différence entre le Tell et les Steppes (Tabl.4).

Tableau 4 : Corrélations entre les précipitations mensuelles et les rendements.

Station	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai
Kef	0.45	0.39	0.61	0.62	0.67	0.23	0.28
Silliana	0.50	0.53	0.22	0.40	0.38	0.39	0.46
Zaghouan	0.67	0.35	0.61	0.63	0.54	0.40	0.32
Kairouan	0.30	0.54	0.44	0.71	0.82	0.22	0.18
Kasserine	0.34	0.74	0.51	0.63	0.80	-0.06	0.21
Sidi Bouzid	0.51	0.85	0.60	0.57	0.86	0.14	0.57

coefficients de corrélation simples significatifs en gras.

Dans le Tell, la relation n'est pas très forte; les coefficients de corrélation représentent moins de 50 % de la variance. Les mois les mieux corrélés varient selon les gouvernorats: février et mars pour le Kef, et novembre, février et décembre pour Zaghouan. Cependant, aucun coefficient significatif n'a été observé à Silliana. Cela peut être expliqué par la courte série (12 ans) qui ne permet pas aux coefficients de corrélation d'atteindre le seuil de signification (0.60). Le résultat du Kef ne recoupe pas exactement celui de l'étude de Marouani et Ben Hammouda (1996), qui trouvent sur la région de Dahmani (gouvernorat du Kef), entre 1985/1995, une seule corrélation significative avec le mois d'octobre ($r=0.68$). La faible longueur des 2 séries dont les dates ne coïncident pas explique sans doute cette différence.

Dans les Steppes, les résultats montrent la grande influence des pluies de mars sur les rendements. Si le mois de mars est sec, aucune production ne sera réalisée: "les pluies de mars sont de l'or pur", (communication orale familiale); elles coïncident avec la phase de reproduction et de remplissage des grains, ce qui permet aux céréales d'échapper aux stress hydrique débutant dès le mois d'avril (Yacoubi et al., 1998). Les mois décembre et février jouent un rôle important dans deux des trois gouvernorats ($r^2 > 50\%$).

3. Esquisse de prédiction des rendements

3.1. Par régression multiple pas à pas

Une régression pas à pas a été appliquée en prenant comme prédicteurs les totaux mensuels des pluies significativement corrélés de chaque gouvernorat, sauf celui de Silliana où aucun mois n'est significativement corrélé avec les rendements. Nous avons obtenu les résultats suivants :

Rendements (Y) du gouvernorat du Kef :

$$Y = 2.079 + 0.089 \text{ Mars} + 0.094 \text{ février} + 0.058 \text{ Janvier (pluies de la station du Kef),}$$

avec : $R = 0.94$ (0.64 mars + 0.18 février + 0.10 janvier) et $R^2 = 0.88$.

- Rendements (Y) du gouvernorat de Zaghouan :

$$Y = 0.3945 + 0.092 \text{ novembre} + 0.072 \text{ février} + 0.052 \text{ janvier : (pluies de la station de Zaghouan),}$$

avec : $R = 0.95$ (0.56 novembre + 0.26 janvier + 0.13 février) et $R^2 = 0.91$.

- Rendements (Y) du gouvernorat de Kairouan :

$$Y = -1.8453 + 0.176 \text{ mars} + 0.115 \text{ février : (pluies de la station de Kairouan),}$$

avec : $R = 0.94$ (0.82 mars + 0.12 février) et $R^2 = 0.89$.

- Rendements (Y) de Kasserine :

$$Y = -2.4179 + 0.213 \text{ mars} + 0.121 \text{ décembre : (pluies de la station de Kasserine),}$$

avec : $R = 0.94$ (0.81 mars + 0.13 décembre) et $R^2 = 0.89$.

- Rendements (Y) de Sidi Bouzid :

$$Y = -3.217 + 0.154 \text{ mars} + 0.157 \text{ décembre (pluies de la station de Sidi Bouzid),}$$

avec : $R = 0.94$ (0.86 mars + 0.09 décembre) et $R^2 = 0.88$.

Les équations ont des coefficients de corrélation très forts, supérieurs à 0.90. Les écarts moyens entre rendements observés et calculés varient selon les gouvernorats et selon les années (Tabl.5). Ils sont à peine supérieurs à 10% du rendement moyen dans le Tell mais plus de 20 % dans les Steppes. Les coefficients de corrélation partielle montrent l'importance des pluies de mars sur les rendements et le rôle négligeable des pluies après ce mois (Douguédroit et Massaoudi, 1998).

Les corrélations croisées effectuées sur les 12 années ont montré la stabilité des équations dans les Steppes. Les prédicteurs sont stables. La moyenne des écarts entre rendements observés et calculés ne diffère pas de celle obtenue par la régression multiple pas à pas. Dans le Tell, les écarts s'étalent entre 11 et 14% du rendement moyen. Les corrélations croisées ont montré aussi la stabilité de l'équation de Zaghouan ; en revanche, celle du Kef était instable ; elle peut être réduite à 2 mois au lieu de 3, aux dépens soit de janvier soit de février, ce qui ne peut étonner avec les coefficients de

corrélation de ces 2 mois si proches l'un de l'autre. Ainsi la prédiction des rendements à partir des totaux mensuels donne des résultats meilleurs dans 2 gouvernorats du Tell que dans les Steppes.

Tableau 5 : écarts entre rendements observés et estimés.

	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93	93/94	94/95	95/96	96/97	97/98	98/99	Moy	%
Kef	-0.7	-1.5	-2	1.6	1.5	1.1	0.1	2.1	-1.1	0.9	-1.2	-1	1.2	11
Zaghouan	0.9	-2.4	-2.4	1.9	-1.3	0.5	-2.7	3.1	1.7	0.1	-0.6	1	1.6	14.6
Kairouan	-0.5	0.8	4.3	-0.9	-0.2	-1.3	-0.9	-0.7	-5.3	1.9	1.6	1.2	1.6	21.1
Kasserine	0.7	2.1	-2.9	0.1	-1.6	0	3.6	-0.2	0.7	-0.7	-0.8	-1	1.2	24.8
Sidi Bouzid	-2	0.1	1.8	-3.3	1.9	0.1	1	-1.5	-2.2	0.4	2.4	1.5	1.5	36.7

Moy= moyenne, % : pourcentage de la moyenne des écarts en valeur absolue par rapport au rendement moyen observé.

Nous avons recalculé les régressions multiples pas à pas pour les 3 gouvernorats des Steppes en supprimant les années où il n'y avait pas de récoltes de grains. Nous avons obtenu les mêmes prédicteurs pour Kairouan et Sidi Bouzid, et uniquement mars pour Kasserine.

Rendements (Y) de Kairouan :

$$Y = -1.4633 + 0.174 \text{mars} + 0.110 \text{février} \text{ avec } R : 0.93 \text{ et } R^2 : 0.86$$

- Rendements (Y) de Kasserine :

$$Y = 0.4177 + 0.0896 \text{mars} \text{ avec } R : 0.76 \text{ et } R^2 : 0.58$$

- Rendements (Y) de Sidi Bouzid :

$$Y = -4.5506 + 0.214 \text{décembre} + 0.137 \text{mars} \text{ avec } R : 0.95 \text{ et } R^2 : 0.91$$

On voit bien d'après la figure 3 l'évolution parallèle des rendements du blé dur et des pluies de mars à Kasserine.

Les écarts entre rendements observés et estimés représentent 21.5 et 23.5 % du rendement moyen

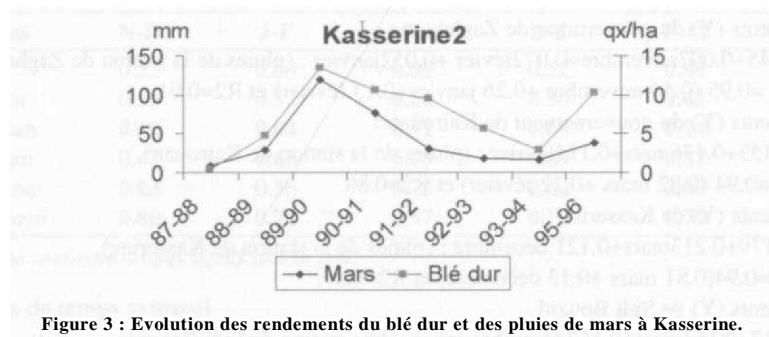


Figure 3 : Evolution des rendements du blé dur et des pluies de mars à Kasserine.

à Kairouan et Sidi Bouzid et 28.5% à Kasserine. Par rapport aux résultats précédents, les écarts diminuent dans le cas de Kairouan et Sidi Bouzid et augmentent à Kasserine où le seul mois de mars est pris en compte.

Tous ces résultats confirment bien le rôle joué par la variabilité des pluies pour les variations des rendements du blé dur dans le centre de la Tunisie. Ils montrent également les limites liées à la longueur des séries de 12 ans.

3.2. Par régression linéaire simple

Nous avons pris la somme des précipitations des mois sélectionnés dans des régressions précédentes comme prédicteurs dans des régressions linéaires simples pour faire une estimation des rendements céréalières.

Rendements (Y) du Kef :

$$Y = 1.53 + 0.0831 * \text{somme de la pluie de mars, février et janvier au Kef}$$

$$r = 0.91 \text{ et } r^2 = 0.83$$

. Rendements (Y) de Zaghouan :

$$Y = 1.13 + 0.0642 * \text{somme de la pluie de novembre, janvier et février à Zaghouan}$$

$$r = 0.93 \text{ et } r^2 = 0.86$$

Rendements (Y) de Kairouan :

$$Y = -1.81 + 0.142 * \text{somme de la pluie de mars et février à Kairouan}$$

$$r = 0.93 \text{ et } r^2 = 0.86$$

• Rendements (Y) de Kasserine :

$$Y = -2.26 + 0.154 * \text{somme de la pluie de mars et décembre à Kasserine}$$

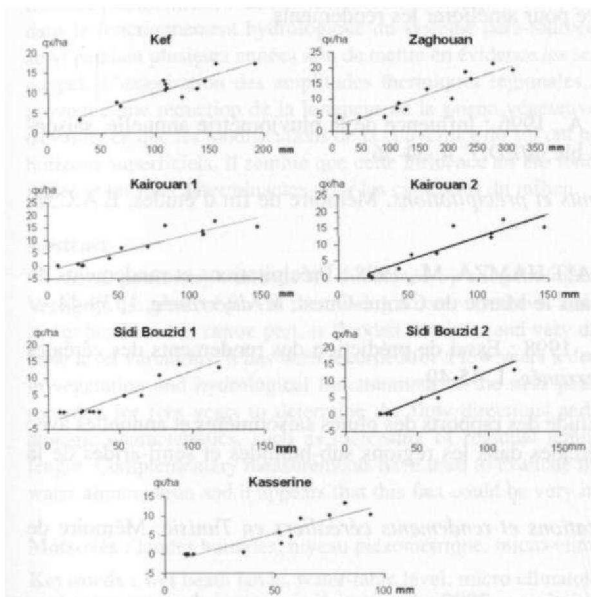
$$r = 0.94 \text{ et } r^2 = 0.88$$

Rendements (Y) de Sidi Bouzid :

$$Y = -3.22 + 0.156 * \text{somme de la pluie de mars et décembre à Sidi Bouzid}$$

$$r = 0.92 \text{ et } r^2 = 0.85$$

Les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0.90. Les écarts entre les rendements observés et calculés varient selon les gouvernorats (Fig.4) mais sont supérieurs à ceux obtenus par la régression précédente.



Kairouan 1 et Sidi Bouzid 1 : régressions linéaires simples calculées sur le cumul des mois sélectionnés par les régressions multiples pas à pas sur 12 ans.

Kairouan 2 et Sidi Bouzid 2 : régressions linéaires simples calculées sur le cumul des mois sélectionnés par des régressions multiples pas à pas appliquées sur les années où il y avait du rendement.

D'une façon générale, les rendements diminuent quand les précipitations diminuent. Ainsi pour une diminution de 100mm, les rendements diminuent de 8qx au Kef et 6qx à Zaghouan et pour une baisse de 50 mm de 7qx à Kairouan et 7.5 à Kasserine et Sidi Bouzid. De même, les régressions linéaires calculées sur le cumul des mois sélectionnés par les régressions pas à pas (en éliminant les années sans récolte de grains) "fixent" un seuil de 50mm nécessaire à une récolte d'environ 5 qx/ha dans les Steppes (Fig.4).

Conclusion

La relation est très forte entre les rendements du blé dur et les pluies en Tunisie. Plus de 50% des rendements sont dépendants de la variabilité des pluies reçues entre novembre et mai. A une échelle plus fine, les bimestres montrent la prédominance des pluies de février-mars sur les rendements. Au niveau des mois, nous avons constaté une grande différence entre le Nord et le Centre de la Tunisie. La répartition spatiale et temporelle de la pluviométrie prouve que les rendements dépendent uniquement des pluies de deux mois dans les Steppes : mars et décembre ou bien mars et février, selon les gouvernorats. Dans le Tell, l'influence des totaux mensuels est plus faible ; les coefficients de corrélation sont non significatifs ou bien significatifs mais exprimant rarement à peine 50 % de l'information. Us reflètent aussi la dépendance des rendements vis-à-vis d'autres facteurs tels que les techniques culturales : date, densité et profondeur de semis, les températures etc. et leurs interactions avec les rendements.

Les résultats montrent la possibilité d'une estimation de la récolte dès la fin du mois de mars (c'est-à-dire deux mois avant la moisson) en utilisant des régressions multiples pas à pas basées sur les pluies mensuelles. La prédiction est plus intéressante dans le Tell ; les écarts entre rendements observés et calculés sont à peine supérieurs à 10% du rendement moyen alors qu'ils dépassent plus de 20% dans les Steppes.

Si les résultats obtenus ici étaient confirmés par des séries plus longues, ils pourraient être utilisés dans une stratégie d'irrigation corrective pour améliorer les rendements.

Bibliographie

- BEN HAMM OU DA, M. et MAR OU ANI, A., 1996 : Influence de la pluviométrie annuelle, saisonnière et mensuelle sur la production du blé, *MEDIT*, 4, 34-36.
- BOUBAKER, S., 1979 : *Le blé : rendements et précipitations*. Mémoire de fin d'études, E.A.C.M, 97 p.
- DOUGUEDROIT, A., DURBIANO, C. et AIT HAMZA, M., 1998 : Précipitations et rendements du blé dur et de l'orge en culture "bour" dans le Maroc du Centre-Ouest, *Méditerranée*, 1, 39-44.
- DOUGUEDROIT, A. et MESSAOUDI, A., 1998 : Essai de prédiction des rendements des céréales dans le Maroc du Centre-Ouest, *Méditerranée*, 1, 45-49.
- GHARBI, M. et MAROUANI, A., 1999 : Etude des rapports des pluies saisonnières et annuelles avec les rendements et la production des céréales dans les régions sub-humides et semi-arides de la Tunisie, *MEDIT*, 10, 36-44.
- FEKI, M., 2001 : *Relations entre précipitations et rendements céréaliers en Tunisie*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 100 p.
- Ministère de l'agriculture, Direction des statistiques, 2000 : *Les statistiques agricoles courantes (cas des céréales)*, 20 p.
- YACOUBI, M., EL MOURID, M., CHBOUKI, N. ET STOCLE, C., 1998: Typologie de la sécheresse et recherche d'indicateurs d'alerte en climat semi-aride marocain. *Sécheresse*, 9, 269-276.

ZONES HUMIDES, CONTRAINTES CLIMATIQUES ET RICHESSES PATRIMONIALES : L'EXEMPLE DES LANDES DE VERSIGNY (AISNE, BASSIN PARISIEN, FRANCE)

F. GRÉGOIRE ⁽¹⁾, J.R AMAT⁽¹⁾, E. DAS GRAÇAS⁽²⁾, J.C. HAUGUEL ⁽²⁾

*1> Station de Recherches de Cessières, CNRS UMR FRE 2545 ENS-LSH,
8, route de Suzy 02320-Cessières*

(2) Conservatoire des Sites Naturels de Picardie, 1 .place Gingko 80044

Résumé

Les équilibres hydrologiques de certaines zones humides à fort intérêt patrimonial sont en situation critique. C'est le cas des Landes de Versigny, dont la plus grande partie est classée en réserve naturelle. Dans la partie centrale de cet espace, le biotope le plus remarquable, constitué de landes tourbeuses, est soumis à des phases d'inondation en hiver et au printemps et à des phases d'assèchement prononcé en été et à l'automne, en fonction des variations du niveau des nappes. On observe depuis quelques années une diminution de la richesse patrimoniale, vraisemblablement en relation avec la modification de la végétation et des changements dans le fonctionnement hydrologique du système para-tourbeux. Un réseau de piézomètres a été installé et suivi pendant plusieurs années afin de mettre en évidence les sens d'écoulement et les variations du niveau des nappes. L'exagération des amplitudes thermiques régionales, caractéristique micro-climatologique du site, provoque une réduction de la longueur de la saison végétative. Des expériences complémentaires ont tenté d'évaluer ce que les modifications de la couverture du sol ont pu apporter aux processus de réhumectation des horizons superficiels. Il semble que cette influence ait été fondamentale vis-à-vis des nappes les plus affleurantes et les plus déterminantes pour les caractères du milieu.

Abstract

Some patrimony wetlands are threatened by an hydrological unbalance. This is the case of the Landes de Versigny, the greatest part of them being a natural reserve. This place, whom the most remarkable ecosystem is wet heathland in centre part, is flooded in winter and very dry in summer and autumn, according to watertable level variations. It has been recorded for a few years a decrease in patrimony, apparently due to changes in vegetation and hydrological functionment of the near peat system. A piezometric net has been set and recorded for five years to determine the flow directions and the water-table fluctuations. Site microclimatologic characteristics, such as increasing of regional temperature amplitudes, reduce vegetative season length. Complementary measurements have tried to evaluate the influence of changes in soil covering on soil water alimentation and it appears that this fact could be very important.

Mots-clés : landes humides, niveau piézométrique, micro-climatologie, réserve naturelle.

Keywords : wet heath lands, water-table level, micro climatology, natural reserve.

Introduction

Le plan de gestion type des réserves naturelles - dont le premier objectif est la protection du patrimoine - comporte toujours un volet de présentation du climat du site. Les données, rarement disponibles sur le site, sont en général recueillies à la station météorologique la plus proche, dont le contexte géographique n'est quasiment jamais le même que celui du site étudié.

Dans de nombreux cas, l'étude des paramètres du climat ne va pas beaucoup plus loin que la présentation des données de la station de référence ; d'une part, les gestionnaires disposent d'indicateurs (végétation) qui intègrent ces paramètres, d'autre part, les problèmes de conservation des milieux sont surtout liés aux modes de gestion de ces espaces. Pour le climatologue qui s'intéresse aux grandes

échelles, ces espaces de réserve ont cependant un grand intérêt : leur taille moyenne (quelques dizaines d'hectares) les situe entre l'échelle locale d'un réseau secondaire départemental et l'échelle micro climatologique d'une formation homogène. Pour les zones humides, la collaboration entre scientifiques et gestionnaires prend une autre dimension ; l'équilibre en eau est d'une telle importance que le suivi de ce paramètre devient majeur. Dans le cas de milieux connectés à un réseau hydrographique d'une certaine taille, les services déconcentrés de l'Etat (DDA, DDE, Navigation) peuvent fournir les données. Lorsque le site se trouve à l'écart de ces infrastructures, le gestionnaire doit établir ses propres données ou faire appel à un consultant extérieur.

Les Landes de Versigny sont un bon exemple de cette problématique. Elles abritent plusieurs types de milieux dont les plus remarquables sont des landes tourbeuses, soumises à un ennoïement marqué une partie de l'année. La biodiversité de ce site, suivi depuis les années 1950 par Marcel Bournérias (Bournérias et Maucorps, 1975), décroît. Ce fait peut être mis en relation avec les modifications du paysage végétal, mais les observateurs ont aussi avancé le rôle d'un assèchement progressif. Ce thème de l'eau a donné lieu à une collaboration entre des scientifiques de l'Université des Sciences et Techniques de Lille (USTL), de la Station de Recherches de Cessières et le gestionnaire, le Conservatoire des Sites Naturels de Picardie (CSNP).

Cet article présente les premiers résultats acquis sur le site des Landes de Versigny et aborde l'articulation entre les recherches de terrain et les préoccupations du gestionnaire.

1. Caractéristiques du site et réseau de mesures associé

Les Landes de Versigny sont situées à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de la ville de Laon, à l'exacte limite entre les terrains tertiaires du centre du Bassin Parisien et l'auréole crétacé (carte géologique de La Fère, 1/50 000). L'érosion a isolé ce secteur de sables éocènes de la cuesta de l'Ilede-France, laissant une butte de sable d'une vingtaine de mètres d'épaisseur au maximum et de quelques kilomètres carrés de superficie qui se prolonge vers le nord-est. La réserve, d'une superficie de 91 hectares, s'inscrit dans un ensemble plus vaste de caractéristiques géologiques et pédologiques voisines, concerné, lui, par la procédure Natura 2000. Les podzosols dominant, même si la réserve est au contact avec les calcosols et calcisols de la plaine crayeuse de Laon.

Les milieux liés à la présence de l'eau couvrent plus de 75 % de la surface de la réserve ; ils abritent la majeure partie des groupements reconnus comme les plus patrimoniaux (Boullet et al., 1991 et CSNP, 1999). A titre d'exemple, cinq des six habitats inscrits sur la Directive européenne (Directive Habitats) sont directement liés à la présence de l'eau ; un seul concerne un milieu sec.

- *Scirpetum fluitantis* (mares oligotrophes acides ensoleillées),
- Groupement à *Radiola linoides* et *Centunculus minimus* (pionnier des tourbes acides oligotrophes), - *Calluno-Ericetum tetralicis* (lande paratourbeuse à Bruyère à quatre angles),
- *Scirpo setacei- Stellarietum uliginosae* (groupement pionnier des sols dénudés sablo-argileux),
- Groupement à *Selinum carvifolia* et *Colchicum autumnale* (prairie humide basicline)
- *Ginesto pilosae* - *Callunetum* (lande sèche en climat sub-continental),

L'irrégularité de l'affleurement des nappes, caractéristique hydrogéologique majeure, influe directement sur les conditions du milieu. Cette irrégularité est saisonnière, puisque le site s'assèche rapidement en été, et interannuelle puisque, certaines années, l'enneigement de certaines parties de la réserve ne se produit pas. Des observateurs fréquentant le site depuis longtemps ont même noté qu'il aurait tendance à s'assécher. Ces observations méritaient d'être objectivées. A cette fin fut décidée l'installation d'un réseau de 13 postes de mesures piézométriques, réalisée par l'USTL et le CSNP au cours de l'étude hydrogéologique (Caron, 1997) (**Figure 1**).



Figure 1 : Réseau de mesures piézométrique et climatologique des Landes de Versigny.

A partir de l'automne 1997, la Station de Recherches de Cessières a assuré le suivi du réseau piézométrique (Savreux, 1998). La période de relevé est actuellement de près de cinq ans ; un premier bilan sur le suivi a été fait dans une étude commanditée par le C SNP en 2001 sur la période 1997-2000 (Grégoire et Sajaloli, 2001). Un bilan ultérieur, portant sur une période plus longue (1997-2002), est en préparation. Ce réseau a été en partie informatisé puisque trois postes et un limnigraphe ont été équipés d'une station automatique Alcyr. L'un des points de mesure a été également équipé d'une station météorologique qui relève la température de l'air sous abri météorologique simplifié, la pluviosité et l'indice actinothermique.

2. Premiers résultats

La principale demande du gestionnaire porte sur la disponibilité en eau et sur une appréciation de la dynamique de celle-ci. Les résultats présentés ici apportent des premiers éléments de réponse inscrits dans la durée brève de la période écoulée depuis le début de l'élaboration du plan de gestion.

2.1. Les conditions thermiques des Landes de Versigny

L'étude des conditions thermiques répond à une volonté de compléter les connaissances des conditions de développement végétal sur le site. Les premiers relevés effectués (Savreux, 1998) à l'aide de thermomètres à minimum et maximum relevés tous les quinze jours ont montré que les gels tardifs raccourcissent la durée de la saison végétative, le début de celle-ci correspondant au début de la baisse de la nappe. Aux données partielles ainsi relevées ont succédé, à partir de 2000, des mesures en continu qui permettent d'affiner les conclusions partielles de la première série de données.

Les caractéristiques microclimatologiques du site de Versigny, notamment la faible conductivité thermique du sol, accentuent les amplitudes thermiques. Le tableau 1 compare les valeurs mensuelles d'avril 2000 relevées sur le site à celles de la station météorologique de Cessières, située à 10 kilomètres à une altitude de 110 mètres.

Tableau 1 : Valeurs mensuelles d'avril 2000 dans les Landes de Versigny et à Cessières.

Type de valeur	Landes de Versigny	Cessières
Température moyenne	9,9 °C	9,5 °C
Température minimale	-3,4 °C	-0,3 °C
Température maximale	22,3 °C	19,9 °C
Moyenne des températures minimales	4,4 °C	5,2 °C
Moyenne des températures maximales	15,3 °C	13,9 °C

Le minimum absolu d'avril à Versigny est inférieur de plus de 3°C à celui relevé à Cessières. Il faut aller jusqu'en Thiérache (Aubenton, Eparcy) pour retrouver des températures comparables dans une station météorologique classique. Le maximum absolu de la température à Versigny est supérieur de 2,4°C à celui de Cessières. Aucune station proche ne présente des températures comparables ; on les trouve soit dans la vallée de l'Aisne (Vailly), soit encore en Thiérache à plus de 40 kilomètres du site.

Une comparaison graphique portant sur les relevés au pas de temps de 6 minutes pour le même mois d'avril 2000 (**figure 2**) montre la régularité du phénomène qui se reproduit quotidiennement, à de rares exceptions près. Tout cela confirme les résultats des relevés manuels bihebdomadaires effectués les deux années précédentes.

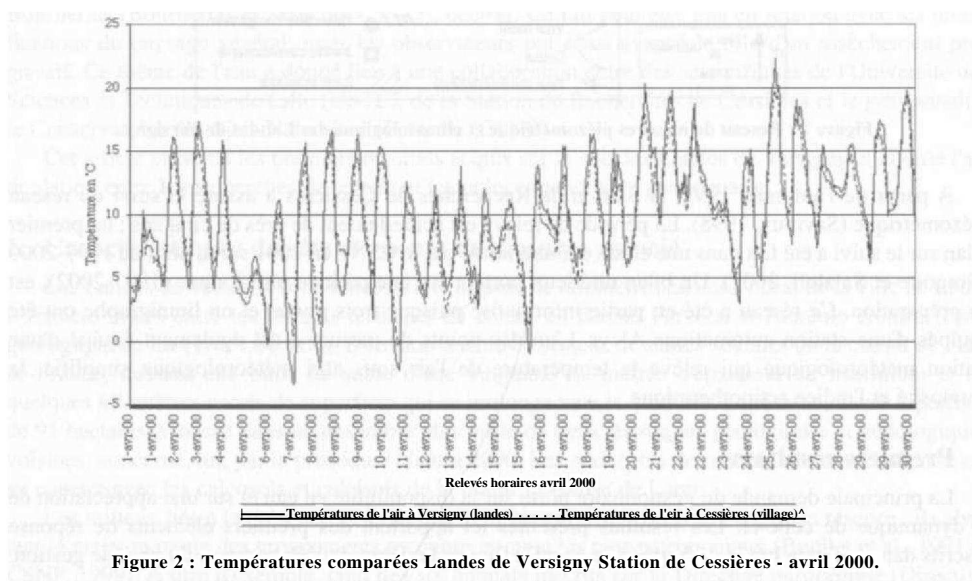


Figure 2 : Températures comparées Landes de Versigny Station de Cessières - avril 2000.

Un traitement annuel des données thermométriques et pluviométriques est envisagé en 2004; il portera sur quatre ans de relevés.

2.2. La nappe des Landes de Versigny

La présence abondante de sphaignes et l'ennoisement inciteraient à penser que ce site pourrait donner naissance à une tourbière. Les sols inventoriés, aussi bien par J. Maucorps, pédologue à l'INRA de Laon, par l'USTL que lors des investigations menées lors du PNRZH Tourbières (Laplace-Dolonde, 2001), montrent que les sols paratourbeux ne dépassent pas une dizaine de centimètres d'épaisseur. Les Landes de Versigny ne semblent pas favorables à la genèse d'une tourbière de fond de vallée, tout au plus à de petites tourbières de pente comme il en existe une à proximité de la réserve.

La forte réactivité de la nappe s'inscrit de manière homogène dans l'espace de la réserve. Les traitements statistiques ont porté sur un échantillon de 78 relevés des 13 piézomètres du réseau. Matrice de corrélation, classification hiérarchique, A F C montrent toutes le même tableau d'un ensemble très homogène : les coefficients de corrélation dépassent fréquemment 0,95, surtout dans la partie acidocline. Dans l'AFC (**figure 3**), les deux axes principaux représentent 88 % de la variance. On note cependant l'existence de trois regroupements de points : un premier nuage, en négatif sur l'axe 2 et en positif sur l'axe 1, correspond aux piézomètres situés dans la partie centrale de la dépression ou à des altitudes très voisines ; l'autre, en positif sur les deux axes, plus lâche, à des postes piézométriques

situés en périphérie du système central ; enfin le PI3, plus lié que les autres à la présence de la nappe de la craie, au comportement différent, se trouve en négatif sur l'axe 1.

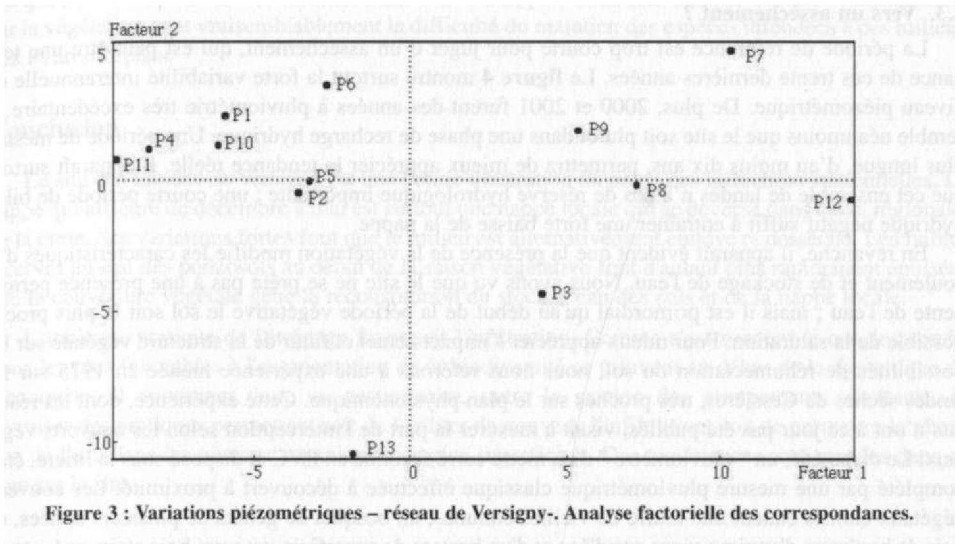


Figure 3 : Variations piézométriques – réseau de Versigny-. Analyse factorielle des correspondances.

Ces résultats autorisent à utiliser la moyenne des relevés piézométriques comme indicateur global de l'évolution de l'état hydrogéologique du milieu (figure 4). Par ailleurs, une étude présentant le comportement de chaque piézomètre (Grégoire & Sajaloli, 2001) a montré l'existence de plusieurs secteurs sur le site : le versant ouest contribue fortement à l'alimentation de la nappe locale, le versant sud abrite les ressources en eau les plus importantes et le secteur sud-est (nappe de la craie) a les amplitudes les plus fortes.

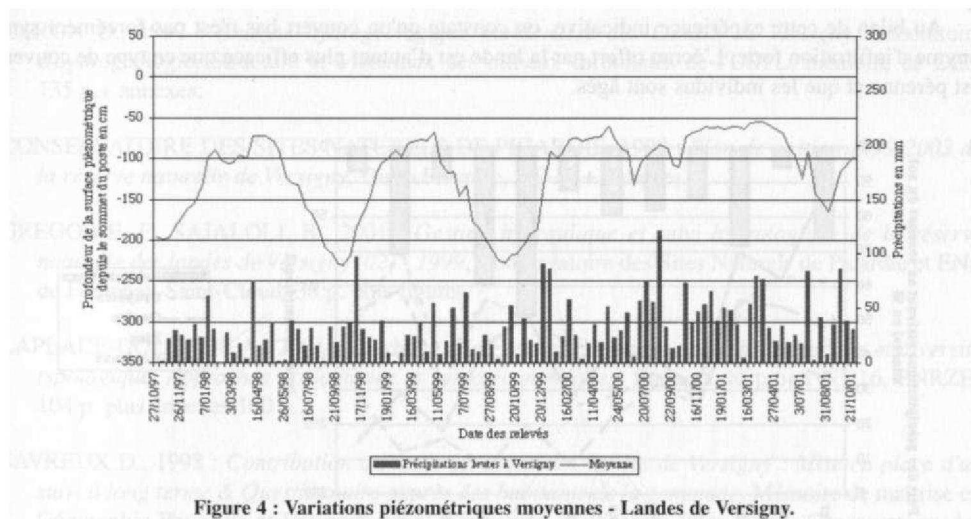


Figure 4 : Variations piézométriques moyennes - Landes de Versigny.

La nappe présente à la fois une forte réactivité et une insertion très homogène, à mettre en rapport avec la bonne conductivité hydraulique des sols et le fait que la topographie, succession de paliers

plus que cuvette, favorise l'exportation de l'eau dès lors que le bilan hydrique devient négatif. Seules des années exceptionnelles (plus de 1 000 mm de précipitations en 2000) réduisent l'étiage.

2.3. Vers un assèchement ?

La période de référence est trop courte pour juger d'un assèchement, qui est peut-être une tendance de ces trente dernières années. Le **figure 4** montre surtout la forte variabilité interannuelle du niveau piézométrique. De plus, 2000 et 2001 furent des années à pluviométrie très excédentaire. Il semble néanmoins que le site soit plutôt dans une phase de recharge hydrique. Une période de mesure plus longue, d'au moins dix ans, permettra de mieux apprécier la tendance réelle. Il apparaît surtout que cet ensemble de landes n'a pas de réserve hydrologique importante ; une courte période de bilan hydrique négatif suffit à entraîner une forte baisse de la nappe.

En revanche, il apparaît évident que la présence de la végétation modifie les caractéristiques d'écoulement et de stockage de l'eau. Nous avons vu que le site ne se prête pas à une présence permanente de l'eau ; mais il est primordial qu'au début de la période végétative le sol soit le plus proche possible de la saturation. Pour mieux apprécier l'impact actuel et futur de la structure végétale sur les possibilités de réhumectation du sol, nous nous référons à une expérience menée en 1975 sur les landes sèches de Cessières, très proches sur le plan physiognomique. Cette expérience, dont les résultats n'ont à ce jour pas été publiés, visait à mesurer la part de l'interception selon les couverts végétaux. Le dispositif, un " pluviomètre " d'un mètre carré façonné en P V C et disposé sous la litière, était complété par une mesure pluviométrique classique effectuée à découvert à proximité. Les couverts végétaux choisis étaient une touffe de vieilles callunes, un bosquet de genêts de plusieurs années, un bois de bouleaux d'environ vingt ans d'âge et d'un hectare de superficie, au sous-bois clairsemé, et une pineraie équienne d'une vingtaine d'années sur un demi-hectare environ.

Le **figure 5** présente les valeurs correspondant à la part des précipitations (en %) parvenant sous les litières. On voit que les couverts de lande ont une interception voisine (54 % pour les bruyères) voire nettement supérieure (72 % pour les genêts) à celle des couverts forestiers. Si les bouleaux interceptent autant sur l'année entière (57 %) que les pins (56 %), ils laissent passer une quantité importante des précipitations au cours de l'hiver (62 à 88 %), période normale de recharge de la nappe : le rythme est donc très différent.

Au bilan de cette expérience indicative, on constate qu'un couvert bas n'est pas forcément synonyme d'infiltration forte. L'écran offert par la lande est d'autant plus efficace que ce type de couvert est pérenne et que les individus sont âgés.

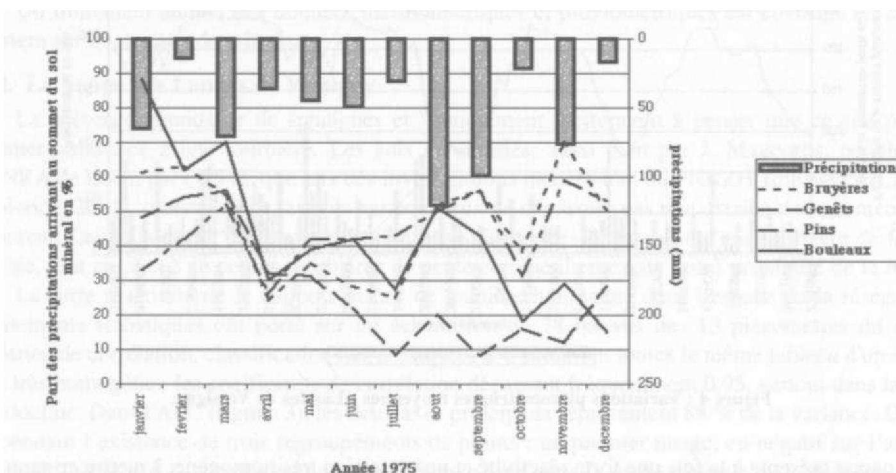


Figure 5 : Interception des précipitations sous différents couverts végétaux.

L'une des évolutions actuelles majeures est donc l'augmentation des prélèvements d'eau par la végétation, aussi bien par interception des précipitations que par transpiration. Dans le nouvel équilibre qui se met en place la restitution de l'eau vers la nappe est ralentie et diminuée. Les conséquences sur la végétation sont vraisemblablement la difficulté du maintien des espèces inféodées à des milieux très hydromorphes.

Conclusion

Le site des Landes de Versigny est une bonne illustration du poids des influences stationnelles. La nappe qui affleure de décembre à mai est surtout une nappe locale qui se déverse dans celle, régionale, de la craie. Ses variations fortes font que le milieu est alternativement ennoyé et desséché. Les faibles réserves en eau des podzols au début de la saison végétative sont d'autant plus rapidement épuisées que la couverture végétale gêne la reconstitution du stock d'eau des sols et de la nappe locale.

L'ancienne pratique de l'étrépage favorisait l'infiltration. Comme c'est souvent le cas, les conditions les plus favorables à l'augmentation de la biodiversité se trouvent au début de la dynamique de reconquête. Il appartient donc au gestionnaire, outre la gestion des groupements végétaux, de favoriser des pratiques permettant soit de faciliter de nouveau l'infiltration, soit de permettre la rétention de l'eau dans les niveaux organiques les plus superficiels. Des expériences sont menées dans ce sens sur le site.

Bibliographie

- BOULLET V., DUQUEF M., GAVORY L., 1991 : *Etude écologique des Landes de Versigny*, DRAE, CREPIS, Bailleul, 132 p.
- BOURNERIAS M. et MAUCORPS J. , 1975 : Les landes oliotrophes des "usages" de Versigny (Aisne, France) *Doc. Phyto.*, Fasc 9-14 : pp. 19-37.
- CARON O., 1997 : *Analyse hydrogéologique multicritère des Landes de Versigny*, Laboratoire d'hydrogéologie, Structure et Matériaux des milieux carbonates de l'USTL, mémoire de DEA 135 p.+ annexes.
- CONSERVATOIRE DES SITES NATURELS DE PICARDIE, 1999 : *Plan de gestion 1999-2003 de la réserve naturelle de Versigny*, Dren Picardie, 203 p. + annexes.
- GREGOIRE, F, SAJALOLI, B., 2001 : *Gestion hydraulique et suivi hydrologique de la réserve naturelle des landes de Versigny (02) - 1999*, Conservatoire des Sites Naturels de Picardie et ENS de Fontenay-Saint-Cloud, 38 p. plus figures.
- L A P L A C E- D O L O N D E A., 2001 : *Tourbières de France, Fonctionnement hydrologique et diversité typologique. Approches écologiques et socio-économiques*. Rapport du projet N° 16, PNRZH, 104 p. plus annexes 100 p.
- SAVREUX D., 1998 : *Contribution à l'étude physique des landes de Versigny : Mise en place d'un suivi à long terme & Questionnaire auprès des habitants de la commune*. Mémoire de maîtrise en Géographie Physique et Environnement. Université de Picardie Jules Verne, Conservatoire des Sites Naturels de Picardie, 135 p. + annexes.

REPARTITION DES TEMPERATURES ET CULTURE DES TOMATES EN TUNISIE.

J. EL HAJRI

*Département de Géographie, Faculté des Lettres
2010 - MANOUBA, Tunisie*

Résumé

A partir des moyennes thermiques journalières du mois de février jusqu'au mois de juillet (1961 - 2001) concernant 23 stations principales, nous avons déterminé les calendriers moyens de repiquage, de floraison, ainsi que la durée favorable à la croissance de tomate de saison en Tunisie. Cette détermination a été basée sur les besoins en températures de la tomate, ainsi que sur des constatations personnelles résultantes d'un suivi de l'impact de la variation journalière des températures sur le développement de cette culture. Toutes ces données nous ont permis d'élaborer une carte de vocation thermique à la culture des tomates.

Abstract

Taking into account daily temperature average from the month of February till the month of July (1961 - 2001) concerning 23 main stations, we could determine medium calendars of planting, of flowering along with the length of time favourable to of seasonal tomato in Tunisia. This fixing was based on temperature needs of tomato, as well as personal noticing resulting from a follow up of the impact of the daily temperature variations on the development of this cultivation. All this data has allowed us to elaborate a temperature map the cultivation of tomatoes.

Mots-clés : température, tomate, répartition temporelle, répartition spatiale.

Keywords : temperature, tomato, temporal distribution, regional distribution.

Introduction

En Tunisie la tomate présente un intérêt exceptionnel dans le système économique du pays, aussi bien pour la consommation locale que pour l'exportation. La culture de saison, est de loin la plus importante, surtout pour l'approvisionnement des usines de transformation. Si cette culture se fait un peu partout en Tunisie, le Cap-Bon reste la région de production la plus importante (**figure 1**).

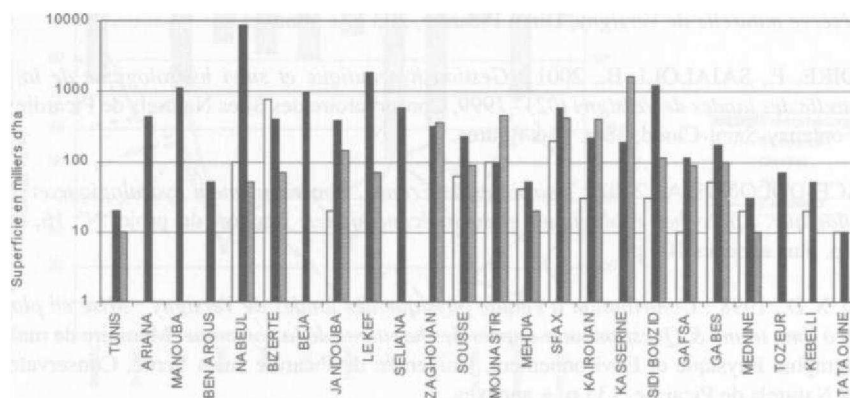


Figure 1 : Répartition de la culture des tomates. Campagne 2000-2001.

Il est à souligner que les surfaces destinées à cette culture, ne cessent de croître chaque année davantage. Certes, cette croissance est conditionnée par des facteurs climatiques favorables, dont le plus déterminant est le facteur thermique. En effet, la tomate est une plante exigeante en chaleur et les conditions d'environnement influencent sa croissance et sa nouaison. Elle nécessite des températures élevées et ne peut être cultivée en primeur que dans les régions littorales à hiver doux et où les risques de gel sont minimes. La température de l'air semble agir beaucoup sur la nouaison aussi bien que la température du sol ou la température diurne de l'air. En outre la température moyenne nocturne semble avoir au moins autant d'importance que la température minimale. En effet, la migration, vers les racines, les fruits et les autres organes de la plantes, des produits élaborés dans les feuilles, grâce à l'assimilation chlorophyllienne, ne se fait pratiquement que pendant la nuit lorsque la température est relativement faible. L'équilibre température diurne température nocturne est considéré aussi bien pour la croissance que pour la nouaison ; Une amplitude quotidienne de 10° semble nécessaire pour obtenir une bonne croissance et une bonne nouaison chez la tomate.

C'est dans ce contexte que nous avons essayé de suivre dans une première partie la relation entre la répartition temporelle et spatiale de la température et la culture des tomates de saison pour la période de 1961 - 2001. Tout en prenant en considération les besoins en températures de la tomate suivant les stades physiologiques, nous avons déterminé les calendriers moyens de repiquage, de floraison ainsi la durée moyenne favorable à la croissance.

Un suivi régulier a été mené durant les campagnes de 1997 jusqu'au 2001 dans une parcelle de tomate située à TAKELSA (région de NABEUL). Notre but a été de suivre de près le comportement de cette culture face aux variations journalières de la température et suivant les différents stades physiologiques. Plusieurs constatations ont été dégagées. Ces constatations nous ont largement aidés dans la détermination de ces différents calendriers de développement de la tomate.

A partir de toutes ces données, une carte de vocation thermique à la culture des tomates a été élaborée montrant les régions très favorables et favorables ainsi que les régions thermiquement risquées.

1. Détermination du calendrier des divers stades physiologiques : principes et méthodes

Plusieurs principes et paramètres ont été pris en considération dans la détermination des différents calendriers :

1.1. Les besoins en températures de la tomate

L'effet de la température sur la morphologie de la plante et sur la fructification est une chose évidente. Cependant, si l'action du facteur thermique commence à se faire sentir à partir du semis, les besoins en températures se diffèrent nettement selon les chercheurs (MOUGOU.R 1988) d'un stade physiologique à un autre.

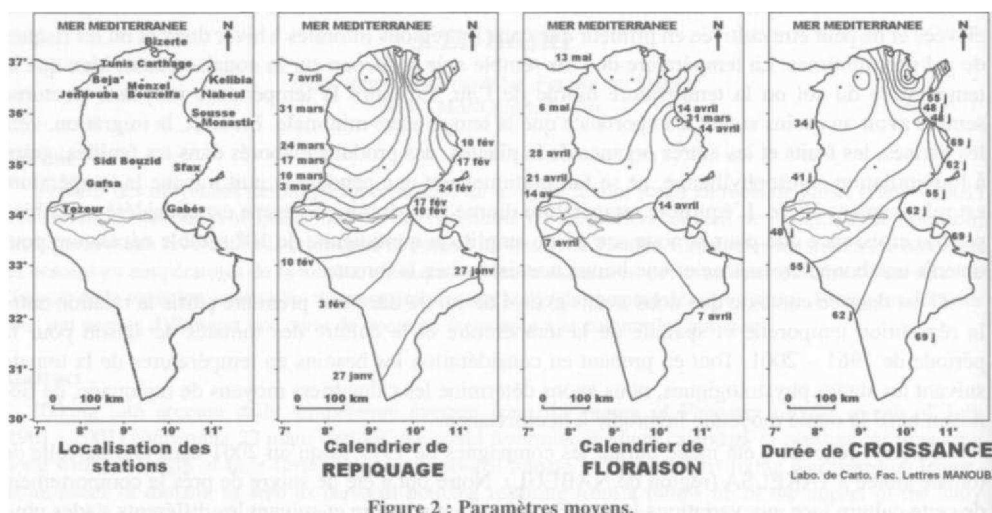
Tableau 1 : Les besoins en température de la tomate.

Germination		Alternance nécessaire à la croissance		Floraison Fructification		T° critique T° Min.	
Air	Sol	Air	Sol	Air	Sol	T° Min.	4
18 -20	22-25	12-15N 18-22J	15-18	14-16N 22 - 28J	16-20	T° Max.	40 8

N : Nuit _ J : Jour

De ce tableau, nous avons retenu uniquement l'alternance thermique de l'air ambiant nécessaire à la croissance, à la floraison et à la fructification. En effet, la température de l'air ambiant entraîne

l'effet le plus apparent parce qu'elle agit d'une manière directe tant sur l'appareil végétatif que sur les organes reproducteurs de la plante (MOUGOU.R. 1988).



Par ailleurs, les conditions thermiques optimales à la germination ont été négligées. On sait bien que, la germination se dans un milieu artificiel. En outre, il est très difficile de contrôler la température du sol. Certes, l'humectation constante avec le système d'irrigation localisé influence directement sur les conditions thermiques. Il est évident, que la température intervient sur la croissance des racines, le type d'enracinement ainsi que sur l'absorption de l'eau et des éléments minéraux. Elle affecte également les taux de croissance (Carnillon 1974).

Une température très élevée risque de favoriser le développement végétatif au détriment de la fructification (Ray et Costes 1965). Il faut aussi que la température minimale soit inférieure à 25°. Par ailleurs, la température optimale de croissance pour les racines apparaît en général inférieur à celle de la partie aérienne (MOUGOU. R. 1988).

1.2. Durée des différents stades physiologiques

La détermination de la durée des différents stades physiologiques a été l'objet d'une étude expérimentale réalisée dans une parcelle située à TAKELSA (région de NABEUL). (HAJRI. J. 1999). Dans cette étude, on a déterminé en outre, les besoins en eau de la culture des tomates par un suivi régulier d'irrigation de cette culture.

Le résultat de cette expérience est donné par le tableau suivant :

Tableau 2 : Besoins en eau et durée des stades physiologiques de la tomate de saison.

Phase	Stade	Durée	Quantité totale consommée (mm)	Besoin (mm j i)
I	Plantation- début floraison	56j	484.84	8.65
II	Début floraison-maturité des premiers bouquets	35j	317.48	9.07
III	Maturation-récolte	30j	124.29	4.14

Pour déterminer la date thermiquement optimale de repiquage et le début de floraison nous avons suivi l'évolution journalière des maxima et des minima thermiques pour chaque station retenue.

Nous avons pris en considération :

- La durée et les besoins en température pour chaque stade physiologique.
- Les seuils thermiques mentionnés dans le tableau 2. du moment où on atteint les seuils des minima et de maxima, on marque la date. Dans ce contexte il faut prendre quelques précautions. A partir des constatations personnelles, nous pouvons présenter les remarques suivantes :
 - Dans le repiquage la température minimale ne doit pas descendre en dessous de 8 degrés. Nous avons déjà remarqué que les effets néfastes des températures inférieures à ce seuil se constatent à partir du 3^{ème} jour consécutif.
 - La température de l'air ambiant est aussi considérée comme le facteur le plus déterminant de la formation des fleurs. Dans la détermination du calendrier de floraison et en plus des seuils mentionnés dans le tableau 2, nous avons retenu comme température minimale toujours supérieur à 12 degrés. En dessous de ce seuil, les chercheurs constatent une faible viabilité du pollen.

Il est à noter aussi que dans les régions situées au sud de l'axe Gafsa Gabès la culture de tomate de saison est négligeable pour des raisons autres que la température (régions sahariennes)

2. L'état moyen

L'application des principes et méthodes retenues, dans la détermination des calendriers moyens des repiquages et de floraison montre les situations suivantes :

2.1. Calendrier moyen de repiquage

La **figure 2** révèle des nuances dans la régionalisation du repiquage.

Régions à repiquage précoce : Il s'agit des régions situées sur la cote orientale : le grand Tunis et les parties bien avancées dans la mer (Cap Bon, Sahel). Dans ces régions, le repiquage peut se pratiquer dès le début de février. L'hiver ici est plus doux. Certes, la mer favorise des conditions favorables à cette précocité par rapport aux autres régions. Il est à remarquer que l'effet de la latitude y est presque effacé.

Région à repiquage printanier : il s'agit du centre, et du centre ouest. Le repiquage de la tomate dans cette partie se pratique au cours de du mois mars. C'est une région moins tempérée que le littoral. L'éloignement relatif par rapport à la mer et l'altitude détermine ici le calendrier de repiquage.

Région à repiquage plus tardif : c'est la région du nord ouest de la Tunisie. Dans cette partie l'effet de l'altitude et de latitude explique le retard de repiquage par rapport aux autres régions. Il est à remarquer que le sud ouest connaît une situation voisine de celle observée sur la cote. Seulement on a déjà signalé qu'au sud de l'axe de Gafsa, Gabès, la culture de tomate de saison devient négligeable.

2.2. Calendrier moyen de floraison

La figure 2 montre que la phase de floraison coïncide avec le mois d'avril dans presque la totalité de la Tunisie. Le nord ouest se distingue toujours par son retard par rapport aux autres régions. Cependant quelques remarques sont à apprécier : l'effet de la mer s'exerce toujours dans les régions du Cap Bon et du Sahel et une dégradation temporelle s'observe nettement du sud vers le nord. Certes, l'effet de latitude explique cette dégradation.

2.3. La durée favorable à la croissance

Toujours d'après la figure 2 nous constatons que les régions à repiquage précoce disposent d'une marge temporelle de loin plus importante que les autres régions. Si on admet que la durée optimale d'une bonne croissance est de l'ordre de 60 jours à peu près (HAJRI. 1999), on constate alors que la durée possible de repiquage peut s'étendre sur un mois. Ce qui explique d'ailleurs que la superficie cultivée en tomate de saison dans la région du Cap Bon (Nabeul) dépasse nettement les autres régions. Certes, dans ces régions les conditions thermiques permettent une exploitation de la terre plus rationnelle.

Dans les autres régions surtout dans le nord ouest, la durée de croissance est nettement inférieure à la durée optimale. Il est évident que la croissance rapide de la température surtout pendant les mois d'avril, mai, explique cette situation. Il en résulte une croissance plus rapide de la plante et par conséquent une réduction de la masse végétale et des fruits. La culture de tomate de saison devient alors peu rentable par rapport à d'autres spéculations.

3. Suivi des années 1997 - 2001

3.1. Suivi des calendriers de repiquage

La figure 3 montre les différents calendriers de repiquage durant les cinq années de suivi. D'après cette figure on peut dégager les remarques suivantes :

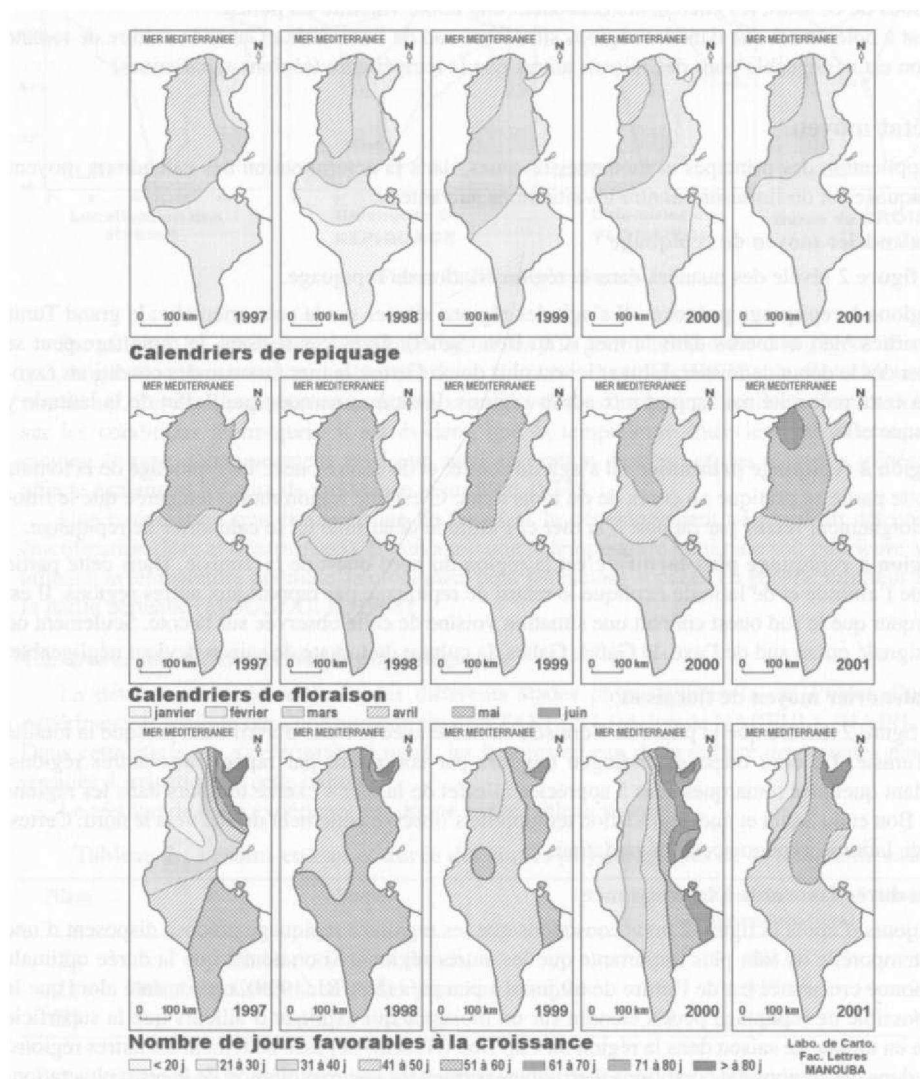


Figure 3 : Suivi sur cinq ans des paramètres culturaux de la tomate.

Une nette variation temporelle entre les différentes années. Les années 1999 et 2000 ont connu la différence la plus grande. En effet, l'année 1999 a été plus froide durant la période de repiquage que les autres années. L'année 2000 a été la plus chaude.

Dans la région Cap Bon on a enregistré en 1999 un retard d'un mois à peu près dans la pratique optimale de repiquage. Cependant l'effet de latitude reste majeur dans la détermination du calendrier de repiquage. A des degrés différents, la dégradation du sud vers le nord des dates de repiquage se constate chaque année.

- L'effet de la mer s'exerce constamment dans les mêmes régions favorisées. Il peut s'étendre selon les années à des régions plus intérieures. (Frange littoral de l'année 1999).

3.2. Suivi des calendriers de floraison

D'après la figure 3, on constate la même allure générale durant les cinq années. Ce schéma reste proche de la situation moyenne. A des durées différentes, l'effet de la latitude semble être prédominant dans la détermination des calendriers de floraison. La différence entre les régions reste moins importante que dans le cas de repiquage. Cependant, le Cap Bon, le Sahel et la région du grand Tunis restent les régions les plus favorisées.

3.3. Suivi des durées favorables à la croissance (figure 3)

Quelles que soient les années et quelles que soient les variations de la température les régions du grand Tunis, du Cap Bon et du Sahel connaissent toujours les durées de croissance de tomate de saison les plus favorables. Dans la région centrale et dans le nord ouest la culture de tomate paraît être peu rentable et parfois économiquement impossible (cas de 1997). Il semble que l'effet de la mer joue un rôle très important dans la spécialisation de quelques régions dans la culture de tomate de saison.

4. Carte de vocation thermique pour la culture des tomates

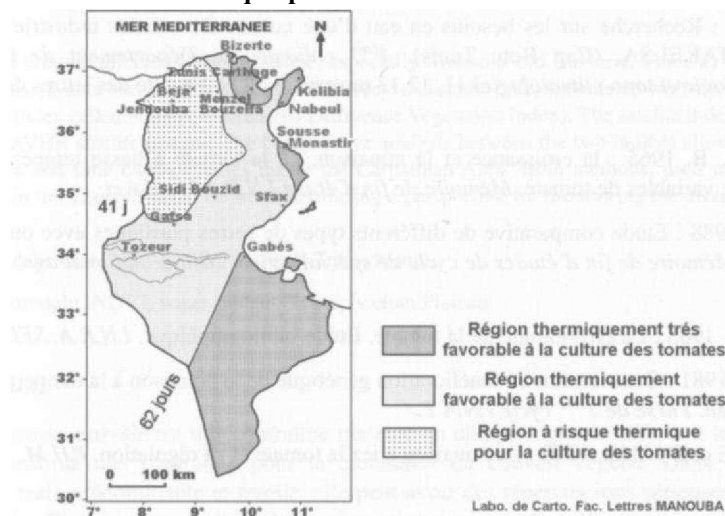


Figure 4 : Carte des vocations régionales à la culture de la tomate.

Dans l'élaboration de cette carte on s'est basé sur deux paramètres : la durée optimale et la durée moyenne de la croissance. En effet, au-delà de deux mois de durée de croissance la région est dite très favorable thermiquement à la culture de tomate de saison. Entre 60 et 40 jours, elle est favorable. Et en dessous de 40 jours la culture de tomate devient thermiquement risquée.

D'après la **figure 4** on distingue les régions suivantes :

- Les régions très favorables thermiquement à la culture de tomate (région de Tunis, Cap Bon et le Sahel).
- Les régions favorables : sont constituées par la bande qui s'étend de l'extrême nord jusqu'à une frange littorale entre Sfax et Gabès.
- Dans le centre et le nord ouest, cette culture est risquée thermiquement.
- Au sud de l'axe Gafsa, Gabès, cette culture est négligeable à cause des conditions hydriques très difficiles (Sahara), bien que les conditions thermiques soient favorables.

Conclusion

La température, dans sa variation temporelle et spatiale détermine en grande partie la culture de tomate de saison. En effet, une évolution thermique lente et un thermopériodisme adéquat permettent une bonne croissance et par conséquent une culture de tomate de saison rentable. Or ces conditions ne sont bien réalisables qu'avec l'effet de la mer. L'effet de la latitude se place en deuxième position. Il se trouve parfois perturbé par l'influence des conditions topographiques (région du nord ouest). Cependant, actuellement, et avec l'expansion du système d'irrigation localisé (goutte à goutte) on est arrivé à créer des microclimats favorables à cette culture. Cela m'empêche que le Cap Bon reste le leader de la culture de tomate de saison.

Bibliographie

- CHARLE. W. B et HARRIS. R. E. 1972 : Tomato fruit set at night and low temperature. *Can J. Plant Sci.*
- CORNILLON. P. 1974 : Comportement de la tomate en fonction de la température du substrat. *Annales agronomiques* 25 (5) p 753-775.
- HAJRI. J. 1999 : Recherche sur les besoins en eau d'une culture de tomates industrielles dans la région de TAKELSA, (Cap Bon. Tunis). *4^{ème} colloque de Département de Géographie (Bioclimatologie et topo-climatologie)* 11, 12,13 novembre 1999. Faculté des lettres de Manouba. Tunisie.
- MAISONNRVE. B. 1965 : la croissance et la nouaison, de la tomate à basse température d'une collection de variables de tomate. *Mémoire de fin d'étude I.N.R.A Monfavet.*
- MOUGOU.R. 1988 : Etude comparative de différents types de serres plastiques avec ou sans écran thermique. *Mémoire de fin d'études de cycle de spécialisation. Institut national agronomique de Tunisie.*
- RAY et COSTE. 1965 : La physiologie de la tomate. Etude bibliographique. *I.N.R.A. SEL.*
- TRABELSI.M. 1981 : Contribution à l'amélioration génétique de la nouaison à la température élevée chez la tomate. *Thèse de 3^{ème} cycle I.N.A.T.*
- VESCHAMBRE et ZUANG. 1979 : La nouaison chez la tomate et sa régulation. *P.H.M. 202: 13-21.*

SUIVI PAR TELEDETECTION DE LA SECHERESSE DE L'ANNEE 2000 DANS LA DEPRESSION DE TRANSYLVANIE

I. H. HOLOBĂCA V. SOROCOVSCHI

*Université Babeş-Bolyai., Faculté de Géographie
5-7, rue Clinicilor, 3400 Cluj-Napoca, Roumanie
holobaca@geografie.ubbcluj.ro, svictor@geografie.ubbcluj.ro*

V. DUBREUIL

*COSTEL (UMR 6554 CNRS, LETG) Université Rennes 2
Vincent.dubreuil@uhb.fr*

Résumé

L'est de l'Europe et surtout la Roumanie et la Bulgarie ont gravement subi les conséquences de la sécheresse en 2000. La façon dont cette sécheresse a été ressentie en Transylvanie a été analysée en utilisant un indice climatique calculé en prenant en considération le bilan de l'eau et l'indice de végétation **NDVI** (Normalized Difference Vegetation Index) dérivé à partir des images satellitaires (N O A A - A V H R R) . L'analyse comparative entre les deux indices nous a permis d'analyser les caractéristiques spatio-temporelles de la sécheresse à l'intérieur de la Chaîne des Carpates. Les deux méthodes déjà utilisées en France ont prouvé qu'elles sont applicables dans la Dépression de la Transylvanie, en offrant une perspective nouvelle pour le suivi des épisodes secs.

Abstract

The 2000 drought affected Eastern Europe, especially Romania and Bulgaria. The way that it was experienced in Transylvania was analyzed using two indices: a climatic index calculated with a water balance base and a satellite index called N D V I (Normalized Difference Vegetation Index). The satellite index is derived from the N O O A - A V H R satellite images. The comparative analysis between the two indices allowed us to investigate the space and time characteristics inside the Carpathian Arch. Both methods, used in France already, proved valid in the Transylvanian Depression offering a perspective for monitoring the drought cycles.

Mots-clés : sécheresse, NDVI, Bilan de l'eau, Transylvanie.

Keywords : drought, NDVI, water budget, Transylvanian Plateau.

Introduction

La sécheresse estivale est une contrainte majeure en climatologie: en affectant les ressources en eau, elle constitue une contrainte pour la croissance du couvert végétal. Dans des régions où l'agriculture reste prédominante et fragile, elle peut avoir des répercussions sérieuses sur l'ensemble de l' conomie. Comme il s'agit d'un phénomène climatique touchant des espaces vastes (  la différence des inondations), le recours aux données de télédétection est particulièrement opportun, non seulement pour palier les insuffisances géographiques du réseau de mesures conventionnelles, mais également pour assurer un suivi temporel en continu. Ce travail propose d'utiliser les synthèses mensuelles des indices de végétation N O A A - A V H R R pour effectuer une étude de la sécheresse de l'année 2000 dans la dépression de Transylvanie (Roumanie) en confrontant les données satellitaires aux relevés ponctuels de bilan de l'eau.

1. Cadre d'études et méthodologie

La dépression de Transylvanie est située au centre du territoire de la Roumanie, à l'intérieur de l'arc des Carpates. Cette vaste région dépressionnaire (environ 26000 km²) a des traits climatiques distincts par rapport aux régions extracarpatiques. La dépression de Transylvanie s'inscrit dans le climat tempéré continental aux nuances océaniques. La température moyenne annuelle varie entre 7.5°C et 9°C. La circulation d'ouest et l'abri offert par la chaîne montagneuse qui borde la dépression à l'ouest permettent l'apparition d'effets de type foehn; la hausse des altitudes d'ouest en est, concourt à l'augmentation des quantités des précipitations dans la même direction (moins de 500 mm dans l'ouest, plus de 700 mm dans les hautes régions collinaires de l'est). Partout, le régime pluviométrique est marqué par un maximum estival et un minimum hivernal (figure 1). Les particularités physiques qui individualisent la dépression parmi les autres unités géographiques de la Roumanie sont: sa localisation à l'abri des Carpates Roumaines, le relief à prédominance collinaire, l'altitude moyenne de 650 m, la présence des larges vallées orientées est - ouest, l'utilisation du sol à prédominance agricole sur la plupart du territoire analysé (Holobaca et Croitoru, 2000).

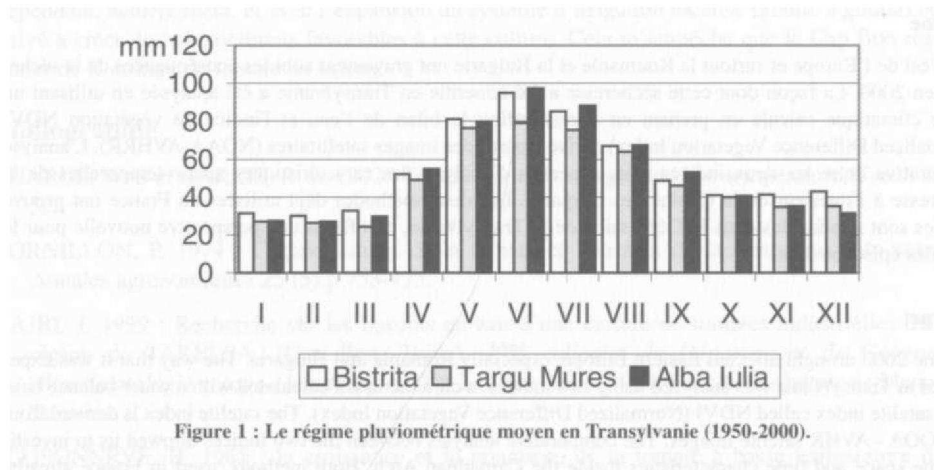


Figure 1 : Le régime pluviométrique moyen en Transylvanie (1950-2000).

Pour étudier la sécheresse de l'année 2000, le traitement statistique repose d'abord sur les données enregistrées dans 8 stations météorologiques, qui ont toutes les données climatiques nécessaire pour calculer l'ETP (Evapotranspiration Potentielle) avec la formule Penman: température, insolation, humidité relative, vitesse du vent (Brochet et Gerbier, 1975; Choisnel, 1992). Pour toutes les stations la réserve utile a été fixée à 100 millimètres et sa décroissance au cours de la période déficitaire est de type logarithmique pour le calcul de l'ETR (Evapotranspiration Réelle). Le bilan de l'eau permet de caractériser l'intensité climatique de la sécheresse de l'année 2000 par rapport aux années antérieures pour un nombre limité de stations: l'indice retenu est le déficit (ou déficience) d'évaporation défini par: $DE = ETP - ETR$ (Dubreuil, 1994).

Afin de spatialiser de façon détaillée les régions touchées par la sécheresse en fonction de l'utilisation du sol et des paysages, on utilise les images fournies par les satellites N O A A (National Oceanic and Atmospheric Administration) dont la résolution spatiale est de 1,1 kilomètre. Les synthèses mensuelles du NDVI (Normalized Différence Végétation Index) par la méthode du "maximum value compositing" sont obtenues à partir des fichiers décennaires fournis par le SATMOS. Ce type de traitement permet de limiter les effets des variations spatio-temporelles des angles de visées et de la couverture nuageuse en ne retenant, pour chaque pixel, que la valeur maximale de l'indice de végétation observée sur la période (Dubreuil et Le Du, 1997). Les valeurs mensuelles des indices de végétation sont

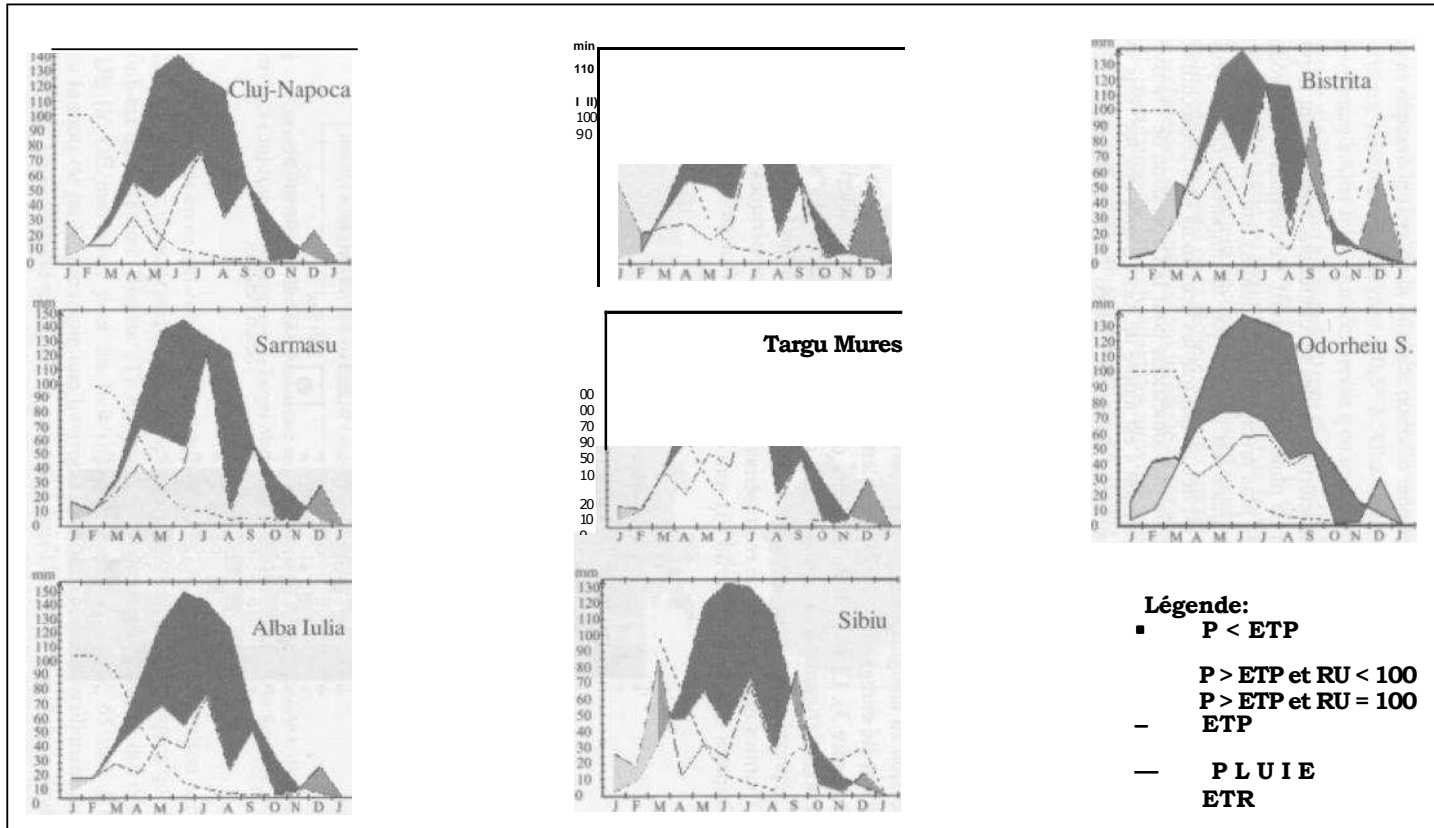


Figure 2 : Bilan de l'eau de l'année 2000.

ensuite confrontées aux données climatiques stationnelles: ETP, Déficit d'évaporation (Viau et al., 2000; Mac Vicar et Bierwirth, 2001).

2. Résultats

Le début de l'année 2000 a été caractérisé par des précipitations relativement importantes sous forme de neige en janvier et février et de pluie en mars et avril. Ces dernières ont produit des inondations au printemps (fonte des neiges plus précipitations liquides), sur les principaux bassins-versants de Transylvanie. Le reste de l'année est marqué par un important déficit pluviométrique. L'originalité de la sécheresse de 2000 est liée au fait que les deux mois secs consécutifs (mai et juin) correspondent normalement au maximum pluviométrique pour la Dépression de Transylvanie et à la pleine saison de végétation. A cette situation s'est ajouté un mois d'août très sec dans toutes les stations météorologiques, (comparable au mois d'août de l'année 1945) et les mois d'octobre et de novembre, avec des précipitations quasi - inexistantes. Le déficit en eau est tel que jusqu'à la fin de l'année aucune des huit stations analysées n'enregistre de reconstitution de la réserve utile du sol avant le début de l'année suivante (figure 2).

Les conditions locales déterminent le fait que la sécheresse est ressentie d'une manière différenciée dans la dépression. Dès le mois de mai 2000 les conditions climatiques sont favorables au déclenchement de la sécheresse. Le déficit d'évaporation dépasse 60 mm au nord-ouest, à l'ouest et au centre de la dépression en atteignant des valeurs élevées pour ce mois (plus de 80 mm à Cluj): ce sont des valeurs qui ont été enregistrées trois fois seulement, durant les 50 dernières années, en 1986, en 1990 et en 2000 (figure 3). La plupart du territoire de la dépression est caractérisé par des valeurs de DE entre 30 et 60mm (figure 4 a) au mois de mai, ce qui peut être qualifié de "subsec" (ER-30, 1981). A l'est de la dépression on enregistre une exception avec seulement un faible déficit lié aux précipitations plus fournies dans la zone de redressement des fronts atmosphériques sur les versants occidentaux des Carpates Orientales (Bistrita 161 mm de précipitations mensuelles).

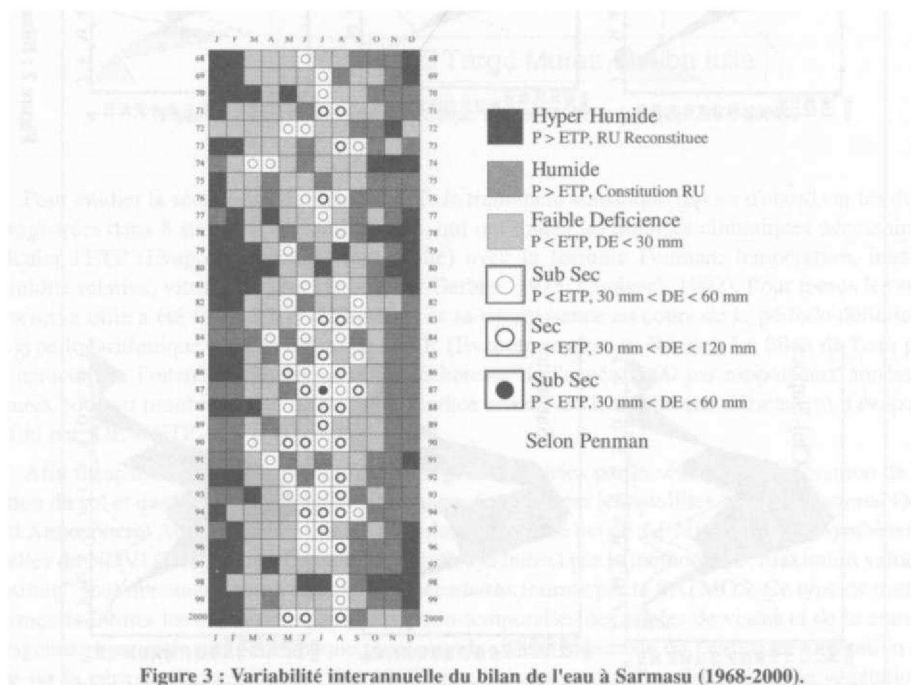
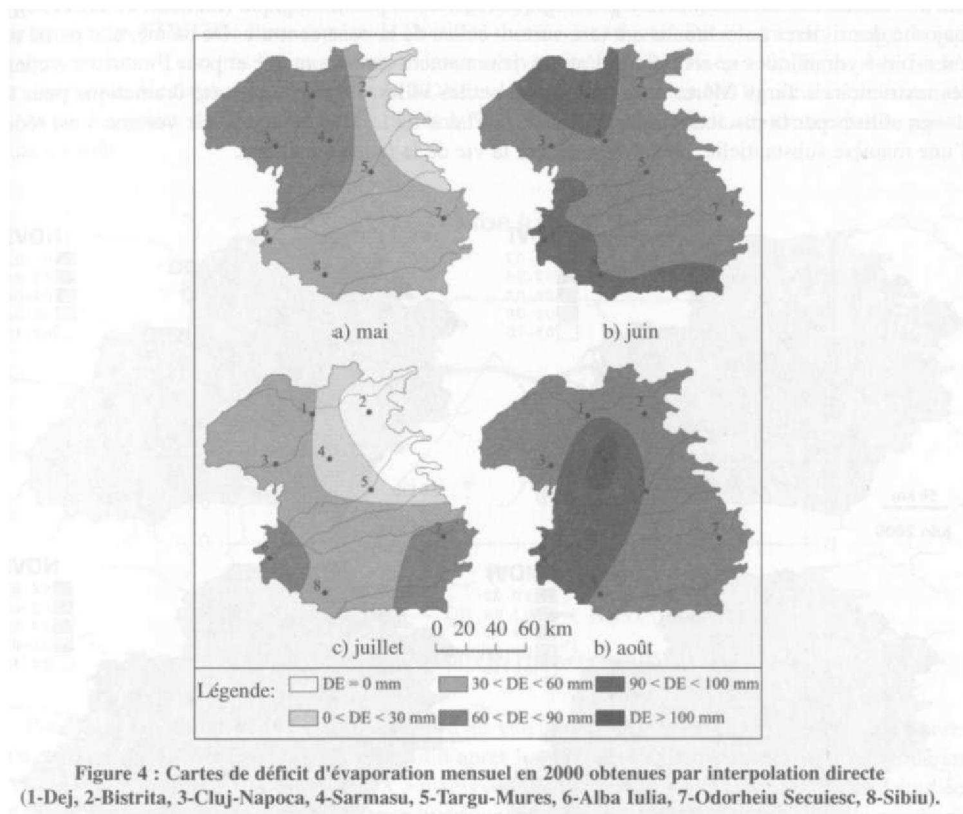


Figure 3 : Variabilité interannuelle du bilan de l'eau à Sarmasu (1968-2000).

Le mois de juin apparaît comme un mois de sécheresse dans toute la Transylvanie, les précipitations n'ayant pas dépassé le tiers de la quantité normale mensuelle (seulement 26 mm à Dej) et les températures étaient relativement élevées (20,5° à Alba-Iulia), l'insolation atteignant des valeurs record (337 h, toujours à Alba-Iulia). La sécheresse a eu un caractère excessif dans les extrémités nord et sud, où le déficit d'évaporation a dépassé 90 mm (figure 4 b). Les valeurs du déficit restent élevées, dépassant le niveau de 80 mm à l'ouest et au centre de la dépression de la Transylvanie, ainsi une bonne partie de la réserve utile est déjà épuisée. A l'est de la dépression on enregistre les plus basses valeurs de DE (62 mm à Odorheiu Secuiesc), dépassant quand même le seuil de 60 mm. A l'exception de l'est de la région analysée où la sécheresse a un caractère modéré, toute la dépression connaît deux mois de sécheresse consécutifs ce qui implique la consommation presque totale de la réserve utile du sol. L'accumulation du déficit pendant des mois qui sont d'habitude les plus humides sur une période pendant laquelle le besoin en eau des plantes est grande a comme conséquence l'aggravation des effets de la sécheresse sur le plan agricole.



Des grandes différences en ce qui concerne la distribution du DE dans la dépression apparaissent au mois de juillet. Ce mois se caractérise par des précipitations un peu plus abondantes qui dépassent 100 mm au nord-est de la région (Bistrita 117 mm précipitations mensuelles), ce qui conduit à la réduction du DE (le DE maximum pour les huit stations examinées est de 65 mm à Odorheiu Secuiesc). Mais le mois de juillet provoque une interruption de la sécheresse seulement au nord-est (DE 0 mm à Bistrita). La sécheresse continue en revanche dans l'ouest et le sud de la Transylvanie (figure 4 c), régions qui se trouvent sous le vent dominant. Ces régions ont un caractère "subsec" ou

même "sec" au sud-est et au sud-ouest de la zone dépressionnaire (DE 65 mm à Odorheiu Secuiesc, 64 mm à Alba Iulia figure 3 c). On a donc en juillet 2000 un gradient important dans la distribution du déficit entre les extrémités nord-est et sud-est de la dépression.

Le mois d'août apporte des nuances d'aridité dans la Dépression de la Transylvanie. Ce fut un mois très chaud, les températures moyennes dépassant de 3 à 4° les températures normales (22,7 °C à Alba-Iulia). Les précipitations ont été déficitaires, d'environ 25 % par rapport aux quantités normales pour ce mois et l'insolation totalise plus de 300 h pour les 8 stations analysées. On enregistre donc de fortes valeurs de l'ETP Penman et le déficit d'évaporation monte à des valeurs élevées (107 mm à Sarmasu). Les conditions thermo-pluviométriques du mois d'août 2000 sont assez exceptionnelles, des situations identiques ne sont apparues que deux fois pendant les 50 dernières années (1 986 et 1994, figure 3). Le déficit d'évaporation dépasse 100 mm au centre de la Transylvanie et 90 mm à l'ouest (figure 4 d). Même dans la zone marginale de l'est de la dépression, le déficit dépasse 80 mm. La consommation de la réserve d'eau du sol et même des ressources souterraines ont contribué à l'installation de la sécheresse pédologique mais aussi potamologique (Lambert et al., 1990), la majorité des rivières autochtones ont tari, surtout celles de la zone centrale. De même, une partie des réservoirs hydrauliques se sont vidés, l'approvisionnement en eau potable et pour l'industrie a connu des restrictions à Targu Mures et dans d'autres petites villes. La situation a été dramatique pour les étangs utilisés par la pisciculture du centre de la Plaine de la Transylvanie: leur volume s'est réduit d'une manière substantielle, mettant en danger la vie de la faune aquatique.

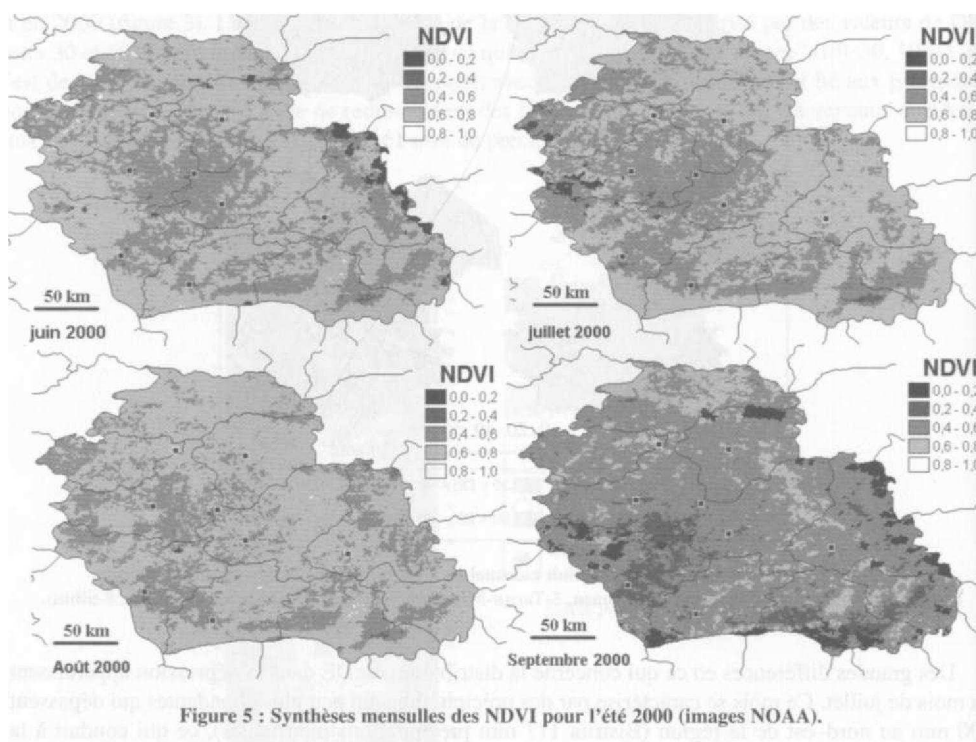
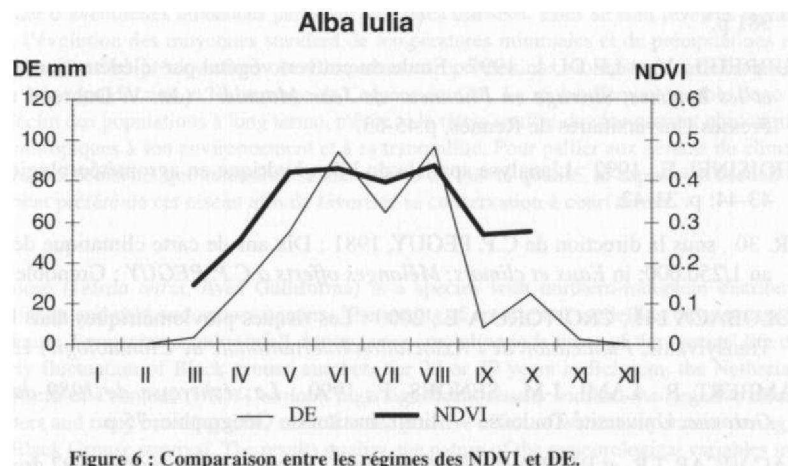


Figure 5 : Synthèses mensuelles des NDVI pour l'été 2000 (images NOAA).

L'automne de l'année 2000 a aussi été sec. Après le mois de septembre pendant lequel les précipitations ont été excédentaires deux mois se sont succédés avec des précipitations réduites (Cluj-Napoca 5 mm en deux mois). Le mois d'octobre de l'année 2000 détient le record pour les

50 dernières années en ce qui concerne le déficit d'évaporation (plus de 30 mm à Cluj et Odorheiu Secuiesc). La sécheresse d'automne n'a pas permis la reconstitution de la réserve en eau du sol et les conséquences se sont aggravées, surtout en ce qui concerne la sécheresse hydraulique. Au total, les précipitations relativement abondantes des mois de juillet et de septembre intercalées entre les périodes sèches n'ont pas été suffisantes et en janvier 2001 la réserve utile n'était que de 95 mm à Bistrita et seulement 19 mm à Alba Iulia.

En comparant les images satellites avec les cartes de déficit d'évaporation mensuel on observe que l'image du juin 2000 montre une bonne correspondance entre les valeurs du déficit mensuel d'évaporation et celle du NDVI. Les régions de l'ouest et du sud de la Transylvanie, dont le couvert végétal est moins dense (sombre sur l'image de la figure n° 5) sont également celles qui connaissent un important déficit hydrique. En juillet la reprise des précipitations n'entraîne pas l'augmentation de valeurs du NDVI, on a même des valeurs plus faibles au sud et au centre. En revanche, l'image d'août semble montrer des indices de végétation plus forts (clairs sur l'image de la figure n° 5) qu'un mois plus tôt, dépassant le seuil de 0,5, alors que c'est en août qu'il a plu le moins. Les pluies du juillet ont entraîné une hausse des NDVI liée à une reprise de l'activité du couvert végétal. Par contre sur l'image de septembre on observe une très bonne correspondance avec la situation du DE en août (figure 4d). En fait on observe un décalage d'un mois entre le NDVI et le déficit en eau: les NDVI élevés d'août s'expliquent par les pluies de juillet (tombées plutôt à l'est); les faibles NDVI de septembre par le peu de pluie en août.



Pour pouvoir comparer de manière objective les valeurs climatiques avec les données satellitaires on a calculé un NDVI moyen mensuel extrait d'après les synthèses mensuelles NDVI en considérant la valeur moyenne pour une fenêtre de 3 X 3 pixels centrée sur chaque station météorologique étudiée. On peut ainsi observer l'apparition du stress hydrique, mis en évidence par l'inflexion de la courbe de variation du NDVI (ex. Alba Iulia figure 6). Cette inflexion apparaît comme la répercussion de la réduction des valeurs du NDVI à la suite de la sécheresse. On observe, en utilisant des données mensuelles, que les valeurs climatiques et satellitaires n'évoluent pas de façon synchrone: il existe un décalage d'un mois entre les valeurs minimales de NDVI et les valeurs maximales de DE, qui confirme la comparaison visuelle entre les images satellites avec les cartes de déficit d'évaporation mensuel. Ce décalage est lié à la réponse progressive de la végétation aux précipitations et à la méthode utilisée (maximum value).

Conclusion

La sécheresse de l'année 2000 a été l'une des plus intenses du X X^e siècle en Transylvanie. Le déficit en eau est arrivé durant la période où habituellement les précipitations sont maximales: le mois d'août caniculaire et la fin de l'automne pratiquement sans précipitations ont eu comme conséquence l'impossibilité de reconstituer la réserve en eau du sol à la fin de l'année. L'utilisation des images satellitaires NOAA-AVHRR a permis l'identification détaillée des régions atteintes par la sécheresse. En utilisant d'une manière combinée les méthodes satellitaires et climatique on peut affirmer que les régions les plus affectées par la sécheresse ont été celles de l'ouest, du centre et du sud de la Transylvanie, situées sous l'abri des Carpates. Les deux méthodes ont prouvé leur applicabilité dans les conditions de la Dépression de la Transylvanie. L'utilisation des valeurs ponctuelles de NDVI comme indicateur de l'intensité de la sécheresse a des résultats limités mais la comparaison avec le déficit d'évaporation est intéressante dans la perspective de l'analyse d'un nombre plus grand de stations pendant une période de temps plus longue.

Bibliographie

- BROCHET, P. et GERBIER, N., 1975 : L'Evapotranspiration. *Monographie N° 65 de la Météorologie Nationale*, Paris, 65 p.
- DUBREUIL, V., 1994 : *La sécheresse dans la France de l'ouest: Etude d'après les bilans hydriques et les données satellite NOAA - AVHRR*. Thèse de doctorat, Tome I, Université de Rennes 2, 381 p.
- DUBREUIL, V. et LE DU L., 1997 : Etude du couvert végétal par télédétection, in "*Le climat, l'eau et les hommes, ouvrage en l'honneur de Jean Mounier*" (dir. V. Dubreuil et J. P. Marchand), Presses Universitaires de Rennes, p.45-63.
- CHOISINEL E., 1992 : L'analyse spatiale du bilan hydrique en agrométéorologie. *La Météorologie*; 43-44: p. 31-42.
- E.R. 30, sous la direction de C.P. PEGUY, 1981 : Dix ans de carte climatique détaillée de la France au 1/250.000; in *Eaux et climats: Mélanges offerts à C.P. PEGUY*; Grenoble; pp. 41-84.
- HOLOBACA I-H., CROITORU A-E., 2000 : Les risques pluviométriques dans la Dépression de la Transylvanie. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 128-135
- LAMBERT, R., LAMI, J-M., SENEGES, F, 1990 : *La sécheresse de 1989 dans le bassin de la Garonne*. Université Toulouse - Mirail, Institut de Géographie, 75 p.
- MAVICAR T.R. et BIERTWIRTH P. N., 2001 : Rapidly assessing the 1997 drought in Papua New Guinea using composite AVHRR imagery, *International Journal of Remote Sensing*; 21-11; p. 2109-2128.
- SATMOS: Acquisition des données NOAA-AVHRR, CMS, Lannion, <http://www.satmos.meteo.fr>.
- VIAU, A. A., VOGT, J. V, BEAUDIN I., 2000 : Potentiel de l'imagerie satellitale pour le suivi et la caractérisation de la sécheresse en Andalousie. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 234-243.

INCIDENCE DE LA METEOROLOGIE LOCALE SUR LES FLUCTUATIONS DE POPULATION DU TETRAS LYRE (*TETRAO TETRIX* L.)-

M. LONEUX*¹) ET M. VANDIEPENBEECK[^]

V) Musée de Zoologie de l'Université, Quai Van Beneden 22, B-4020 Liège (Belgique), Michele.Loneux@ulg.ac.be

M Institut Royal Météorologique, Avenue Circulaire 3, B-1180 Bruxelles Uccle (Belgique),

Marc.Vandiepenbeek@oma.be

Résumé

Adapté à des climats rudes et des hivers froids et enneigés, le tétras lyre (*Petit coq de bruyère Tetrao tetrix*, Oiseau Galliforme) a une répartition géographique boréo-montagnarde. Les résultats d'une modélisation statistique originale ont montré que les T° minimales et les précipitations locales, enregistrées au cours de certaines périodes cruciales du cycle de vie de l'oiseau, interviennent comme variables explicatives pour reproduire les fluctuations des effectifs annuels recensés depuis 20 et 30 ans en Belgique, Allemagne, Grande-Bretagne et Pays-Bas. Des résultats communs hautement significatifs confirment le rôle négatif des hivers doux et des précipitations pendant la période de reproduction (couvaison et premières semaines des poussins), et le rôle positif des températures chaudes pendant la période d'éclosion des jeunes. La qualité des résultats obtenus, la nature des variables météorologiques impliquées et le contexte de réchauffement climatique global nous ont fait chercher d'éventuelles tendances parmi les variables utilisées. Elles se sont révélées significatives en comparant l'évolution des moyennes standard de températures minimales et de précipitations mensuelles. Les différences dans les précipitations ont d'importantes répercussions biologiques car elles peuvent effectivement nuire à la reproduction et l'hivernage de l'espèce étudiée. Le réchauffement semble donc bien intervenir dans le déclin des populations à long terme, même si le tétras souffre du changement climatique en plus des atteintes anthropiques à son environnement et à sa tranquillité. Pour pallier aux défauts du climat, le gestionnaire prendra des décisions qui améliorent à tous points de vue la qualité, la capacité d'accueil et la tranquillité de l'habitat préféré de cet oiseau afin de favoriser sa conservation à court terme.

Abstract

The Black Grouse (*Tetrao tetrix*, Aves Galliforma) is a species with northern-mountain distribution, adapted to rough climate and cold and snowy winters. The results of an original modelling have stressed the importance of minimum Temperature and rainfall during some crucial periods times of the species' life cycle to explain the yearly fluctuation of Black grouse numbers for 20 or 30 years in Belgium, the Netherlands, Germany and the North of Pennines (UK). Common high significant results confirm the negative effect of mild and rainy winters and rainy breeding time, as well as the positive effect of warm temperature during hatching time, on the Black Grouse survival. The results quality, the nature of the meteorological variables involved and the global climate change background have led us to look for trends among the local variables used in the modelling. They appeared significant by comparing the evolution of the yearly values and standard means of monthly minimum temperature mean and rainfalls. The monthly rainfalls differences act a lot on the Black Grouse's reproductive success and wintering survival. The global warming seems well to act on long term population decline, even if the species suffers from the climate change in addition to the attacks on its environment and tranquillity. To help the short-term Black grouse conservation under bad climatic condition, the manager should take decisions, which improve the quality, quietness and carrying capacity of the black Grouse's preferred habitat.

Mots-clés : modélisation, précipitations, températures, changement climatique global, dynamique de population, *Tetrao tetrix*

Keywords: modelling, rainfall, temperature, global climate change, population dynamics, *Tetrao tetrix*

Introduction.

Les populations fluctuantes de Tétrasyres *Tetrao tetrix* montrent une tendance au déclin de leurs effectifs, documentée depuis plus de trente ans : l'espèce est menacée de disparition là où elle subsiste sous forme de petites populations de plus en plus insularisées, en marge de l'aire de distribution nordique continue (Klaus et al. 1990, Storch 2001). Les causes de déclin sont attribuées aux modifications de l'habitat, au dérangement, à la prédation, aux maladies parasitaires, aux fluctuations du succès reproducteur, de la nourriture disponible ou des conditions climatiques, ou à la taille de la population, ces différents facteurs se combinant le plus souvent les uns aux autres (synthèse Loneux & Ruwet 1998). Le climat n'est jamais repris comme facteur de déclin à long terme (Bernard-Laurent 1994), alors même que ses effets directs ou indirects sur le succès reproducteur ou la mortalité, et donc sur les fluctuations de population, ont été démontrés chez de nombreux oiseaux, dont le tétras lyre (Elkins 1983, Wingfield 1984, Glutz et alii 1985, Eiberle 1987, Angelstam 1988). Vu le réchauffement climatique actuel (IPPC, 1996) et le caractère boréo-montagnard de cette espèce, il s'avérerait original de tester l'influence du climat en modélisant statistiquement sur une longue période les fluctuations d'effectif et des variables explicatives uniquement climatiques (Régression multiple pas à pas appliquée à un modèle de Poisson, logiciels Glim ou "R", Loneux et al. 1998). L'étonnante et inhabituelle qualité statistique (Lindsey 1999) des résultats obtenus ainsi sur trente ans avec la population recensée en Belgique (Hautes-Fagnes) a fait appliquer la même méthode d'analyse à d'autres populations, pour comparer les résultats et éprouver la méthode (Loneux, 2000, thèse de doctorat). Quatre populations étudiées présentent des résultats communs mettant en évidence le rôle négatif des hivers doux et pluvieux et des précipitations pendant la période de reproduction (couvaison et premières semaines des poussins), et le rôle positif des températures chaudes pendant la période d'éclosion des jeunes (Loneux 2001). Les dates des semaines critiques retenues dans les modèles concernent des périodes qui s'échelonnent entre fin mai et début juillet, un peu différentes, en fonction du climat moyen local de chaque région. La couvaison et les éclosions se concentrent dans les périodes moyennes retenues. A priori étonnante, puisqu'un hiver doux devrait faciliter la régulation thermique d'un organisme homéotherme, la première relation confirme les adaptations du tétras lyre aux conditions de vie boréales (de Greling 1971, Pauli 1974, Pulliainen 1982). L'hiver constitue une épreuve éliminatoire pour les jeunes tétras, moins gros et gras que les adultes, et reste par la suite la période la plus cruciale du cycle de vie des oiseaux (Marti 1986, Marti 1988). La deuxième relation atteste que l'espèce, qui niche au sol, n'aime pas la pluie. Les modélisations montrent ainsi que les conditions météorologiques hivernales et estivales agissent de façon prédominante sur la survie des tétras lyres, directement sur les individus, ou indirectement via la qualité et la disponibilité de leurs ressources en nourriture.

Dans cet article, nous analysons l'évolution des paramètres de précipitations et de températures minima impliqués dans les modélisations, afin d'y détecter une éventuelle influence du réchauffement climatique. En effet, en ce qui concerne les précipitations, les modèles climatiques globaux sont trop imprécis au niveau régional et ne permettent pas de discerner une tendance à l'échelle spatiale qu'ils utilisent (Berger 1992). Les publications sur l'influence du réchauffement sur les précipitations au niveau régional dans le nord de l'Europe sont récentes et rares (Gellens & Roulin 1998, Hantel et alii 2000, Osborn et alii 2000, Pfister et alii 2000, Tooming & Kadaja 2000, Murphy & Washington 2001). Certaines décèlent des tendances, y compris sur la qualité de l'enneigement, mais peu concernent la zone géographique qui nous intéresse. Une analyse statistique de l'évolution des fluctuations de différents paramètres climatologiques dans les séries climatiques de Bruxelles-Uccle, enregistrées depuis 1833, a mis en évidence des années charnières, à partir desquelles les moyennes de certaines séries temporelles sont significativement différentes (Vandiepenbeeck 1996a & 1996b): pour la température, la moyenne des températures moyennes

est plus élevée en hiver et au printemps dans les séries après 1987, et plus élevée également en

Publication de l'Association Internationale de Climatologie, Vol. 15, 2003

97

été et en automne dans les séries après 1981, et ces changements s'inscrivent dans le réchauffement global; pour les précipitations par contre, il n'y aurait pas de changement significatif dans les années récentes : les sauts détectés, vers une augmentation, se situent après 1909 en hiver, et après 1964 au printemps, les autres saisons ne présentant pas de différence significative entre séries. Les précipitations saisonnières seraient donc peu ou pas affectées par le réchauffement global (Vandiepenbeeck op. cit.).

1. Matériel et méthode

Les régions géographiques comparées sont : le Parc de Sallandse Heuvelrug (NL), le Parc des Hautes-Fagnes (B), le Parc naturel de la Lande de Lunebourg (D), la Réserve de Biosphère de la Rhôn (D), les Monts Métallifères (D, frontière tchèque). Plusieurs de ces régions ont des caractéristiques climatiques particulières qui apparaissent lorsqu'on examine les cartes approximatives des isothermes de janvier, de juillet et la carte des isophènes de précipitations (Anonyme 1996).

Les variables climatiques utilisées sont des valeurs de T° minimum et de précipitations, moyennes ou cumulés calculés pour certaines périodes de temps à partir des valeurs enregistrées quotidiennement à des stations du réseau des Instituts météorologiques nationaux des pays concernés, les stations étant localisées le plus près possible des sites de recensements, et en fonctionnement pendant les vingt ou trente années de suivi. Les données météorologiques utilisées sont pour partie fournies par les correspondants locaux (Allemagne), pour partie extraites des publications officielles, présentes à la bibliothèque de l'IRM belge à Uccle, des Instituts météorologiques nationaux respectifs (Pays-Bas K N M I, Allemagne D W D, Belgique I R M) , pour partie fournies directement par l'Institut du pays concerné (Allemagne, Belgique), et pour partie enfin collectées personnellement dans les archives des stations (Belgique).

La définition des cinq périodes de temps utilisées pour la modélisation statistique implique presque tous les mois de l'année: la période hivernale (du 1er novembre au 31 mars), la période avant la ponte des œufs (quelques jours à partir du 1er avril), la période d'incubation (4 semaines en mai-juin), la période de premières semaines de vie des poussins (trois semaines en juin-juillet) et la période d'engraissement pré-hivernal (septembre) (détails in LONEUX et alii 1998, et LONEUX 2001).

Nous avons comparé graphiquement plusieurs moyennes trentennales de précipitations et de T°min mensuelles, ainsi que l'évolution de l'enneigement quotidien pendant les périodes hivernales

. Nous avons utilisé les données publiées pour les stations Hamburg-Fuhlsbliittel (D), De Bilt (NL) et Uccle (B) et commencé la comparaison avec les moyennes standards 1931-1961. Pour les stations plus locales, la comparaison porte seulement sur les trente ou quarante dernières années. Les localisations des stations principales et leurs profils caractéristiques sont représentés sur la figure 1.

Les données d'enneigement ne sont disponibles que depuis 1979 pour les stations demandées en Allemagne : Zinnwald 877m, Soltau 77m, Wilsede 11 6m, Buchholz 77m, Wasserkuppe 921m (Mr KOELSCHTZKY corn., Deutscher Wetterdienst DWD). En Belgique, nous avons pu disposer des données archivées à la station Aérodrome de SPA depuis sa création en 1951, ce qui nous donne une longue série de cinquante ans sur le plateau fagnard, à 483 m d'altitude et relativement

Les résultats graphiques ne peuvent être tous illustrés ici. Les résultats des modélisations intègrent les paramètres climatiques associés au réchauffement thermique, comme les près des principaux sites de recensements. Nous n'avons pas de données d'enneigement pour les Pays-Bas.

2. Résultats et discussion

Les résultats graphiques ne peuvent être tous illustrés ici. Les résultats des modélisations intègrent les paramètres climatiques associés au réchauffement thermique, comme les précipitations

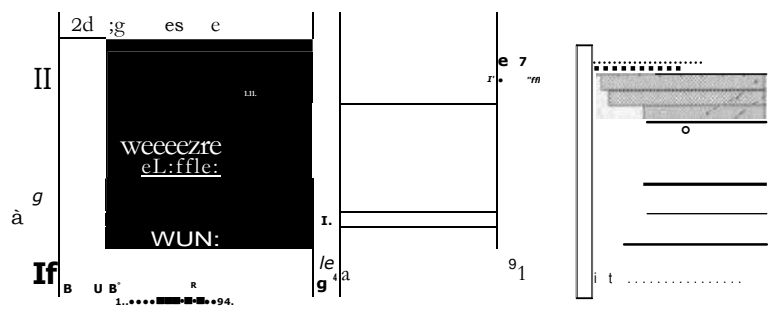
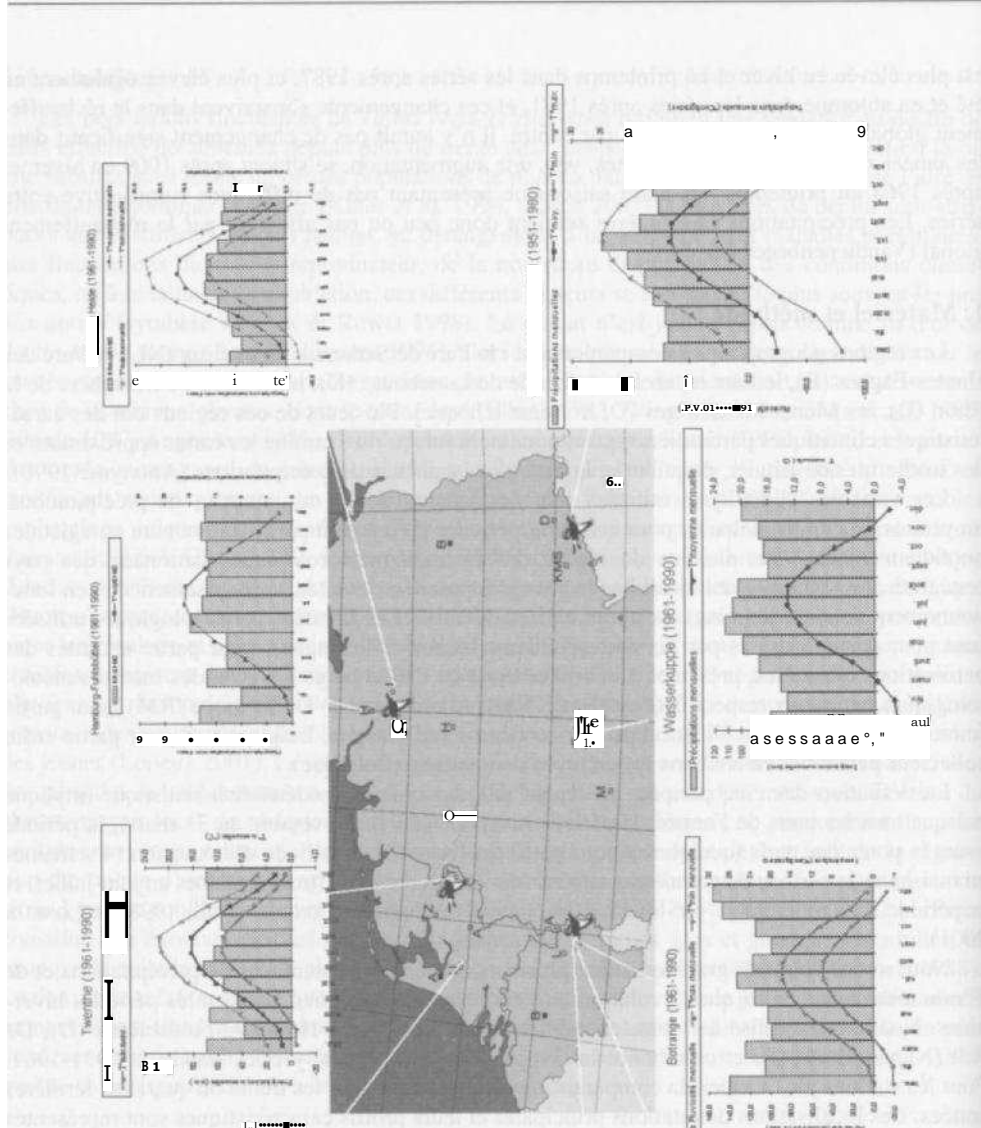


Figure I Localisation géographique des populations de tétras lyres étudiées et profil climatique des principales stations météorologiques avant fourni les données climatiques utilisées.

de pluie plutôt que de neige en hiver. Les populations de plaine (lande de Sallandse Heuvelrug, lande de Lunebourg) sont adaptées à des conditions hivernales moins rigoureuses que les populations plus en altitude (Hautes-Fagnes et Montagnes de la Rhön). Qu'elles soient toutes les quatre affectées par la variable thermique hivernale indique que toutes sont dans des conditions sub-optimales pour ce facteur (Loneux 2001). Les températures minimales moyennes des mois d'hiver sont faiblement sous zéro (**figure 1**). La population montagnarde de l'Erzgebirge n'est pas affectée par le type d'hiver, mais les conditions hivernales y sont toujours rigoureuses, comme en témoigne le profil des températures mensuelles minimum (**figure 1**).

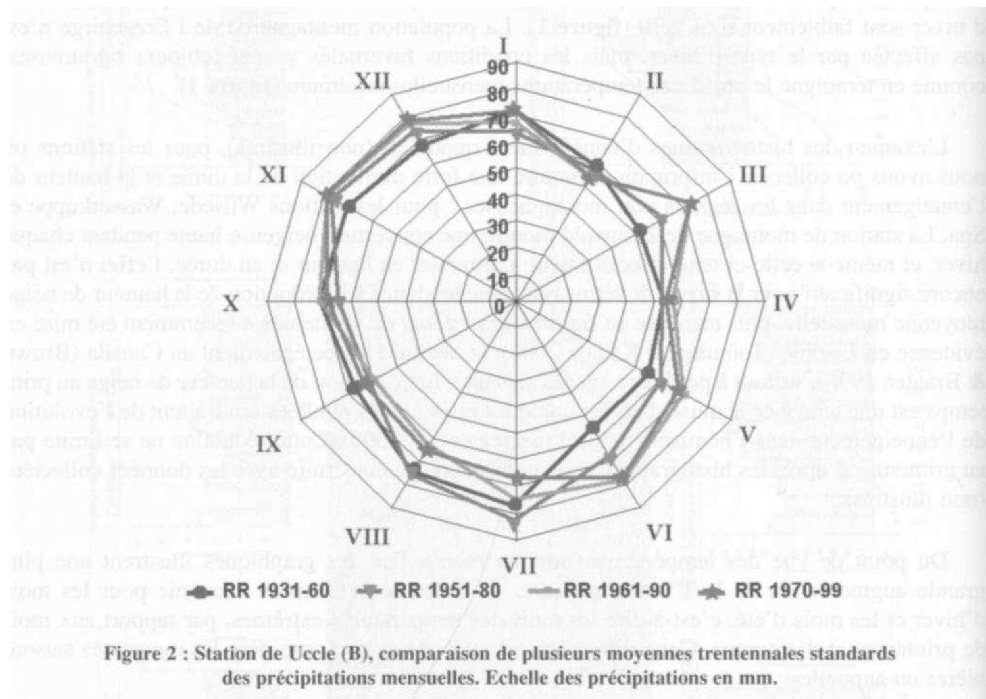
L'examen des histogrammes d'enneigement quotidien (non illustrés), pour les stations où nous avons pu collecter l'information, montre une forte diminution de la durée et la hauteur de l'enneigement dans les régions non montagneuses : pour les stations Wilsede, Wasserkuppe et Spa. La station de montagne de Zinnwald montre une couverture neigeuse haute pendant chaque hiver, et même si celle-ci tend effectivement à diminuer en hauteur et en durée, l'effet n'est pas encore significatif pour la survie du tétras lyre. Une tendance à la réduction de la hauteur de neige moyenne mensuelle, plus marquée en fin d'hiver et début du printemps a récemment été mise en évidence en Estonie (Tooming & Kadaja 2000), et avait été notée également au Canada (Brown & Braaten 1998), surtout à partir des années septante. La réduction de la hauteur de neige au printemps est une tendance acquise dans les quelques rares études publiées qui traitent de l'évolution de l'enneigement dans l'hémisphère nord (Serreze et al. 2000). Cette réduction ne se limite pas au printemps d'après les histogrammes que nous avons pu construire avec les données collectées (non illustrés).

Du point de vue des températures minima mensuelles, les graphiques illustrent une plus grande augmentation de la T° min moyenne au cours de la dernière décennie pour les mois d'hiver et les mois d'été, c'est-à-dire les mois des températures extrêmes, par rapport aux mois de printemps et d'automne. Cette différence est atténuée si l'on considère les moyennes saisonnières ou annuelles.

Enfin, la comparaison des valeurs de précipitations moyennes mensuelles présentées sous forme de radar pour plusieurs périodes trentennales superposées fait apparaître des différences que l'on ne peut mettre en évidence si l'on utilise les valeurs moyennes annuelles ou même saisonnières. Cette méthode graphique révèle un glissement du dessin obtenu vers des valeurs plus ou moins élevées suivant les mois et les stations (Exemple **figure 2**, Uccle).

Les mois de mars, juin, novembre et décembre montrent une augmentation et le mois d'août une diminution de la valeur moyenne des précipitations entre la période standard 1931-1960 et la période standard 1961-1990 aux 3 stations "de plaine" De Bilt, Hamburg, Uccle. Une augmentation de la valeur moyenne est également visible en mai, mais seulement à De Bilt et à Uccle. Les valeurs moyennes mensuelles de la période intermédiaire (1951-1980) se situent généralement bien entre celles des deux précédentes, plus proches de l'une ou de l'autre selon les mois. Pour les autres mois, les valeurs des moyennes mensuelles sont semblables. Les valeurs de la période la plus récente, non disponible à De Bilt, par rapport aux valeurs de la période 1961-1990, confirment ou amplifient la tendance de la période 1961-1960 pour les mois de mars, juin, novembre et décembre. La comparaison graphique des moyennes mensuelles de ces deux périodes dans les autres stations "de plaine" (par opposition au massif montagneux de l'Erzgebirge), montre une pointe de précipitations moyennes bien marquée en mars. Pour le mois d'août, la tendance vers une réduction des précipitations est amplifiée à Soltau, Wasserkuppe et Spa Aérodrome, mais est réduite à Hamburg, presque insignifiante à Uccle et nulle à Nordhorn.

De nouveaux écarts apparaissent, concernant des mois différents selon les stations : augmentation en septembre et octobre à Wasserkuppe, augmentation en septembre à Nordhorn, diminution en juillet à Uccle, Soltau et un peu à Hamburg et Spa Aérodrome, diminution en avril, mai et juin à Wasserkuppe, en avril à Nordhorn, augmentation en janvier à Hamburg.



Cette présentation graphique élégante et originale ne suffit toutefois pas pour certifier les tendances observées : d'une part, il faudrait multiplier les périodes de moyennes et remonter le plus loin possible dans le passé pour visualiser si les tendances se confirment ou sont des manifestations de fluctuations; d'autre part, il conviendrait de confirmer les tendances par des tests de signification des variations observées. Il faut à cette fin disposer de la série continue de valeurs mensuelles des stations concernées, idéalement depuis leur première année de fonctionnement. Ensuite, il faut savoir que le découpage en périodes arbitraires ne permet pas de déceler les années importantes, charnières, qui sont mises en évidence par les tests statistiques de Mann-Kendall-Sneyers et Pettitt préconisés par Vandiepenbeeck (1996a). D'autres tranches de périodes pourraient aussi être utilisées. Enfin, il faut s'assurer qu'il n'y a pas eu de changement majeur dans la méthode de mesure des précipitations, afin de ne pas introduire un biais dans l'analyse.

Une confrontation de nos résultats graphiques et des résultats du test de Mann-Kendall-Sneyers et Pettitt, pour la série d'enregistrements à Uccle, donne une valeur significative à l'augmentation des précipitations observée les mois de mars et de juin, et à la diminution des précipitations du mois d'août, alors que les tendances observées en mai, novembre et décembre ne seraient significatives que par la modification de la variabilité. De la même manière, pour la série de Spa Aérodrome, les écarts visibles entre les valeurs des moyennes mensuelles de la période 1951-1980 à la période 1969-1998 en mars et août sont significatifs également, mais pas en octobre et en juillet.

L'image graphique obtenue pour Zinnwald montre des écarts entre les valeurs des périodes, mais les tendances sont inverses des autres stations et concernent moins de mois : augmentation des précipitations en août, diminution en octobre et dans une moindre mesure aussi en mai. Les autres mois ne montrent aucune tendance. La situation géographique plus continentale et le relief montagneux peuvent expliquer ces tendances opposées.

3. Conclusion

D'après la comparaison des T°min moyennes et des histogrammes d'enneigement, nous pouvons affirmer que la hausse de T°, plus marquée pour les températures minima utilisées dans l'étude, tend à entraîner la disparition progressive des hivers rigoureux et enneigés sur les quelques sommets de relief occupés par le tétras lyre en dehors des zones nordique et alpine de son aire de distribution. Cette conséquence ne présage pas un bon avenir pour l'espèce, qui se retrouve dans des conditions de vie hivernale sub-optimales par rapport à ses adaptations physiologiques.

Nous avons détecté une tendance dans la variabilité des précipitations mensuelles moyennes, qui s'exprime par une augmentation des précipitations au cours des dernières décennies, pendant certains mois de l'année (novembre, décembre, mars, juin) plutôt que d'autres (août, septembre), et ces mois sont cruciaux pour la survie des tétras lyres à tous les âges de leur vie. Cette variation mensuelle de tendance est détectée ici pour la première fois, les analyses de séries de précipitations globalisées par saison ou par année n'ayant jusqu'à présent rien montré de significatif. Séduisante, la présentation graphique utilisée devrait toutefois être validée par des tests statistiques de contrôle.

Ces nouvelles tendances climatiques, si elles se confirment, peuvent effectivement nuire à la reproduction et l'hivernage de l'espèce étudiée. Le réchauffement climatique semble donc bien intervenir dans le déclin des populations à long terme, même si l'espèce en souffre en plus des atteintes à son environnement et à sa tranquillité. A court terme, la conservation du petit coq de bruyère dépend des améliorations de la structure de la végétation, de la capacité d'accueil et de la tranquillité de son habitat préféré. La qualité de la plasticité de l'espèce jouera sur le long terme.

Remerciements

M. Loneux remercie M M. R. Heringa (NL), M. Lutkepohl (D) et T. Kruger (D) pour les données météorologiques communiquées, ainsi que Mme Ch. de Swert, Chef de station Météorologie Belgocontrôle et Mr A. Luxhen, Chef de Poste Météorologie Aéroport de Spa pour les autorisations d'accès et la mise à disposition des carnets d'enregistrement de la station depuis 1951.

Sa participation à la conférence de l'AIC était supportée par un crédit déplacement du F.N.R.S.

Bibliographie

A N G E L S T A M P., 1988 : Population Dynamics in Tetraonids: the Role of Extrinsic Factors, *Proceedings of the XIX International Congress Ornithology*, p. 2458-2477.

A N O N Y M E, 1996 : *Atlas européen. L'atlas familial et scolaire pour tout voir et tout savoir*. Edition 1996/1997 CD-Rom Mac/PC Microfolie 's, Paris.

- BERGER A., 1992 : *Le Climat de la Terre. Un passé pour quel avenir ?* De Boeck, 479 p.
- BERNARD -LAU RENT A., 1994 : Statut, évolution et facteurs limitant les populations de Tétràs lyre (*Tetrao tetrix*) en France : synthèse bibliographique. *Gibier Faune Sauvage, Game Wildlife* **11** (Hors série Tome 1) p. 205-239.
- BROWN R. et BRAATEN R.O., 1998 : Spatial and Temporal Variability of Canadian Monthly Snow Depths, 1946-1995, *Atmos.-Ocean*, **36**, p. 37-54.
- DE GRELING C, 1971 : Biologie des tétras *Tetrao urogallus* L. et *Lyrurus tetrix* L. en Finlande. *Alauda* 39 (1) p. 7-28.
- EIB ERLE K., 1987: Influence de la température de l'air et des précipitations sur les tableaux de chasse des tétraoninés, *Cahiers d'Ethologie Appliquée* **7** (2) p. 109-128.
- ELKINS N., 1983 : *Weather and Bird Behaviour*, T & AD Poyser Ltd , 239 p.
- GELLENS D. et ROULIN E., 1998 : Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios, *Journal of Hydrology* 210, p. 242-258.
- GLUTZ von BLOTZHEIM U. et coll., 1985 : *Les Tétraonidés*, Station Ornithologique Suisse de Sempach, rapport 32 p.
- HANTEL M., EHRENDORFER M. & HASLINGER A.-M., 2000 : Climate sensitivity of snow cover duration in Austria, *International Journal of Climatology*. 20, p. 615-623.
- IPCC, 1996. Watson R.T., Zinyowera M.C. and Moss R.H. (eds), *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change. Scientific-Technical Analyses. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the IPCC*, Cambridge University Press, Cambridge.
- KLAUS S., BERGMANN H.H., MARTI C, MÜLLER F., VITOVIC O.A. and WIESNER J., 1990 : *Die Birkhühner Tetrao tetrix und Tetrao mlokosiewiczzi*, A. Ziemsen Verlag, Die Neue Brehm Bücherei n°397.
- LINDSEY J.K., 1999 : On the use of corrections for overdispersion, *Appl. Statistics* 48, Part 4, p. 553-561.
- L O N E U X M . , 2001 : Modélisation de l'influence du climat sur les fluctuations de population du tétras lyre *Tetrao tetrix* en Europe. Actes du Colloque Tétràs Lyre, Liège 26-29 Septembre 2000, *Cahiers d'Ethologie* 20 (2-3-4) p. 191-216.
- LONEUX M., LINDSEY J.K. et RUWET J.C., 1997[1998] : Influence du climat sur l'évolution de la population de tétras-lyre *Tetrao tetrix* dans les Hautes-Fagnes de Belgique de 1967 à 1996. *Cahiers d'Ethologie*, 17 (2-3-4) p. 345-386.
- L O N E U X M. et R U W E T J. C., 1997[1998] : Evolution des populations de tétras lyres *Tetrao tetrix* L. en Europe : un essai de synthèse bibliographique, *Cahiers d'Ethologie* 17(2-3-4), p. 287-343.
- MARTI Ch., 1986 : Situation énergétique du Tétràs-lyre en période d'hivernage, *Bulletin Mensuel de l'Office National de la Chasse* n° 99, p. 12-15.

MARTI Ch., 1988 : Das Birkhuhn in den Alpen : ein ökologischer Vergleich mit fennoskandischen und norddeutschen Populationen. Möglichkeiten, Probleme und Aussichten der Auswilderung von Birkwild; Schutz und Status der Raufusshühner in Niedersachsen, *Morddeutsche Naturschutzakademie Berichte* 1 (2), p. 117-120.

M U R P H Y S. J. and WASHINGTON R., 2001 : United Kingdom and Ireland precipitation variability and the North Atlantic Sea level pressure field, *International Journal of Climatology* 21, p. 939-959

OSBORN T.J., HULME M., JONES P.D., BASNETT TA., 2000 : Observed Trends in the Daily Intensity of United Kingdom Precipitation, *International Journal of Climatology* 20, p. 347-364.

PAULI H.R., 1974 : Zur Winterökologie des Birkhuhns *Tetrao tetrix* in den Schweizer Alpen, *Der Ornithologische Beobachter* 71 (4), p. 247-278.

PFISTER L., HUMBERT J. and HOFFMANN L., 2000 : Recent Trends in rainfall-runoff characteristics in the Alzette River Basin, Luxembourg., *Climate Change*, 45., 323-337.

PULLIAINEN E., 1982: Breeding, foraging and wintering strategies of the Black Grouse, *Lyrurus tetrix* L., in the Finnish taiga - a review, *Aquila Ser. Zool.* 21 p. 68-75.

SERREZE M. C, WALSH J. E., CHAPIN III F. S., OSTERKAMP T, DYURGEROV M., ROMANOVSKY V, OECHELI W. C, MORISON J., ZHANG T. and BARRY R. G., 2000 : Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climate Change*. 46, p. 159-207.

STORCH I., 2001 : An Overview to Population Status and Conservation of Black Grouse Worldwide. Actes du Colloque Tétrasyre, Liège, 26-29 septembre 2000, *Cahiers d'Ethologie*, 20 (2-3-4), p. 153-164.

T O O M I N G H. et K A D A J A J., 2000 : Snow cover and surface albedo, *Estonia. Meteorological Zeitschrift* 9 (2), p. 97-102.

VANDIEPENBEECK M., 1996a : Détection pratique de changement de climat dans le cas d'une alternative au caractère aléatoire. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 8 p. 116-124.

VANDIEPENBEECK M. , 1996b : Fluctuations récentes dans les séries climatiques de Bruxelles - Uccle (Belgique). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* 9, p. 528-535.

WINGFIELD J.C., 1984 : Influence of weather on reproduction, *Journal of Experimental Zoology* 232, p. 589-594.

LES GRAMINÉES INDICATRICES DES CONDITIONS AGROCLIMATIQUES

R. MOREL

*Ingénieur Général d'Agronomie (CH.)
19 Rue Henri LOT - 91860 EPINAY SOUS SEN ART
tél. 33 01 60 47 29 98 - E mail : bobmorel@ifrance.com*

Résumé

La couverture herbacée du sol, notamment par les graminées, est adaptée aux conditions climatiques. L'enracinement varie suivant le type de végétal. Il s'adapte à la nature du sol sous-jacent et son rôle sur l'emploi de l'eau est estimé par sa réserve utile. L'étude met en relations des données botaniques et climatiques de RCA (Grimari) et de Libye (Yafrine). Chaque type de végétation indique l'ordre de grandeur de l'ETR. En complément l'influence sur le niveau du ruissellement est mise en évidence.

Abstract

Herbaceous soil cover, especially gramineous, fits the climatic estates. The depth roots in according on vegetal pattern. The soil below the root zone is to accommodate grass root density and permits to estimate soil water reserve but also hydrous consummation. Examples were done with botanical and climate data in Central Africa Republic (Grimari) and Libya (Yafrine). Each grass type gives the same level of actual transpiration. Further the amount of runoff is related with vegetal cover.

Mots-clés : Graminées, Bilan hydrique, Climat du sol, Ruissellement, RCA, Libye.

Keywords : Gramineous, water balance, soil climate, runoff, CAR, Libya.

Introduction

La végétation naturelle, est liée aux conditions pédoclimatiques car le végétal intègre les conditions atmosphériques et leurs transpositions par le sol. Les études concernent généralement les formations ligneuses (Sillans, 1958). Mais la couverture du sol est souvent herbacée avec une majorité de graminées. Nous allons montrer qu'elles donnent des indications sur le niveau moyen de disponibilité de l'eau, à la fois par l'apport des pluies, leur conservation et leur restitution par le sol. Les graminées ont des tailles variables suivant les espèces, des durées de vie allant d'un cycle très court à la pérennité. Il est intéressant de trouver certaines variétés présentes aussi bien sous climat subdésertique que sous climat tropical humide. Nous allons montrer que c'est moins l'adaptation de la plante que la mise en évidence de niches climatiques particulières qui favorise la présence de graminées inattendues sous des conditions pluviométriques qui leur sont inhabituelles. Les données de base sont des observations climatiques associées à des comptages botaniques, des analyses physiques du sol, des mesures d'humidité, des études racinaires des végétaux. La valeur indicatrice du climat est mise en évidence par les résultats des bilans hydriques interannuels, notamment avec l'ETR et le ruissellement. On comprend l'utilisation du terme climat utilisé pour caractériser le milieu de croissance des plantes, ce vocable est ainsi employé en viticulture pour différencier par exemple les aires de production du Morgon ou les crus de Bourgogne.

1. Les associations de graminées en Centrafrique.

L'observation de base a été faite en Centrafrique (Morel et Quentin, 1964), sur les reconstitutions de la couverture végétale sur sol nu, en fin de culture. Le site était apparemment homogène avec une même pluviométrie annuelle de 1500 mm, dans un environnement topographique de plateau avec des

pentés de 0 à 5%, sur des sols de même roche mère. L'évolution végétale a rapidement donné, en couverture de ces friches, des associations botaniques différentes. Pour simplifier on peut dire que ces groupements végétaux sont représentés par trois types de graminées (figure 1A), de tailles différentes : le développement des racines est généralement proportionnel à la taille. La variabilité botanique se maintient pendant l'évolution des jachères avec une homogénéisation à long terme (figure 1B). On peut retenir trois types d'associations végétales : au début une population de graminées rampantes, puis un ensemble de graminées érigées de taille moyenne et enfin un ensemble de grandes graminées (figure 1C). On peut passer de l'un à l'autre de ces types botaniques quand il y a reconstitution du sol pendant la jachère, les sols les plus dégradés ne supportant que des graminées rampantes. Si ce stade persiste c'est que le sol est très altéré.

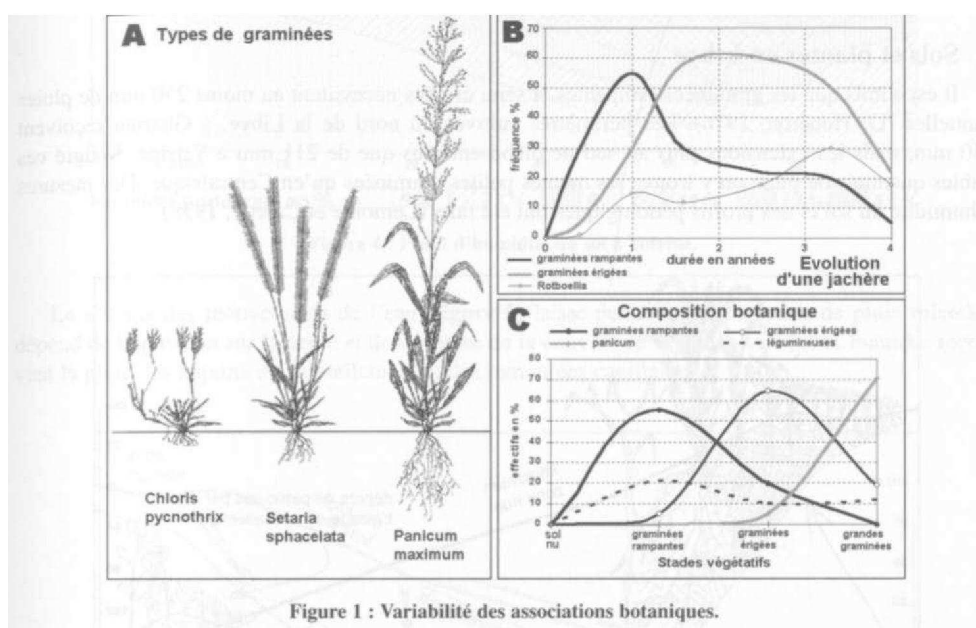


Figure 1 : Variabilité des associations botaniques.

La densité des plants au mètre carré et le nombre d'espèces rencontrées diminuent dans l'ordre des types botaniques énumérés (figure 2A). L'étude a été complétée par la mesure des caractéristiques du sol et de l'enracinement afin d'associer des caractères physiques à chaque groupement botanique (figure 2B). Les analyses de sol ont porté sur la granulométrie, sur la stabilité structurale, sur les caractéristiques hydrodynamiques, sur la compacité du profil. La stratification des racines dans les profils de sol a permis d'étudier le mode d'enracinement, la densité des racines au m², l'épaisseur de l'horizon exploité par la plante. Les horizons sous-jacents à la zone racinaire sont compacts, de structure massive et peu perméables.

A l'époque des mesures seule la fertilité du sol, caractérisée par sa stabilité structurale, était le facteur explicatif. Mais nous allons montrer que les conditions agroclimatiques sont étroitement associées aux divers types de populations botaniques rencontrées. Les végétaux associés au ruissellement des eaux de pluie, façonnent d'ailleurs la surface du sol. La confrontation de ces diverses données éclaire le rôle indicateur des plantes sur le climat.

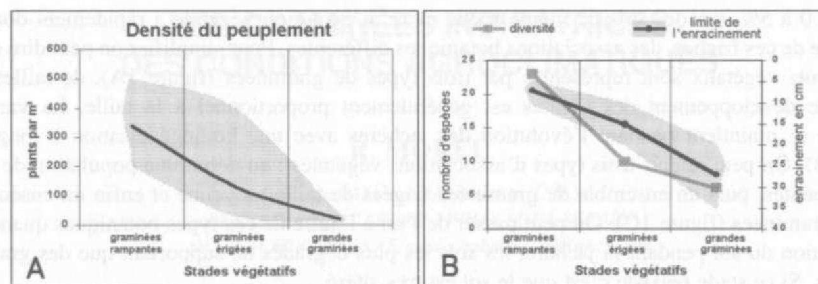


Figure 2 : Variations des caractéristiques physiques du peuplement végétal.

2. Sols et plantes en Libye

Il est admis que les graminées rampantes et semi érigées nécessitent au moins 250 mm de pluies annuelles (Le Houérou, 1976). Les périmètres cultivés du nord de la Libye, à Gharian reçoivent 350 mm, mais les extensions plus au sud ne disposent plus que de 211 mm à Yafrine. Malgré ces faibles quantités de pluie on y trouve les mêmes petites graminées qu'en Centrafrique. Des mesures d'humidité du sol et des profils pédologiques ont été faits (Lemoine et Carette, 1978).

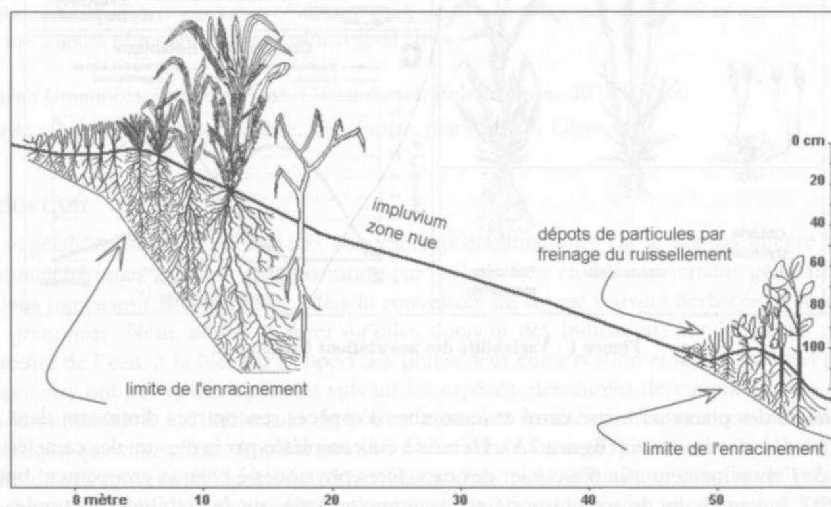
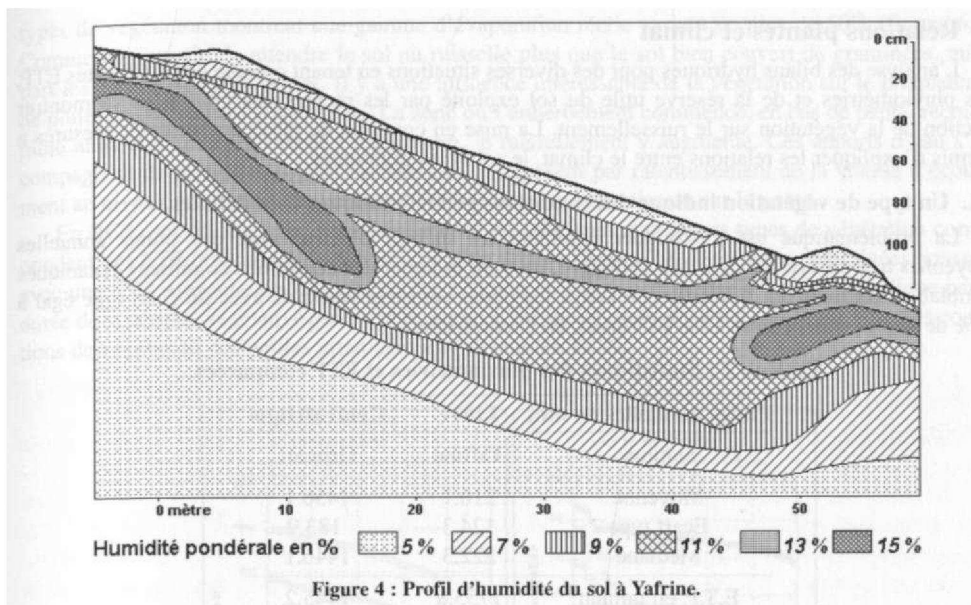
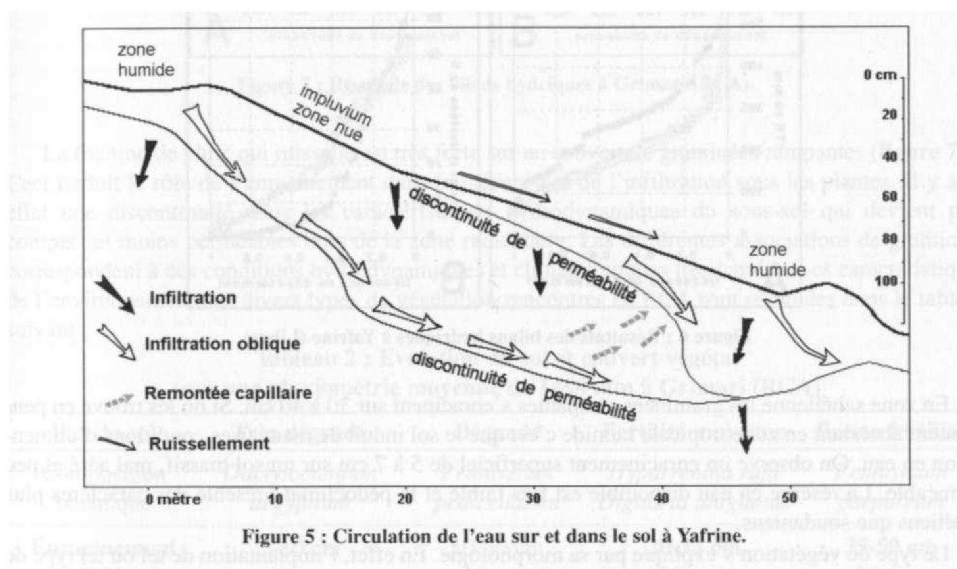


Figure 3 : Répartition du peuplement botanique suivant la pente à Yafrine.

La couverture du sol présente, en suivant la pente, une succession de zones nues puis des plantes de plus en plus grandes. Les types botaniques s'associent aux variations du sous-sol. En premier lieu l'enracinement donne l'épaisseur de l'horizon utilisé par les graminées (figure 3) et permet de localiser une discontinuité de perméabilité souvent improprement appelée horizon imperméable. L'humidité du sol en profondeur est alors liée à sa perméabilité et règle l'enracinement (figure 4). Les plantes en aval se dessèchent souvent.



Le schéma des mouvements de l'eau (figure 5) laisse penser que la fraction de pluie ruisselée dépend de la position sur la pente et de la nature de la couverture végétale. Les zones humides reçoivent la pluie, les apports du ruissellement et des remontées capillaires.



3. Relations plantes et climat

L'analyse des bilans hydriques pour des diverses situations en tenant compte des différentes ETP, des pluviométries et de la réserve utile du sol exploité par les racines des graminées va montrer l'action de la végétation sur le ruissellement. La mise en commun de plusieurs séries de mesures a permis d'expliquer les relations entre le climat, le sol et les graminées.

3.1. Un type de végétation indique des conditions pédoclimatiques bien définies.

La problématique est d'expliquer comment les mêmes plantes, avec des pluies annuelles moyennes très différentes de 210 à 1500 mm, peuvent indiquer des conditions de milieux botaniques semblables (**tableau 1**). A Yafrine, en Libye les pluies sont très variables avec un écart type égal à 60% de la moyenne, contre 13% à Grimari, en Centrafrique.

Tableau 1 : Statistiques des pluviométries et ETP comparées.

Pluies annuelles en mm	Libye		Centrafrique	
	Stations	Yafrine	Grimari	
Moyenne		210.1	1456.1	
Ecart type		124.3	183.9	
Médiane		222.3	1446.1	
E.T.P. en mm/an		1753.8	1445.2	

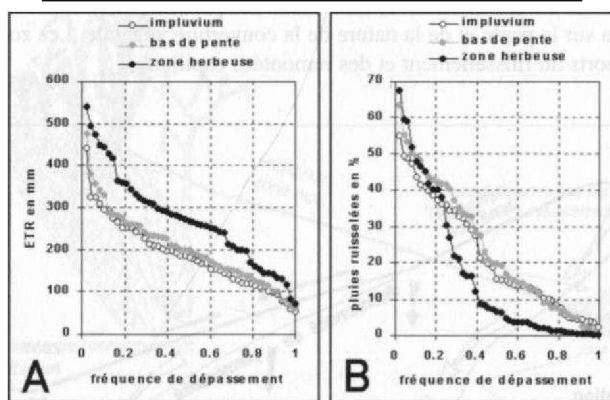


Figure 6 : Résultats des bilans hydriques à Yafrine (Libye).

En zone sahéenne les graminées rampantes s'enracinent sur 30 à 40 cm. Si on les trouve en peuplement abondant en zone tropicale humide c'est que le sol induit de mauvaises conditions d'alimentation en eau. On observe un enracinement superficiel de 5 à 7 cm sur un sol massif, mal aéré et peu perméable. La réserve en eau disponible est très faible et le pédoclimat présente des caractères plus sahéens que soudaniens.

Le type de végétation s'explique par sa morphologie. En effet, l'implantation de tel ou tel type de graminée dépend de la profondeur d'enracinement suivant l'état du sol. Le couple sol-plante exprime alors une résultante microclimatique qui peut être différente du climat atmosphérique et de l'attente découlant de la seule pluviométrie. Les bilans hydriques calculés, an par an, au pas de temps décennaires, sur chaque type d'enherbement, permettent de vérifier ces identités de situations pédoclimatiques. Les statistiques ont été établies sur l'ensemble des résultats annuels. Sur 47 ans, en Libye les

types de végétation montrent une gamme d'évaporation réelle variant de plus de 50% (**figure 6A**). Comme on pouvait s'y attendre le sol nu ruisselle plus que le sol bien couvert de graminées, mis à part les années de fortes pluies. Il y a une influence intéressante de la végétation sur le pourcentage de pluies qui ruissellent (**figure 6B**). La zone où l'enherbement commence, en bas de pente, reçoit la pluie ainsi que l'eau coulant de l'impluvium, le ruissellement y augmente. Ces apports d'eau s'accompagnent de particules solides érodées qui se déposent par ralentissement de la vitesse d'écoulement au niveau des herbes. Des paliers, voire des reliefs apparaissent sur la pente.

En RCA, sur 56 ans, avec une pluviométrie de 1460 mm, aux divers types de végétation correspondent des ETR qui varient du simple à plus du double (**figure 7A**). Les petites graminées poussent avec une ETR moyenne de 350 mm contre 270 mm en Libye. Cet écart de 80 mm s'explique par la durée de la période végétative qui est plus courte à Yafrine. A ceci près il y a similitude entre les conditions de végétation des petites graminées en Libye et en RCA.

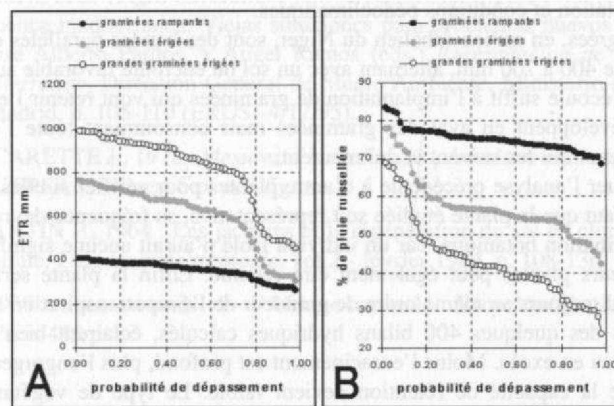


Figure 7 : Résultats des bilans hydriques à Grimari (RCA).

La fraction de pluie qui ruisselle est très forte sur un couvert de graminées rampantes (**figure 7B**). Ceci traduit le rôle de l'enracinement dans le mécanisme de l'infiltration sous les plantes. Il y a en effet une discontinuité dans les caractéristiques hydrodynamiques du sous-sol qui devient plus compact et moins perméables hors de la zone racinaire. Les différentes associations de graminées correspondent à des conditions hydrodynamiques et climatologiques très variées. Les caractéristiques de l'environnement des divers types de végétation rencontrés en RCA sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 2 : Evolution du sol et couvert végétal sous une pluviométrie moyenne de 1456 mm à Grimari (RCA)

Etat du sol	Très dégradé	Dégradé	Fertilité moyenne	Bonne fertilité
Composition botanique	<i>Dactyloctenium aegyptium</i>	<i>Pennisetum pedicellatum</i>	<i>Hyparreniua rufa</i> <i>Digitarla uniglumis</i>	<i>Pennisetum purpureum</i>
Enracinement	5-10 cm	10-20 cm	20-35 cm	35-50 cm
R.U.	8 mm	15 mm	30 mm	50 mm
ETR annuelle	350 mm	544 mm	737 mm	815 mm
Ruissellement moyen	76 %	63 %	49 %	44 %

3.2. Physiologie des plantes et climat

Dans les zones sahéliennes les divers types d'occupation du sol se répartissent selon la pente du terrain et l'eau disponible, les graminées rampantes, moins exigeantes, sont au-dessus des zones les plus humides. En zones tropicales humides ces mêmes petites graminées occupent des sols dégradées où l'enracinement faible entraîne une alimentation en eau discontinue qui rappelle, dans une moindre mesure, les irrégularités sahéliennes. On peut donc penser que la fourniture en eau, par l'interaction des plantes, du sol et du climat, se fait à un niveau équivalent dans les deux sites. Ainsi, par exemple une population de *dactyloctenium aegyptiacum* peut se trouver dans le Sahel avec 350 mm de pluie mais aussi en zone tropicale sous 1500 mm si le sol est suffisamment dégradé pour ne permettre qu'une fourniture d'eau équivalente aux 350 mm du Sahel. La plante y indique donc un microclimat sec. S'il y a régénération du sol, des graminées plus vigoureuses vont remplacer les précédentes en exploitant le terrain plus profondément. Les peuplements successifs de graminées vont indiquer des microclimats de plus en plus humides. Les graphiques et les tableaux présentés montrent bien les relations entre végétation et conditions pédoclimatiques.

Les brousses tigrées, en milieu sahélien du Niger, sont des bandes parallèles de végétation sous des pluviométries de 400 à 700 mm, alternant avec un sol nu encroûté favorable au ruissellement. Le peu de pluies qui s'écoule suffit à l'implantation de graminées qui vont retenir l'eau par les racines. Des arbustes se développent en aval des graminées mais consomment toute l'eau disponible au détriment des végétaux qui les suivent et qui meurent.

On peut appliquer l'analyse précédente à d'autres plantes pour vérifier si elles ont une signification climatique. Il faut que la plante étudiée soit représentative, sa fréquence devra être relativement élevée dans la distribution botanique, car un individu isolé n'aurait aucune signification. Une association entre plusieurs plantes peut également être retenue. Enfin la plante sera indicatrice si sa présence correspond toujours au même ordre de grandeur de l'évapotranspiration réelle.

Les statistiques des quelques 400 bilans hydriques calculés, éclairent bien le mécanisme du ruissellement de l'eau en excès. Moins l'enracinement est profond, plus l'engorgement du sol se fait rapidement puisque la capacité de rétention devient faible. Le type de végétation renseigne sur l'importance prévisible du ruissellement. Dans les mêmes conditions de pente et de pluviométrie une plante à enracinement profond limite l'écoulement superficiel de l'excès d'eau. Cet écoulement augmente avec un gazon.

Conclusion

Cette étude est une recherche d'application de la climatologie à la compréhension du milieu végétal. Comme il y a interaction entre climat et végétation, l'inventaire des graminées permet de caractériser les conditions du milieu, avec ses limites climatiques, amplifiées par les qualités ou les défauts du sol. Les exemples présentés montrent, pour un climat donné, les niveaux de dégradation ou de régénération du sol et leurs conséquences sur le microclimat. D'où l'intérêt de l'observation des peuplements botaniques et la fluctuation de leur composition floristique pour estimer la traduction du climat atmosphérique par le milieu. Dans une région sans relevés climatiques, les graminées, par leur présence, peuvent ainsi apporter des indications sur le pédoclimat.

Bibliographie

- JEAN, S., 1975 : Les jachères en Afrique tropicale. Interprétation technique et foncière. Institut d'Ethnologie, Musée de l'Homme, CNRS Mémoire n° XIV.
- LE HOUEROU, H.N. 1976 : Peut-on lutter contre la désertification ? Dans "Conservation des ressources naturelles en zones arides et semi-arides", *Cahiers FAO N° 3, Conservation des sols*, p. 1-15.
- LE HOUEROU, H.N., 1980 : Browse in northern Africa in H.N. Le Houerou (éd.), *Browse in Africa, International Livestock Centre for Africa*, Addis Ababa, pp. 55-82 (EROS-4/17/95).
- LE HOUEROU, H.N., 1989 : *The Grazing Land Ecosystems of the African Sahel*. Springer-Verlag, Heidelberg. 282 p.
- LE HOUEROU, H.N., 1989 : Agro-silvicultura y silvo-pastoralismo para combatir la degradación del suelo en la cuenca mediterránea: Viejas soluciones para problemas nuevos in Francisco Lopez Bermudez, Jose Alberto Pardos, y Àngel Ramos (eds.), *Degradación de Zonas Àridas en el Entorno Mediterráneo*, Dirección General de Medio Ambiente, Ministerio de Obras Publicas y Urbanismo, Madrid, p. 105-116 (EROS-4/17/95).
- LEMOINE J.C., CARETTE J., 1978 : *Mesures d'humidité sur périmètres cultivés de Yafrine*. Rapport d'exécution, GERSAR, Nîmes, 6 p. et 3 figures.
- MOREL R., QUANTIN P., 1964 : Les jachères et la régénération du sol en climat soudano-guinéen d'Afrique centrale, *L'Agronomie tropicale*, vol 2 - février 1964, p. 108-136.
- SILLANS R., 1958 : Les savanes de l'Afrique centrale. *Encyclopédie biologique LV*, Paul Lechevalier, Paris 423 p.

APPROCHE BIOCLIMATIQUE DU CONTACT CAATINGA/CERRADO DANS L'ETAT DE BAHIA, BRÉSIL

M.M. DOS PASSOS M ET V. DUBREUIL W

(1) Programa de Pos-Graduação em Geografia da UNESP - Presidente Prudente-SPIBrasil
Universidade Estadual de Maringá - PRIBrasil

<²> COSTEL, UMR 6554 CNRS - LETG, Université Rennes 2

Résumé

La région Nordeste du Brésil est connue pour son climat marqué par l'aridité et pour la variabilité interannuelle des précipitations. Cette contrainte climatique a pour conséquence le développement d'un couvert végétal steppique : *la caatinga*. Dans l'Etat de Bahia, la caatinga présente des faciès variés et, vers l'ouest, la transition avec le domaine du cerrado (savane plus ou moins arborée) n'est pas uniquement liée au facteur climatique. Les données infrarouges du satellite GOES-8 sont utilisées ici pour préciser les limites climatiques respectives des deux domaines bioclimatiques.

Abstract

The region of Northeastern Brazil is well known for its atypically located dry climate and for the great variability in total rainfall. Consequently, this dry climate is linked to a specific scrub vegetation: *the caatinga*. In the State of Bahia, various types of caatinga can be observed and, in the western part of the State, the transition with the savannahs (cerrados) is not only due to climatic factors. We used infrared images from GOES-8 meteorological satellite to map more accurately the limits between these two bioclimatic areas.

Mots-clés : bioclimatologie, Nordeste, caatinga, cerrado, aridité, télédétection

Keywords: bioclimatology, Nordeste, caatinga, cerrado, aridity, remote sensing

Introduction

"La plus grave et insupportable injure à propos du Nordeste semi aride est de prétendre vouloir enseigner à un de ses habitants comment vivre avec la sécheresse." (Aziz ab 'Saber, 1999)

Il existe en Amérique du Sud trois grandes régions marquées par l'aridité: la région de Guajira au Venezuela et en Colombie; la "diagonale aride" du Cône Sud qui revêt des aspects multiples de l'Argentine à l'Equateur en passant par le Chili, la Bolivie et le Pérou; et enfin la région du Nordeste au Brésil, région en partie couverte par une végétation spécifique, la caatinga. A petite échelle, la couverture végétale du bassin du São Francisco montre que, vers le sud et vers l'ouest, la caatinga (forêt sèche) cède la place au cerrado (savanes). A cette échelle la limite entre ces deux formations végétales peut paraître sous la dépendance du facteur climatique. Mais à une échelle plus grande, en se déplaçant dans cette région, on s'aperçoit que les facteurs explicatifs de la physionomie de la végétation sont plus divers. En utilisant les données satellitaires infrarouge du satellite GOES il est possible de préciser comment varient les conditions thermiques de surface qui s'expliquent essentiellement par la nature et l'état d'alimentation en eau du couvert végétal.

1. Présentation du cadre d'études : la marque de l'aridité

Sa position à proximité immédiate de l'Equateur est originale et contribue à singulariser le Nordeste dans la gamme des régions arides. La présence de massifs dépassant les 1000 mètres d'altitude (Chapadas Borborema, Diamantina) permet d'alimenter pendant 5 à 7 mois plusieurs cours d'eau, dont les deux émissaires principaux que sont le Rio São Francisco et le Rio Parnaíba. Malheureusement pour les populations vivant dans la région le long de ces "oasis", la variabilité interannuelle de la

pluviométrie dans cette région peut entraîner des étiages sévères : la situation socio-économique devient alors dramatique comme lors des « *sêcas* » de 1877-79 ou de 1958. Les causes de cette aridité et de cette variabilité sont multiples et depuis longtemps discutées (Trewartha, 1966 ; Ratisbona, 1976; Nimer, 1989 ; Roucou, 1997,...).

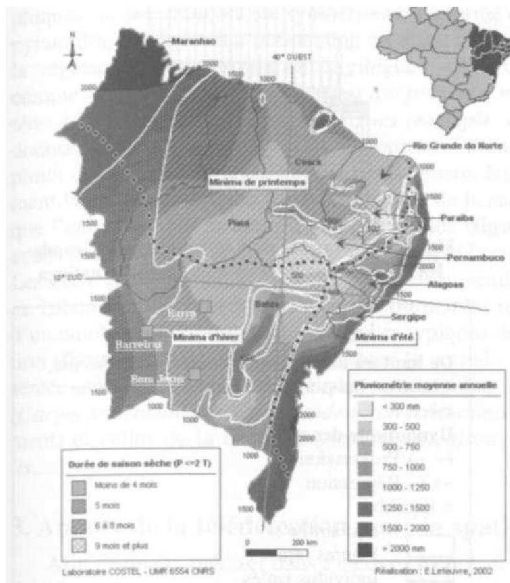


Figure 1 : La sécheresse du Nordeste : Synthèse cartographique Sources diverses, principalement d'après E.Nimer, 1989

La carte de la **figure 1** présente la distribution spatiale de la pluviométrie annuelle et la durée de la saison sèche ($p < 2t$) dans le Nordeste du Brésil. On remarque l'importance du gradient qui oppose le littoral atlantique qui reçoit plus de 1500 mm par an et ne connaît qu'une courte saison sèche et l'intérieur où, le plus souvent, la pluviométrie s'abaisse à moins de 750mm et le nombre de mois secs est supérieur à 6. L'aridité culmine dans l'intérieur de l'Etat de Paraíba ainsi qu'à la limite des Etats de Bahia et du Pernambuco (moins de 500mm par an et plus de 9 mois secs). Dans l'intérieur de l'Etat de Bahia, vers l'ouest, on quitte progressivement le domaine semi-aride de la caatinga pour retrouver une saison sèche plus courte (5 mois) et une moyenne de plus de 1000mm par an : on pénètre alors dans le domaine du cerrado. Les marques de l'aridité s'expriment aussi dans la gamme des températures observées (moyennes annuelles de 24 à 28°C et moyenne des maxima de septembre/octobre proches ou supérieures à 35°C). La saison des pluies s'étend à l'intérieur de décembre à février avec l'arrivée de l'air équatorial continental instable. Au nord, dans les Etats de Piauí, Ceará, le maximum

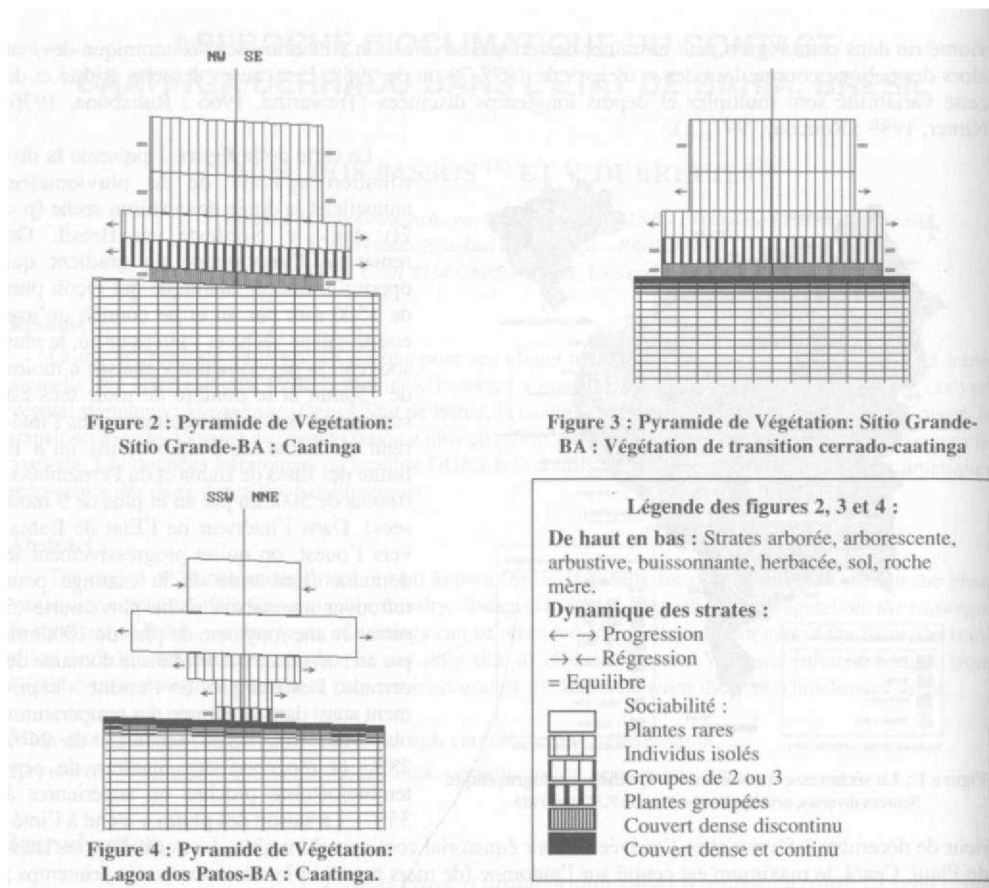
est centré sur l'automne (de mars à mai) et le minimum sur le printemps ; sur le littoral atlantique, enfin, de Natal à Salvador, le maximum est hivernal (mai à juillet) avec une originale saison sèche de fin de printemps et d'été rappelant le régime méditerranéen (Vulquin, 1979).

Surtout, c'est la variabilité interannuelle des précipitations qu'il faut souligner. Dans l'ouest de l'Etat de Bahia nous avons utilisé les données pluviométriques de trois stations: Barreiras, Barra do Rio Grande et Bom Jesus da Lapa. Le **tableau 1** montre l'importance de l'écart entre les valeurs extrêmes relevées annuellement : les grandes sécheresses de 1938-39 ou 1975-76 contrastent avec les forts abatements d'eau des années 1918-19, 1925-26 ou 1977-78. Les coefficients de variation sont élevés pour les 3 stations : 30% à Barreiras, 34% à Bom Jésus et 49% à Barra sur l'ensemble de l'année. Pour la seule saison des pluies (décembre, janvier, février), les coefficients sont respectivement de 38, 44 et 54%.

Tableau 1 : Moyennes climatiques pour 3 stations de l'ouest de Bahia, Brésil

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.	Maxi	Année	Mini	Année
1	117	114	126	60	13	1	1	1	8	49	123	135	746	1220	1918-19	338	1938-39
2	152	149	134	75	16	2	1	3	22	87	174	196	1033	1790	1977-78	567	1975-76
3	121	122	118	52	9	1	2	1	11	55	159	186	835	1665	1925-26	390	1975-76
4	25.7	26.2	26.2	25.6	25.2	23.9	23.8	25.2	26.8	26.8	26.3	25.7	26.0				

- 1- BARRA (11°08S, 43°15W, 410m.) : Précipitations moyennes 1911-1985
- 2- BARREIRAS (12°15S, 44°98W, 435m.) : Précipitations moyennes 1919-1996
- 3- BOM JESUS DA LAPA (13°30S, 43°40W, 440m.) : Précipitations moyennes 1917-2001
- 4- BOM JESUS DALAPA (13°30S, 43°40W, 440m.) : Températures moyennes 1951-2000



2. Caatinga/Cerrado : une transition complexe

La caatinga, telle que l'ont décrite les romanciers Euclides da Cunha ou Rachel de Queiroz, est la formation végétale qui caractérise le mieux le Nordeste semi-aride. Cependant elle ne doit pas être perçue comme le reflet exact des conditions climatiques parce qu'elle revêt une grande diversité de formes dans sa structure, sa composition floristique, la hauteur et la densité des arbres. Son aspect défeuillé durant la saison sèche ont conduit les indiens à la dénommer « *caatinga* » c'est à dire la forêt blanche. Martius, dès 1824, l'a définie comme "*silvae aestu aphyllae*", c'est à dire la forêt sans feuille l'été. Foury (1972) considère cette végétation xérophile du Nordeste comme un *climax* régional tout en reconnaissant sa complexité physonomique.

En terme de répartition spatiale, le fait essentiel tient au caractère de plus en plus xérique de la végétation au fur et à mesure que l'on se dirige vers le nord en direction du « cœur » aride du Paraíba et du Pernambuco ; mais dans le détail, le long de ce gradient, il existe une très grande diversité des types de caatingas comme des types de cerrados (Schnell, 1987) qui dépendent alors moins du climat que de la topographie (altitude, exposition), de la lithologie, de la pédologie et des facteurs anthropiques, cette région étant exploitée par l'Homme depuis le X^e VI^e siècle. Dans le cours moyen supérieur de Pirapora (Minas Gérais) jusqu'à la ville de São Francisco, le cerrado l'emporte qu'elle que soit l'altitude. La caatinga n'apparaît, mêlée au cerrado, qu'à la hauteur de la ville de Barreiras. Les caatingas pénètrent par le nord de la vallée et dominent dans les grandes étendues planes jusqu'à la base des versants des massifs montagneux (morros et serras). Parmi la végétation, la présence de Barriguda

(*Cavanillesia arborea*) indique une roche mère calcaire tandis que les sols peu épais portent plutôt le *xique-xique* et la « *cabeça de frade* » (tête de moine).

Trois sites ont été étudiés plus en détail pour cette étude : un à l'ouest de Barra en direction de la Chapada Diamantina, les deux autres à proximité immédiate de Barreiras. Les relevés phytogéographiques sur le terrain ont été synthétisés sous forme de pyramides de végétation (figures 2, 3 et 4) : les pyramides de végétation permettent, en effet, de faciliter l'analyse comparative des physionomies de la végétation sur le terrain en privilégiant « la formation végétale des phytogéographes » définie comme « un groupement de végétaux qui présente, malgré des différences entre les espèces, des caractères biologiques et un faciès analogues (exemple: la forêt, la lande) » (Bertrand, 1966). D'après les données climatiques du tableau 1, on pourrait s'attendre à ce que les relevés de la région de Barra soient plutôt du domaine de la caatinga. Effectivement, les relevés végétaux dans le secteur de Barra confirment la prédominance des espèces typiques de la caatinga, bien que les données climatiques montrent que l'on ne soit pas au cœur du domaine aride (figure 4) : on trouve ici des licuris (*Cocos coronata*), et des mandacarus (*Cereus jamacuru*) ; l'araçá (*Psidium sp.*) est la seule espèce du cerrado présente ici. Les deux autres sites, situés près de Barreiras, semblent appartenir déjà au domaine du cerrado (plus de 1000mm annuels et 5 mois secs) et pourtant les relevés végétaux sur le terrain montrent la présence d'un nombre encore important d'espèces typiques de la caatinga. Certes, la physionomie de la végétation (figures 2 et 3) rappelle davantage le cerrado avec les strates herbacées et arborées bien représentées, mais les relevés floristiques révèlent des mélanges complexes entre les espèces du cerrado (*Caryocar brasiliensis*, *Stryphnodendron barbatimão*, *Esenbeckia leiocarpa*, *Annona coriacea*, notamment) et celles de la caatinga (*Andira panviflora*, *Caesalpinia leiostachya*, *Caesalpinia pyramidalis*, ...).

3. Apport de la télédétection pour la spatialisation de la limite caatinga-cerrado

Afin de mieux préciser dans l'espace ce contact entre cerrado et caatinga, on a choisi d'utiliser les données à basse résolution spatiale du satellite géostationnaire GOES-8 (Geostationary Operational Environmental Satellites, Dubreuil et al., 2000). En l'absence d'un canal dans le proche infrarouge, ce sont les données infrarouge thermique qui permettent de bien caractériser l'état du couvert végétal. En effet, les

températures de brillance maximales (TBMax) mesurées par le radiomètre dépendent de la densité de la végétation et de son état d'alimentation en eau. Une telle approche a pu être utilisée avec les données équivalentes METEOSAT pour effectuer un suivi du développement de la végétation au cours de la saison des pluies en Afrique (Guillot et al., 1994). Le même type de synthèse journalière puis mensuelle des images tri-horaires de l'année 2000 a été réalisé pour cette étude: la synthèse mensuelle permet d'éliminer les pixels nuageux en ne retenant, pour chaque pixel, que la valeur maximum observée au cours du mois.

Seules les images des synthèses de février et septembre sont présentées ici car elles correspondent à deux mois « clés » pour la végétation dans la région. Février est, avec janvier, le mois le plus arrosé dans l'intérieur : sur la figure 5, la quasi totalité du Nordeste connaît des TBMax peu élevées (20 à 25°C) ce qui témoigne de

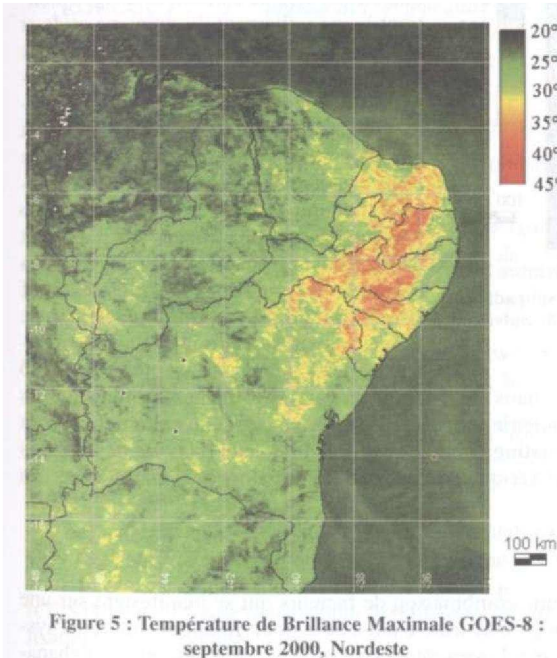


Figure 5 : Température de Brillance Maximale GOES-8 : septembre 2000, Nordeste

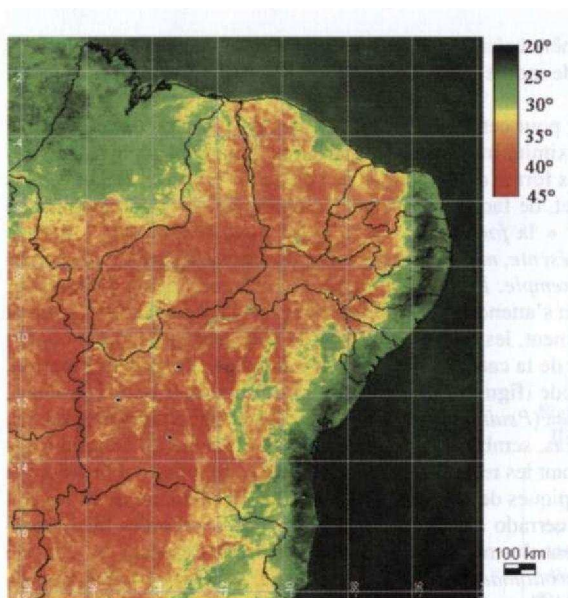


Figure 6 : Température de Brillance Maximale GOES-8 : septembre 2000, Nordeste

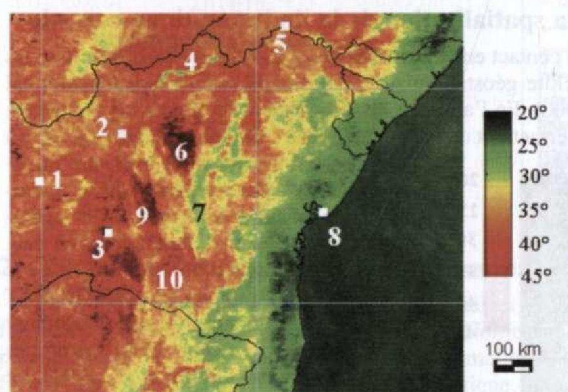


Figure 7 : Zoom sur l'Etat de Bahia (TBMax de septembre 2000)
1: Barreiras; 2: Barra; 3: Bom Jesus; 4: Sobradinho;
5: Petrolina; 6: Irecê; 7: Chapada Diamantina; 8: Salvador;
9: Ibitanga; 10: Brumado

la présence d'un couvert végétal ayant reçu un apport d'eau conséquent pendant la saison des pluies. Les secteurs les plus arides de l'intérieur du Paraíba et du Pernambuco apparaissent d'ailleurs bien avec des températures plus élevées. Septembre coïncide avec la fin de la saison pluvieuse sur le littoral occidental et à la fin de la saison sèche dans les régions les

] plus orientales (Goiás, Maranhão). L'image de la figure 6 permet d'opposer clairement les régions littorales de la façade atlantique de Bahia jusqu'au Cap São Roque (où les températures plus basses témoignent du bon état d'alimentation en eau du couvert végétal à la fin de la saison la plus arrosée) avec celles de l'intérieur où les TBMax, très élevées, correspondent à un couvert végétal desséché.

La comparaison des deux images montre bien la différence entre les noyaux arides du nord-est, où finalement les TBMax restent toujours à des niveaux assez élevés quel que soit le mois du fi de la faible densité du couvert végétal, et les régions du sud-ouest où le contraste saisonnier est plus marqué et mieux rythmé par une pluviométrie plus soutenue. Mais, dans le détail, ces images montrent le morcellement du domaine aride el semi-aride (figure 7). De nombreux îlots de « fraîcheur » liés aux massifs montagneux ou aux principales vallées (l'immense lac de retenue de Sobradinho est parfaitement visible) se détachent tels des oasis de verdure, les « brejos ». A l'opposé, notamment sur la rive droite du Rio São Francisco, apparaissent des plaines et dépressions surchauffées où la caatinga constitue le type de végétation exclusif (Irecê, Ibitanga). A l'ouest de l'Etat de Bahia, autour de Barreiras, l'aspect

moucheté de l'image de septembre 2000 renvoie à l'hétérogénéité du couvert végétal : dans cette région la caatinga « haute » domine sur les interfluves et les sols sableux mais une pluviométrie un peu plus soutenue permet à certaines espèces du cerrado de se développer. En revanche la caatinga « basse » est plus fréquente dans les dépressions argileuses et les zones hydromorphes : l'aspect xérique de la végétation est alors plus marqué avec un plus faible nombre d'espèces du cerrado.

Conclusion

L'aridité dans le Nordeste s'explique par une combinaison de facteurs qui se manifestent sur une grande surface à proximité de l'Equateur : la région se trouve ainsi au « point final des différents systèmes perturbés » (Nimer, 1989). Toutes les terres basses situées au pied ou entre les serras et chapadas

connaissent des températures élevées et une pluviométrie déficitaire : traditionnellement, l'isohyète 750mm est utilisée pour définir le polygone des sécheresses, région d'intervention des pouvoirs publics dans le domaine aride et semi-aride nordestin. Mais, vers l'intérieur, le domaine de la caatinga s'étend plus loin vers l'ouest, s'insinuant entre les paysages du cerrado du Centre Brésilien : le climat n'est alors plus qu'un des facteurs explicatifs de la position de la limite entre la caatinga et le cerrado. Les données de télédétection soulignent comment la nature des sols, la topographie et l'action de l'Homme contribuent parfois tout autant à expliquer les transitions subtiles entre les deux domaines végétaux.

Bibliographie

- AZIZ AB'SABER, 1999 : *Dossie Nordeste Seco* ; São Paulo: USP - Instituto de Estudos Avancados; v. 13; n. 36, p. 24-5.
- BERTRAND, G. (1966) : "Pour une étude géographique de la végétation". *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. XXXVII, TOULOUSE.
- DUBREUIL V., LECAMUS A., DAGORNE D., MAITELLI G.T., 2000 : Apport des satellites géostationnaires GOES pour l'étude du climat du Mato Grosso, Brésil ; *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 13, p. 401-409.
- FOURY, A.P, 1972 - As matas do Nordeste Brasileiro e sua importância econômica. Rio de Janeiro: *Boletim Geográfico*, 31 (227): 14-121
- GUILLOT B., LAHUEC J.P., DAGORNE D., 1994 : *Satellite et surveillance du climat. Atlas de veille climatique : 1986-1994*, ORSTOM-Météo-France, Paris, 91 p.
- MARTIUS, CF. PH., 1824: Die Physiognomie des Phanzenreiches in Brasilien, *Reise in Brasilien*. Bol. 1-13, p. 1823-31.
- NIMER E., 1989 : *Climatologia do Brasil*, IBGE, Rio de Janeiro, 421 p.
- PASSOS, M.M. DOS, 1998 : *Biogeografia e Paisagem*. Présidente Prudente: UNESP, 256 p.
- RATISBONA, L.R. (1976) : The climate of Brazil. *World Survey of Climatology*, 12(5), p 219-293.
- R O U C O U P., 1997 : *Impact des températures de surface océanique d'échelle globale sur la dynamique de l'atmosphère et les précipitations tropicales en Amérique du Sud à l'est des Andes: diagnostic et simulations numériques*, Thèse de doctorat de géographie de l'Université de Bourgogne, Dijon, 199 p.
- SCHNELL R., 1987 : *La flore et la végétation de l'Amérique tropicale*, Masson, 2 vol., 928 p.
- TREWARTHA G.T., 1966 : *The earth's problem climates*. The University of Wisconsin Press, Methuen & Co. Ltd. London; 334 p.
- VULQUIN A., 1979 : *Comparaison entre le climat de Buenos Aires et les climats de la façade orientale du Brésil*, Thèse d'Etat de l'Université de Bourgogne, 2 tomes, 555 p.

Données climatiques:

GHCN (Global Historical Climatology Network), mis en place par le CDIAC/ORNL (Carbon Dioxide Information Analysis Center /Oak Ridge National Laboratory) et le NCDC (National Climatic Data Center) : .

INMET: Instituto Nacional da METeorologia, Brésil

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier pour leur collaboration : Dominique Dagonne (IRD) et Jean Pierre Olry (SATMOS Lannion) pour l'accès aux données satellitaires GOES, Olivier Planchon (COSTEL) pour la mise à disposition des données climatiques du GHCN, Pascal Gouery et Frédéric Damato (CO S TEL) pour l'aide fournie pour le traitement des images et Erwan Lefeuvre (COS TEL) pour la réalisation cartographique.

ÉTUDE TOPOCLIMATIQUE D'UNE RÉGION TOURISTIQUE SUBCARPATIQUE - "POGÔRZE TUCHOWSKIE"

B. OLECHNOWICZ-BOBROWSKA ET J. GACEK

*Laboratoire de Météorologie et Climatologie Agricoles, Université Agricole de Cracovie, Pologne,
e-mail : rmolechn@cyf-kr.edu.pl*

Résumé

Cette étude a pour objectif d'effectuer une classification topoclimatique d'une petite région touristique située dans la zone des Précarpatates, dans la partie méridionale de la Pologne. A partir de résultats de mesure de température de l'air, de l'humidité relative et de la vitesse du vent on a analysé l'influence du relief et de la couverture végétale sur les conditions climatiques locales, pour des situations synoptiques représentatives.

Abstract

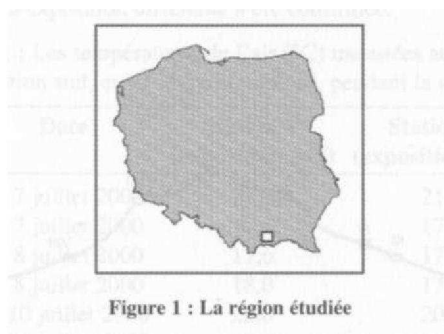
The main aim of this study was the topoclimatic classification of a small tourist and rest region situated in the Precarpatian zone, in the southern part of Poland. Taking into account the results of measurements of air temperature, relative humidity and wind speed, a detailed analysis of the influence of orography as well as of vegetation-cover upon local climatic conditions has been carried out.

Mots-clés : Topoclimatologie, température de l'air, humidité relative, vent, Pologne.

Keywords : Topoclimatology, air temperature, relative humidity, wind speed, Poland.

Introduction

Une bonne connaissance des conditions climatiques locales des régions rurales s'avère de plus en plus importante compte tenu du développement rapide du „tourisme rural” (séjours estivaux à la campagne, chez les particuliers) que l'on observe récemment en Pologne (Samborski et Koiodziej, 2000). C'est dans ce but que nous avons entrepris une étude concernant la répartition géographique et l'évaluation de différents topoclimats dans une petite région - Pogôrze Tuchowskie, intéressante du point de vue du repos et du tourisme, située dans les Précarpatates, dans la partie méridionale de la Pologne (figure 1).



1. Objectif de l'étude

L'objectif de notre recherche a d'abord été d'étudier l'influence du relief (altitude, exposition et pente) et de la couverture végétale sur les éléments du climat les plus importants, et ensuite, d'évaluer, à partir des résultats obtenus, les conditions topoclimatiques existantes.

2. L'espace étudié

L'originalité du régime climatique de la région considérée réside dans un climat relativement doux, dépourvu aussi bien de périodes pénibles, à la fois froides et humides ou excessivement chaudes, que de grandes et brusques variations thermiques et de vents particulièrement forts, ce qui la rend spécialement favorable au tourisme et au repos estival. La température moyenne annuelle y atteint presque 8 °C, ce qui permet de la classer parmi les régions les plus chaudes du pays. Les vents prédominants y sont des vents d'ouest et de nord-ouest, et seulement dans les vallées on observe parfois de forts vents du sud (German, 1992; Hess, 1965; Obrębska-Starkłowa, 1973).

La région "Pogorze Tuchowskie" se situe dans l'étage "tempéré chaud" selon la division des Carpates en étages climatiques, proposée par M. Hess (Hess, 1965). Les traits caractéristiques de son climat peuvent être déterminés par les valeurs moyennes multiannuelles suivantes :

Température annuelle	7,5 °C
Température du mois le plus chaud	17,5 °C
Température du mois le plus froid	-3,8 °C
Amplitude annuelle de la température	21,3 °C
Durée de la saison de végétation	221 jours
Nombre de jours avec $t_{\text{max}} > 25^{\circ}\text{C}$	39 par an.
Précipitations annuelles	730 mm
Nombre de jours avec précipitation	175 par an

3. Méthodologie utilisée

Les travaux sur le terrain ont consisté en des mesures itinérantes de la température et de l'humidité de l'air, et de la vitesse du vent, complétées par les observations de la nébulosité et de la vitesse du vent. Ces mesures ont été effectuées au cours de journées choisies, aussi bien radiatives qu'advectives, en été et en hiver 2000, ainsi qu'au printemps 2001, sur deux itinéraires différents: un profil „long” et un profil „court” (figure 2 et 3). On a mené ces mesures en utilisant l'instrumentation installée sur une voiture spécialement équipée dans ce but. Le système de mesures comprenait des thermomètres à résistance et des anémomètres photoélectriques ; l'humidité de l'air a été déterminée par la méthode psychrométrique. Les données recueillies ont été présentées sur des diagrammes et cartographiées.

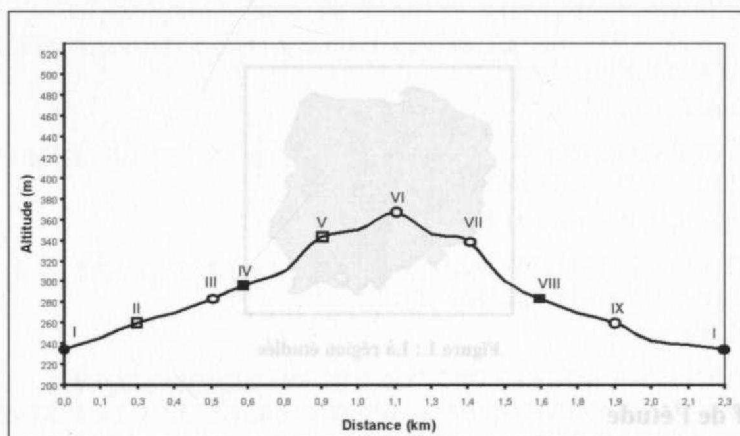


Figure 2: Profil hypsométrique „court”. Stations de mesures situées:
 ● dans la vallée, □ sur la prairie, ○ sur la prairie en proximité des terrains boisés, ■ dans la forêt

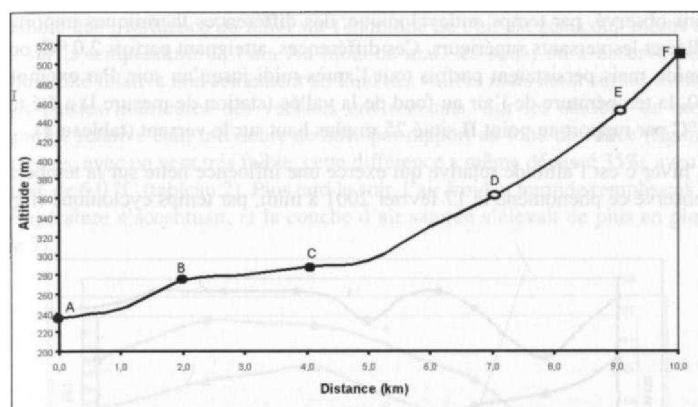


Figure 3: Profil hypsométrique „long”. Stations de mesures situées:

● dans la vallée, ○ sur le col, ■ sur le versant dégagé et sur le plateau

L'analyse des matériaux rassemblés a permis une évaluation des conditions thermiques, hygrométriques et celles de la vitesse du vent, lors du temps anticyclonique, mais aussi lors du temps cyclonique avec des vents relativement forts. Cette évaluation concerne les points de mesure individuels ainsi que les différents types de topoclimats que nous avons distingués dans la région étudiée.

4. Résultats

Nous avons constaté que, pendant l'été, l'exposition exerce une influence essentielle sur la température de l'air aussi bien à midi que le soir. Certains jours, les différences thermiques entre les versants exposés au sud („adret”) et les versants exposés au nord („ubac”) ont été plus importantes le soir qu'à midi, ce qui est du vraisemblablement au cycle diurne de la nébulosité. Une nébulosité convective considérable observée souvent à midi peut effacer les différences de température causées par l'exposition, tandis que l'absence totale de nuages le soir favorise l'augmentation des différences thermiques entraînées par le relief. Néanmoins, l'influence essentielle du relief sur les variations de température sur des pentes à exposition différente a été confirmée.

Tableau 1 : Les températures de l'air (°C) mesurées aux stations :
V - exposition sud, et VI -exposition nord, pendant la saison d'été.

Mesures effectuées	Date	Station V (exposition sud)	Station VI (exposition nord)	Écart: Dt = t(V) - t(VI)
à midi	le 7 juillet 2000	23,0	21,4	1,6
le soir	le 7 juillet 2000	18,5	17,9	0,6
à midi	le 8 juillet 2000	17,6	17,6	0,0
le soir	le 8 juillet 2000	18,0	17,6	0,4
à midi	le 10 juillet 2000	22,6	20,4	2,2
le soir	le 10 juillet 2000	22,5	21,8	0,7
à midi	le 17 août 2000	27,3	27,5	-0,2
le soir	le 17 août 2000	28,9	26,8	2,1
à midi	le 18 août 2000	25,9	24,4	L5
le soir	le 18 août 2000	27,0	26,0	L0

Nous avons observé, par temps anticyclonique, des différences thermiques importantes entre le fond de la vallée et les versants supérieurs. Ces différences, atteignant parfois 2,0 °C, ont eu lieu non seulement à midi, mais persistaient parfois tout l'après-midi jusqu'au soir. Par exemple, le 18 août 2000, à 18h20, la température de l'air au fond de la vallée (station de mesure I) a été toujours supérieure de 1,7 °C par rapport au point II situé 25 m plus haut sur le versant (tableau 1).

Pendant l'hiver c'est l'altitude relative qui exerce une influence nette sur la température de l'air. Nous avons observé ce phénomène le 17 février 2001 à midi, par temps cyclonique (figure 4).

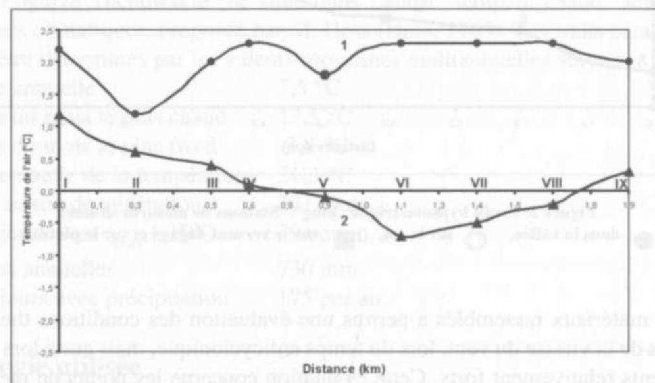


Figure 4 : Variation de la température de l'air le long du profil „court" le 17 février 2001, par temps cyclonique.
1 - mesures effectuées 12h20, 2 - mesures effectuées 17h10

Nous avons constaté qu'au mois de mars, par temps anticyclonique, le soir (à 17h30), la température de l'air a été plus élevée sur la pente qu'au fond de la vallée, avec une différence d'altitude d'environ 50 m entre ces deux sites, ce qui indiquerait le développement d'une inversion thermique dans sa phase initiale. Pourtant, en même temps, sur les parties supérieures de versants, la température diminuait toujours avec l'altitude, et la différence thermique entre les stations de mesure situées à 510 m et 280 m atteint 3,0 °C (figure 5).

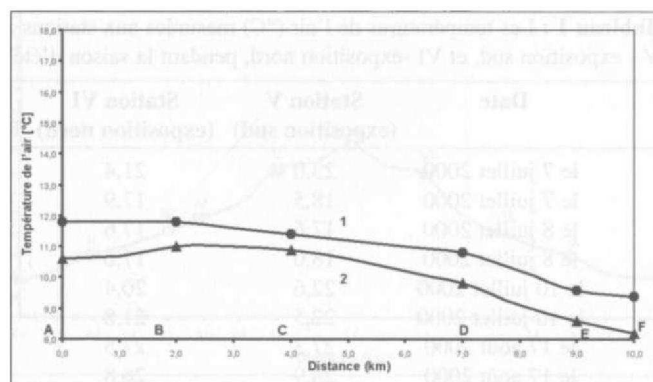


Figure 5 : Variation de la température de l'air le long du profil „long" le 31 mars 2001, par temps anticyclonique.
1 - mesures effectuées 15h40 - 16h20, 2 - mesures effectuées 17h15 - 17h50

Il nous semble que l'influence du relief sur l'humidité de l'air est beaucoup moins accentuée que celle exercée sur la température de l'air. Au mois de mai, les soirs, on a observé des valeurs très élevées de l'humidité relative non seulement au fond des vallées mais aussi sur les stations de mesure situées sur les parties inférieures des versants environnants. Sur les stations de mesure les plus élevées, l'humidité relative était inférieure de 20% par rapport au fond de vallée (figure 6). Lors des situations extrêmes, avec un vent très faible, cette différence a même dépassé 35%, avec un écart thermique simultané de 6,0 °C (tableau 2). Plus tard le soir, l'air froid et humide remplissait la vallée, l'inversion de température s'accroissait, et la couche d'air saturée s'élevait de plus en plus haut sur les pentes (figure 7).

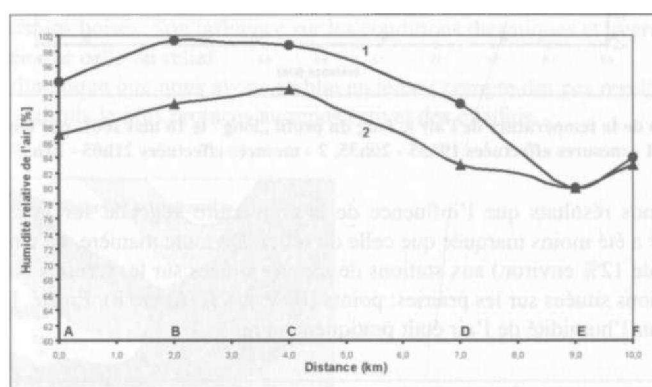


Figure 6 : Variation de l'humidité relative de l'air le long du profil „ « long », le 16 mai 2001, par temps anticyclonique. 1 - mesures effectuées 21h05 - 21h55, 2 - mesures effectuées 19h35 - 20h25

Tableau 2 : Température de l'air, humidité relative et vitesse du vent mesurées le long du profil, « court » le 20 mai 2001.

No du point de mesures	Température de l'air (oC)	Humidité relative de l'air (%)	Vitesse du vent (m s-1)
I	12,6	65	0,7
II	12,6	66	0,2
III	12,7	65	1,3
IV	11,1	7 ⁴	0,1
V	10,2	88	0,0
VI	8,2	98	0,0
VII	7,6	98	0,0
VIII	7,1	98	0,2
IX	7,0	98	0,2

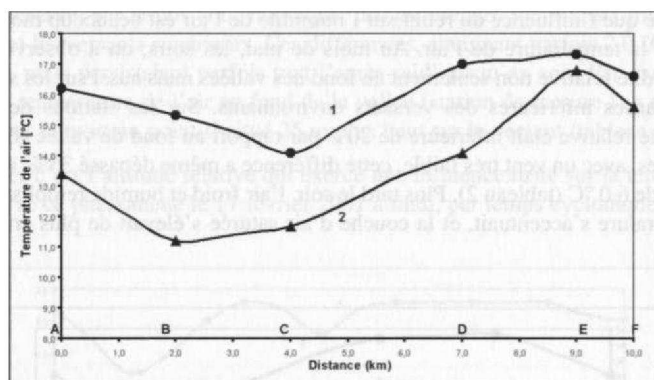


Figure 7 : Variation de la température de l'air le long du profil „long” le 16 mai 2001, par temps anticyclonique.
1 - mesures effectuées 19h35 - 20h35, 2 - mesures effectuées 21h05 - 21h55

Il ressort de nos résultats que l'influence de la couverture végétale sur la température et sur l'humidité de l'air a été moins marquée que celle du relief. De toute manière, on a noté l'humidité de l'air plus élevée (de 12% environ) aux stations de mesure situées sur les terrains boisés (points IV et VIII), qu'aux stations situées sur les prairies: points III, V et VII (figure 8). En été, le soir, l'influence de la végétation sur l'humidité de l'air était pratiquement nulle.

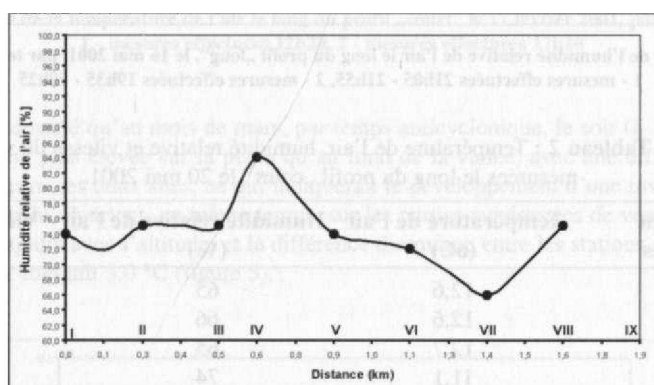


Figure 8 : Variation de l'humidité relative de l'air le long du profil „court” le 7 juillet 2000 midi par temps anticyclonique.

Compte tenu de l'analyse des résultats obtenus nous avons essayé de diviser l'espace étudié en différentes zones topoclimatiques. De cette façon les cinq types suivants de topoclimat ont été distingués, selon qu'ils favorisent le tourisme et le repos estival:

- Zone A - la plus favorable, pentes ensoleillées prédominantes;
- Zone B - relativement favorable, terrains boisés prédominants;
- Zone C - moins favorable, terrains plats et pentes faiblement ensoleillées prédominantes;
- Zone D - intermédiaire, surtout les larges fonds de vallées;
- Zone E - défavorable, vallées profondes et étroites.

Les étendues de ces cinq types de topoclimats dans la région étudiée ont été présentées sur la carte ci-jointe (figure 9).

Conclusions

Les résultats obtenus permettent d'évaluer l'aptitude de conditions topoclimatiques actuelles pour le besoin du „tourisme rural". De ce point de vue, les terrains situés sur les pentes ensoleillées, surtout avec une exposition sud et sud-est (les adrets), semblent être les plus propices. Nous avons divisé les terrains de vallée en deux groupes différents: a/ les vastes fonds de vallées larges, et b/ des vallées profondes et étroites, ces dernières étant moins favorables aussi bien sur le plan thermique qu'hygrométrique, car plus froides non seulement aux heures vespérales et nocturnes mais aussi aux heures diurnes. Par contre, les faibles vitesses du vent peuvent parfois s'avérer comme un trait positif du climat local.

L'importance topoclimatique de la couverture végétale repose surtout sur la réduction de la vitesse du vent dans les terrains boisés. Son influence sur les conditions thermiques et hygrométrique semble être moins marquée que celle du relief.

La carte topoclimatique que nous avons établie en tenant compte des ces résultats peut être utile pour le choix des endroits le plus propices au repos estival des citoyens.

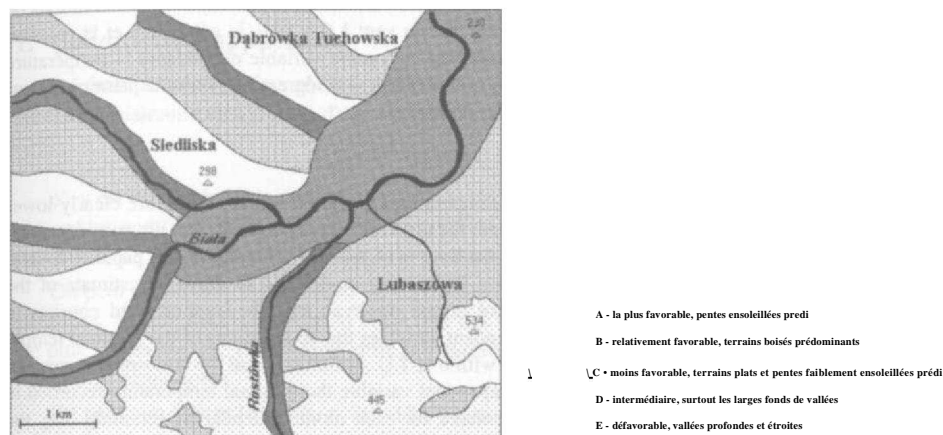


Figure 9 : Evaluation de conditions topoclimatiques.

Bibliographie

- GERMAN K., 1992 : *Types of the natural environment in the western sector of carpathian foothills*. Rozprawy habilitacyjne 246, UJ Krakow, 213 p.
- HESS M., 1965 : *Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians*. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 11, Krakow, 258 p.
- OBREBSKA-STARKLOWA B., 1973 : *Meso- and microclimatic conditions at Szymbark*. Dokumentacja Geograficzna 5, IG PAN Warszawa, 123 p.
- SAMBORSKI A. S., KOŁODZIEJ J., 2000 : Influence of the summer weather conditions on the development of agrotourism in the Zamosc region. *Acta Agrophysica*, 34 : 147-156.

ESTIMATION DES TEMPÉRATURES MINIMALES DANS LES VALLEES DES ARDENNES BELGES

M. VANDIEPENBEECK

*Institut Royal Météorologique de Belgique
Av. Circulaire, 3 - 1180 Bruxelles Belgique
marc.tandiepenbeeck@oma.be*

Résumé

Lors de certains types de temps, les températures minimales observées dans les vallées sont nettement inférieures à celles mesurées sur les hauteurs environnantes. En effet, l'air froid, plus lourd que l'air chaud s'écoule le long des flancs de la vallée et crée un lac d'air froid dans le fond de celle-ci. Le but de cet article est double : faire une estimation des températures minimales dans un modèle de prévision et faire une estimation des valeurs possibles dans une vallée lors du contrôle de qualité des observations. La méthode utilisée consiste à établir des régressions linéaires multiples avec comme variables indépendantes les observations de la température minimale, la vitesse moyenne sur 10 minutes du vent à 6 h T.U., la nébulosité et la pression atmosphérique à la même heure à la station de Saint-Hubert et comme variable dépendante la température minimale relevée à Rochefort dans la vallée de la Lesse. On établit une régression pour chaque mois calendrier en ne retenant que les variables indépendantes significatives.

Abstract

At the time of some weather types, the minimal temperatures observed in the valleys are clearly lower than those measured on the surrounding heights. Indeed, the cold air, heavier than the hot air, runs out along the sides of the valley and creates a lake of cold air in the bottom of this one. The aim of this paper is double: to make an estimate of the minimal temperatures in a forecasting model and to make an estimate of the possible values in a valley during the quality control of the observations. The method used consists in establishing multiple linear regressions with as independent variables the observations of the minimal temperature, the mean velocity over 10 minutes of the wind with 6 H TU., nebulosity and the atmospheric pressure per same hour at the station of Saint-Hubert and as dependent variable the minimal temperature recorded in Rochefort in the valley of Lesse. A regression is calculated for each month calendar by retaining only the significant independent variables.

Mots-clés : Topoclimatologie, statistique, modèle, prévision.

Keywords : Topoclimatology, statistics, model, forecast.

Introduction

La topographie a une grande importance dans la variation spatiale des températures et plus particulièrement sur les températures minimales de la nuit. Lorsque le temps est calme et le ciel bien dégagé, l'air froid s'accumule dans les vallées, dans les cuvettes ou au bas des coteaux. En fin de nuit, les températures peuvent être très basses et souvent, elles sont même largement inférieures aux températures mesurées au bord supérieur de la vallée ou sur le plateau avoisinant (Erpicum, 1983). En revanche, lorsque le temps est plus instable, il fait plus froid en altitude (Hufty, 2001). Les conditions météorologiques caractéristiques pour observer une inversion de températures dans les vallées correspondent à des situations anticycloniques. C'est en effet avec ce type de temps que l'atmosphère est stable : peu de vent et une nébulosité peu importante voire nulle sur le plateau; il n'est pas rare que des brouillards se forment dans le fond des vallées dans ce type de temps. C'est ainsi que la température minimale la plus basse enregistrée en Belgique l'a été dans une vallée (Rochefort, 193 m) et non sur le point culminant de la Belgique (Botrange, 694 m) (Sneyers et Vandiepenbeeck, 1995).

Si l'on parvient à estimer les différences possibles entre les hauteurs et les bas de vallées, entre des coteaux et des cuvettes, on aura des outils soit pour la prévision soit pour la vérification des températures en ces sites particuliers. Dans le premier cas, la maille des résultats des modèles de prévisions est généralement grande. Même le modèle à mailles fines, comme Aladin - Belgique avec une maille de 7 km * 7 km, peut gommer les effets d'une vallée. Il est donc intéressant pour le prévisionniste de pouvoir disposer d'une méthode d'estimation des minima possibles dans ces sites particuliers en fonction des circonstances atmosphériques prévues. Dans le deuxième cas on peut par la même méthode obtenir un outil d'aide à la vérification des températures minimales observées dans ces stations où la topographie a une influence très importante sur le comportement de l'évolution des températures au cours de la nuit.

À partir des observations, on cherchera des corrélations entre la température minimale mesurée dans une vallée et la température minimale mesurée sur une hauteur avoisinante. En partant de la température minimale dans la station d'altitude, on va ajouter des variables explicatives supplémentaires qui pourraient aider à prévoir ou à vérifier les températures minimales dans les fonds de vallées ou de cuvettes.

1. Conditions d'application

On établira une relation entre la température minimale observée dans la vallée et celle sur une hauteur avoisinante en ajoutant d'autres paramètres qui affineront le résultat :

$$y = a + bx_1 + cx_2 + dx_3 + ex_4 + \dots D_j$$

où y est la variable dépendante et $x_1, x_2, x_3, x_4, \dots$ sont les variables indépendantes, les a, b, c, d, \dots sont les coefficients de régression. On suppose que les variables aléatoires D_j sont normales, indépendantes, de moyenne nulle et de même variance (Dagnelies, 1973, 1975).

On peut considérer une relation de dépendance du même genre lorsque les variables x, y, \dots sont aléatoires. Il faut alors supposer en outre que ces variables sont toutes indépendantes des résidus D_j . De plus s'il existe une corrélation entre les variables explicatives, il ne faut pas que ces corrélations soient trop prononcées.

On peut considérer le cas de n variables aléatoires interdépendantes x_1, x_2, x_3, \dots dont on suppose que la distribution commune est une distribution normale à n dimensions. D'autres modèles peuvent être considérés de façon à tenir compte par exemple d'une éventuelle inégalité des variances des résidus D_j ou d'une éventuelle corrélation entre ces résidus.

2. Choix des variables

On tentera d'expliquer le comportement des températures minimales observées dans une vallée en fonction de différents paramètres météorologiques. Le premier paramètre qui vient naturellement est le minimum d'une station qui ne s'écarte généralement pas du minimum d'une station voisine.

Rochefort a été choisie comme station de vallée. Ce choix a été guidé par le fait qu'il existe, en plus des observations classiques, une mesure continue de la température. Cela permettait de lever toute ambiguïté de la part des correcteurs qui auraient pu modifier des valeurs qui leur semblaient trop différentes des stations voisines.

La station de plateau a été choisie parmi les stations synoptiques : elle mesure à intervalle régulier (toutes les heures) la température, la nébulosité, la vitesse moyenne du vent et la pression atmosphérique ainsi que d'autres paramètres. On a retenu comme valeur de la température minimale la même que celle qui est utilisée pour la station de vallée à savoir les minima observés à 6 heures du matin en temps universel (7 heures temps officiel en hiver, 8 h temps officiel en été), sur une période qui couvre les 24 heures qui précèdent l'observation.

Les calculs ont été réalisés sur la période de 1985 à 2001. Les régressions ont été élaborées par mois avec les valeurs quotidiennes des différents paramètres choisis.

La série est constituée de l'ensemble des températures minimales relevées à Saint-Hubert. Dans les deux cas les valeurs minimales correspondent au minimum relevé sur la période de 24 heures qui précède l'observation.

Comme nous l'avons suggéré dans l'introduction, nous allons ajouter comme variables explicatives supplémentaires la nébulosité (x_2), la vitesse du vent (x_3) et la pression atmosphérique (x_4) mesurées à 6 h T.U. (Temps Universel). Le choix de cette heure provient du fait que dans une grande majorité des cas, la température minimale de la nuit se produit juste après le lever du Soleil. En effet, la température minimale va présenter un comportement particulier en fonction des conditions atmosphériques (Ercicum, 1979). Notre temps est fortement influencé par des conditions cycloniques, ce qui se traduit par une nébulosité importante comme nous le montre la **figure 1**.

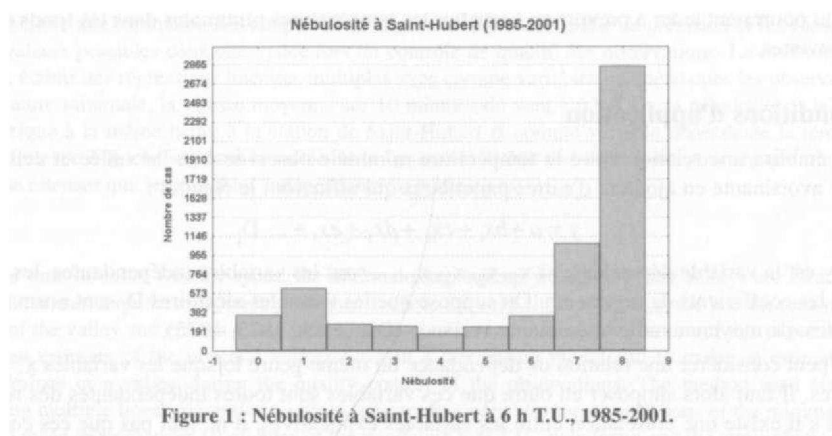


Figure 1 : Nébulosité à Saint-Hubert à 6 h T.U., 1985-2001.

Dans des conditions anticycloniques, on a généralement une nébulosité peu importante, une vitesse de vent peu élevée et une pression supérieure à 1020 hPa. Dans ces situations, les températures minimales dans les vallées peuvent être inférieures à celles observées aux stations dont l'altitude est plus grande. Ainsi, le 14 janvier 1985, on mesure un minimum de -16.9°C à Saint-Hubert (550 m) alors que l'on note -22.4°C à Rochefort (193 m) et -23.2°C à Houyet (118 m).

Par situation cyclonique, on peut connaître deux types de comportements des températures minimales. La situation la plus classique correspond à des températures plus basses en altitude que dans les sites à faible élévation ; ce fut le cas le premier mai 1985 avec, à Rochefort, un minimum de 4.5°C , à Houyet, de 5.0°C et à Saint-Hubert, de 1.8°C . L'autre situation conduit à des températures similaires quelle que soit l'altitude : un temps très venteux amène un brassage très important des températures, un temps pluvieux peut également conduire à des températures assez homogènes quelle que soit l'altitude des stations. Au cours de la journée du 5 mai 1985, on mesurait un minimum de 3.0°C à Rochefort et de 3.2°C à Saint-Hubert, le minimum étant un peu plus élevé à Houyet où le thermomètre à minima avait indiqué 4.6°C .

Les données des températures minimales ont été extraites du fichier qui contient l'ensemble des données du réseau thermométrique belge. Les données relatives à la nébulosité, au vent et à la pression de Saint-Hubert sont extraites de la base de données synoptiques.

3. Régressions

La première opération consiste en l'examen des coefficients de corrélation entre les variables indépendantes : il est en effet inutile d'utiliser deux variables qui s'expliquent mutuellement ; si l'une est très corrélée avec une autre variable indépendante, l'autre le sera aussi (Dagnelies 1973, 1975). Les coefficients de corrélation des variables indépendantes sont donnés dans le **tableau 1**. Ils ont été obtenus à l'aide du logiciel Statistica de Stasoft.

L'examen de ce tableau montre qu'il y a peu de corrélation entre les variables indépendantes qui ont été sélectionnées pour la réalisation des régressions.

Tableau 1 : Coefficients de corrélation entre les variables annuelles indépendantes du modèle.

	Température minimale	Nébulosité	Vitesse moyenne du vent	Pression atmosphérique
Température minimale	1.000000	-.043175	-.162213	-.111673
Nébulosité	-.043175	1.000000	.123078	-.320989
Vitesse moyenne du vent	-.162213	.123078	1.000000	-.285246
Pression atmosphérique	-.111673	-.320989	-.285246	1.000000

On établit une relation de régression entre les variables indépendantes pour chaque mois à l'aide du programme Statistica. Pour chaque relation, on examine le "résumé de la régression". Dans l'exposé, on va utiliser le mois de janvier, mais on appliquera la même méthode pour chaque mois de l'année. Le résumé fournit pour ce mois de janvier est présenté dans le **tableau 2**.

Les coefficients Bêta sont les coefficients de régression qui seraient obtenus en effectuant une standardisation de toutes les variables afin d'obtenir pour chacune une moyenne égale à 0 et un écart-type égal à 1 (centrage-réduction). L'avantage des coefficients Bêta (sur les Coefficients B qui ne sont pas standardisés) est que l'importance de ces coefficients Bêta vous permet de comparer directement la contribution relative de chaque variable indépendante à la prévision de la variable dépendante.

La valeur du niveau p (en anglais : p-level, terme utilisé la première fois par Brownlee en 1960) représente un indice décroissant de la fiabilité d'un résultat. Plus le niveau p est élevé, et moins on peut croire que la relation observée entre les variables de l'échantillon est un bon indicateur de la relation entre les variables respectives dans la population. Plus précisément, le niveau p représente la probabilité d'erreur qui est liée à l'acceptation d'un résultat observé comme valide, c'est-à-dire comme "représentatif de la population". Par exemple, un niveau p de 0,05 (c'est-à-dire 1/20) indique qu'il existe une probabilité de 5% pour que la relation entre les variables trouvées dans notre échantillon soit une "coïncidence" ou "due à la chance".

**Tableau 2 : Coefficients de la régression pour la variable indépendante :
Température minimale de Rochefort en relation avec quatre variables explicatives.**

	BETA	Erreur standard de BETA	B	Erreur standard de B	Niveau p
Ordonnée à l'origine			16.750	10.153	.099
Température minimale	.825	.0187	1.036	.0235	.000
Nébulosité	.171	.0191	.366	.0408	.000
Vitesse moyenne du vent	.0562	.0194	.145	.0499	.004
Pression atmosphérique	-.0382	.0199	-.019	.0098	.056

Le niveau p pour le paramètre "pression atmosphérique" est supérieur à 0,05, ce qui signifie que ce paramètre ne contribue pas beaucoup à la régression. La variance résiduelle de la régression, lorsqu'on utilise les 4 paramètres, est de 5,338. Les variances résiduelles pour chaque régression simple sont données dans le **tableau 3**.

Tableau 3 : variances résiduelles des régressions simples.

Paramètre	Variance résiduelle
Température minimale	6,57
Nébulosité	28,383
Vitesse moyenne du vent	33,575
Pression atmosphérique	33,597

Si l'on reconsidère la régression multiple sans faire intervenir la pression atmosphérique, on obtient dans le **tableau 4** les valeurs suivantes pour la régression :

**Tableau 4 : Coefficients de la régression pour la variable indépendante :
Température minimale de Rochefort en relation avec trois variables explicatives.**

	BETA	Erreur standard de BETA	B	Erreur standard de B	Niveau p
Ordonnée à l'origine			-2.706	.367	.000
Température minimale	.825	.01 88	1.036	.0236	.000
Nébulosité	.182	.01 .82	.390	.0390	.000
Vitesse moyenne du vent	.0720	.01 77	.185	.0454	.000053

Tous les niveaux p sont inférieurs à 0,05; on peut donc utiliser les trois variables indépendantes pour la régression permettant d'évaluer la température minimale à Rochefort. Dans ce cas la variance résiduelle est 5,367, ce qui est à peine plus élevé que dans le cas où l'on tiendrait compte de la pression atmosphérique.

La régression pour le mois de janvier est donc la suivante :

$$t = -2.70647 + 1.03644 * th + 0.38957 * neb + 0.18499 * v \quad (1)$$

où

t = la température minimale à Rochefort

th = la température minimale à Saint-Hubert

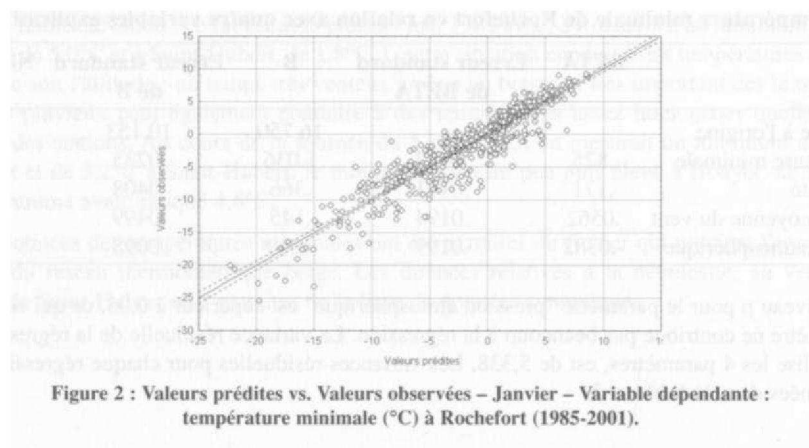
neb = la nébulosité à Saint-Hubert à 6 h T U.

v = la vitesse moyenne du vent sur 10 minutes à Saint-Hubert à 6 h TU.

t = température minimale estimée à Rochefort

tobs = température minimale observée à Rochefort

La **figure 2** montre pour le mois de janvier une comparaison entre les valeurs observées à la station de Rochefort et les valeurs estimées par l'équation (1) :



Le **tableau 5** reprend les coefficients des 12 régressions mensuelles. On remarque que la pression atmosphérique n'intervient pas dans les régressions des mois de janvier, juin, août et décembre.

Tableau 5 : Coefficients des régressions établies pour chaque mois de l'année (les symboles sont décrits dans le texte).

<i>mois</i>	<i>B</i>	<i>th</i>	<i>neb</i>	<i>vent</i>	<i>pression</i>	<i>R²</i>	<i>Var res</i>
janvier	-2 706	1.036	0.390	0.185		0.853	5.367
février	28 827	0.941	0.409	0.254	-0.032	0.847	5.112
mars	51 610	0.849	0.426	0.239	-0.054	0.771	4.625
avril	27 445	0.830	0.482	0.259	-0.031	0.717	4.379
mai	35 085	0.840	0.402	0.263	-0.037	0.743	3.516
juin	-1 709	0.852	0.420	0.229		0.719	3.043
juillet	46 601	0.848	0.367	0.235	-0.047	0.751	2.616
août	-1 856	0.830	0.411	0.153		0.659	3.706
septembre	58 078	0.858	0.393	0.201	-0.060	0.662	4.721
octobre	35 923	0.900	0.451	0.140	-0.039	0.780	4.290
novembre	19 068	0.949	0.396	0.150	-0.022	0.820	4.335
décembre	-2 866	0.992	0.431	0.186		0.824	4.511

La variance résiduelle (*Var_res*) est plus faible en été et elle est plus importante en hiver. En été les nuits sont courtes ; le refroidissement nocturne est de ce fait plus court ce qui réduit le nombre de cas où le fond de vallée est nettement plus froid qu'en hiver (Sneyers et Vandiepenbeeck, 1995).

4. Exemples

Le **tableau 6** donne un exemple où l'on réalise l'estimation des températures minimales de Rochefort à partir des valeurs des variables indépendantes prévues par le modèle de l'ECMWF (Centre Européen pour les prévisions à moyen terme) à Saint-Hubert

Tableau 6 : Valeurs estimées de la température minimale (°C) à Rochefort (t) en fonction des quatre variables indépendantes prévues pour Saint-Hubert et comparaison avec les valeurs observées à Rochefort (tobs).

Date	th	neb	V	pression	t	tobs
24/8/02	13	7	2	1023	11	13.2
29/8/02	17	8	6	1021	16	17.8
30/8/02	13	6	2.5	1022	11	13.0
31/8/02	16	4	1	1021	13	12.2

5. Remarques

La méthode n'est pas valable lorsque les minima appartiennent à la veille. C'est le cas lorsqu'on a un réchauffement suite au passage d'un front chaud. On ne peut plus utiliser la nébulosité, la vitesse moyenne du vent et la pression atmosphérique relevées à 6 h T. U. alors que les températures minimales correspondent à des valeurs qui se sont produites la veille.

Les valeurs observées sont le plus souvent du même ordre de grandeur que celles estimées. Mais dans certains cas, on peut avoir des divergences car le modèle ne tient pas compte de certains facteurs comme une nébulosité différente dans la vallée de celle sur le plateau; la présence de pluie à un ou aux deux postes d'observations, le fait que le vent puisse être important sur le plateau alors qu'il est faible dans la vallée ou encore une masse d'air plus humide dans la vallée (présence d'un cours d'eau)

que sur le plateau. La présence de neige sur les plateaux alors qu'elle est absente en basse altitude peut également perturber ce modèle. On peut lire dans Hufty (1966), d'autres raisons pour lesquelles la méthode des régressions linéaires multiples ne donnent pas toujours une bonne estimation des températures minimales dans une vallée à partir de la méthode décrite ci-dessus.

Le but du modèle est de donner un ordre de grandeur des températures minimales dans les vallées en fonction de certaines conditions atmosphériques. On a dès lors admis d'utiliser les nébulosités comme telles malgré la distribution très spéciale de cet élément. Si une plus grande précision est nécessaire, il faut utiliser un autre modèle pour tenir compte de la distribution spéciale de ce paramètre. Une autre méthode peut également être utilisée mais plus lourde d'emploi : au lieu de réaliser une régression par mois incluant la nébulosité, on réalisera 9 régressions pour respectivement chacune des classes de nébulosité.

Conclusion

L'estimation des températures minimales dans des endroits à caractéristiques topographiques particulières est très utile pour l'examen des valeurs mesurées simultanément dans un réseau de stations thermométriques dans des régions topographiques différentes. Cela permet d'éviter de corriger des valeurs qui de prime abord pourraient être considérées comme aberrantes.

Comme tout outil, bien utilisée, cette méthode peut être très performante aussi bien dans le domaine de la prévision que dans le domaine de la vérification de données !

Bibliographie

- BRO WNLEE, K. A., 1960 : *Statistical Theory and Methodology in Science and Engineering*, John Wiley, New-York.
- DAGNELIE P., 1973 : *Théorie et méthodes statistiques*, vol. 1, Les Presses Agronomiques de Gembloux.
- DAGNELIE P., 1975 : *Théorie et méthodes statistiques*, vol. 2, Les Presses Agronomiques de Gembloux.
- DAGNELIE P., 1973 : *Analyse statistique à plusieurs variables*, Les Presses Agronomiques de Gembloux.
- ER P I C U M M . , 1983 : Analyse et interprétation des contrastes thermiques "plateau - vallée" en Haute-Belgique en fonction de la situation atmosphérique générale et de la connaissance de paramètres climatiques du rayonnement et de la stabilité de l'air, *Prace Geograficzne*. **57**, p. 199-205.
- ERPICUM, M., 1979 : Le climat de vallée en Haute-Belgique. Analyse en fonction des types de temps, *Bull. Soc. Géogr. de Liège*, **15**, p. 143-155.
- HUFTY A., 1966 : *Les climat locaux dans la région liégeoise*, thèse de doctorat, Université de Liège.
- HUFTY A., 2001 : *Introduction à la climatologie*, De Boeck Université.
- SNEYERS R. et VANDIEPENBEECK M., 1995 : *Notice sur le climat de Belgique*, Publication scientifique n° 2, IRM .

INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE ET DU SUBSTRAT SUR LES ÉCARTS THERMIQUES NOCTURNES : RÉGION LIMONEUSE DU MOYEN-ADOUR ET CLAIRIÈRES SABLEUSES DE LA FORÊT DES LANDES (FRANCE)

F. AVILA

20 rue Jacques Prévert, 40800 Aire-sur-l' Adour, France
fernand.avila@libertysurf.fr

Résumé

La nuit, lorsque le ciel est clair, en l'absence de vent, le champ thermique devient très complexe car le niveau des températures est directement influencé par la topographie, le substrat et les conditions édaphiques. Les minima nocturnes et les gelées permettent d'étudier les climats thermiques à échelle fine : celle des climats locaux. La recherche porte sur le sud du bassin aquitain, région composée de trois milieux différents : la forêt de pins des Landes (sol sableux et vastes clairières), la vallée de l'Adour et les collines (sols limoneux). Les inversions thermiques rendent les vallées et les clairières plus froides que les collines et les plateaux. Les moyennes thermiques montrent également l'influence du substrat : les clairières sableuses de la forêt de pins sont très froides, les vallées limoneuses moins froides et les collines nettement plus douces.

Abstract

When night is clear and when there is no wind, the thermal area becomes very complicated, because the level of temperature is utterly influenced by topography, substrat and edaphic conditions. Night minima temperatures and frosts allow small-scale climatological study : local-scale climates. The research concerns the south of the Aquitaine basin, a region which is made of three different surroundings : pine forest of Landes (sandy soils and large clearings), Adour valleys and hills (silt soils). Average temperatures show that the clearings of the pine forest are very cold, silt valleys are less cold and silt hills are very gentle. The thermal inversions make valleys and clearings colder than hills and plateaus.

Mots-clés : Aquitaine, Landes, climats locaux, inversions thermiques, gelées.

Key-words : Aquitaine, Landes, local-scale climates, thermal inversions, frosts.

Introduction

Cet article résume et complète des travaux développés dans une thèse de géographie soutenue par l'auteur à l'université de Pau et des pays de l'Adour en décembre 1999.

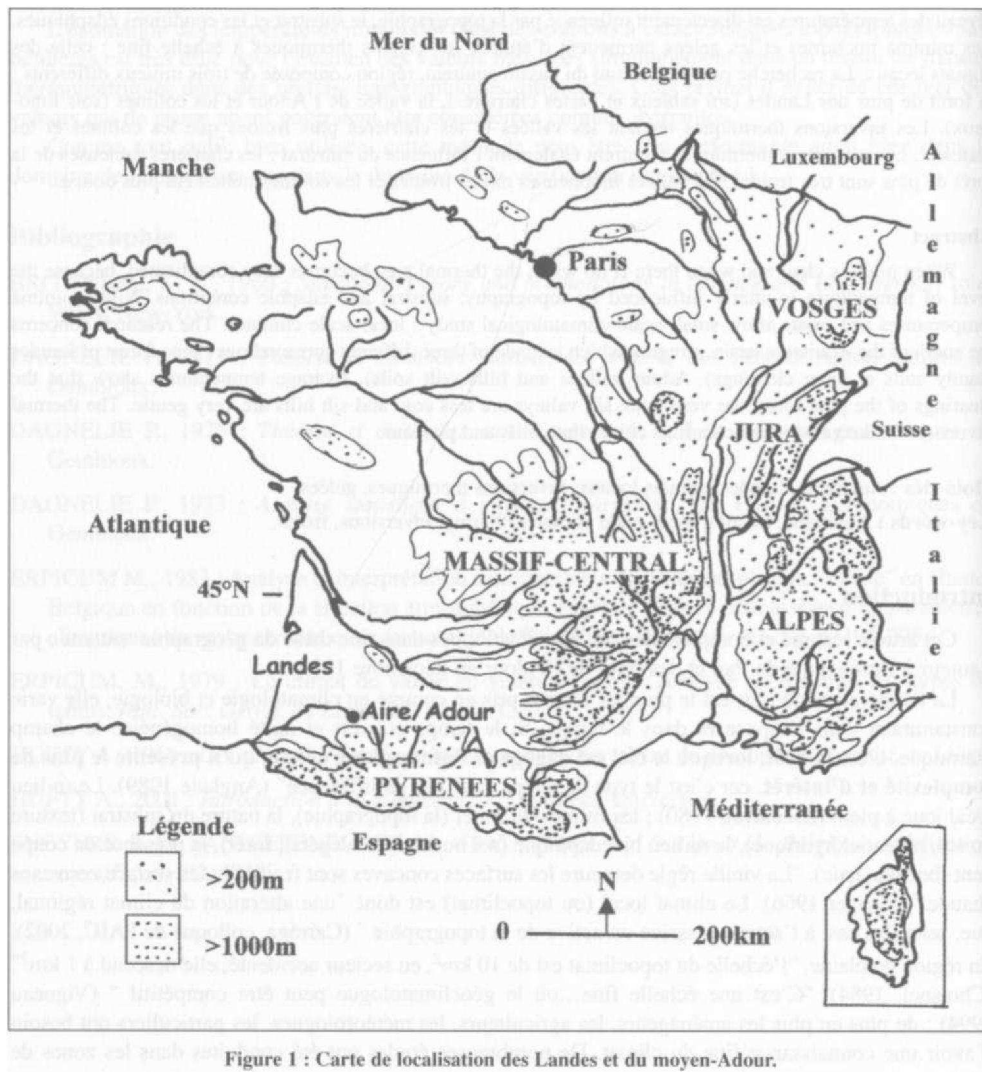
La température de l'air est le premier facteur pris en compte en climatologie et biologie, elle varie constamment dans l'espace et dans le temps. Si le temps couvert et agité homogénéise le champ thermique, **c'est la nuit, lorsque le ciel est dégagé et l'atmosphère calme, qu'il présente le plus de complexité et d'intérêt**, car c'est le type de temps "qui fait la différence" (Anglade 1989). Le milieu local joue à plein (Escourrou 1980) : les formes du relief (la topographie), la nature du substrat (texture du sol, potentiel hydrique), le milieu bioédaphique (sol nu, couvert végétal, forêt), la présence de coupe vent (bocage, haie). "La vieille règle demeure les surfaces concaves sont froides et les surface convexes chaudes" (Geiger 1966). Le climat local (ou topoclimat) est donc "une altération du climat régional, due, selon les cas, à l'action passive ou active de la topographie " (Carréga, colloque de l'AIC, 2002). En région de plaine, "l'échelle du topoclimat est de 10 km², en secteur accidenté, elle descend à 1 km²" (Choisnel, 1984). "C'est une échelle fine...où le géoclimatologue peut être compétitif " (Vigneau 1994) : de plus en plus les aménageurs, les agriculteurs, les météorologues, les particuliers ont besoin d'avoir une connaissance fine du climat. De nombreuses études ont été conduites dans les zones de

montagnes (Douguedroit 1980, Carrega 1994), dans les régions de vignobles et d'arboriculture comme la Champagne et la vallée du Rhône (Geslin, 1947 et 1956, Séguin 1975, Cellier 1991).

Aucune étude de ce type n'a été réalisée dans les plaines du bassin aquitain (figure 1) : c'est pourquoi, nous avons mené une recherche portant sur une zone de 100 km de côté environ (figure 2), englobant deux secteurs géographiques que tout oppose : la topographie, les conditions édaphiques, la couverture végétale et la mise en valeur agricole.

- **le cours moyen de l'Adour** qui se compose de vallées alluviales, de collines et bas plateaux, avec des sols à dominante limoneuse. Elle est consacrée aux vignobles (Armagnac, Madiran, Tursan), à la culture intensive du maïs et aux prairies, avec des paysages semi-bocagers localement.

- **la zone sableuse des landes** est topographiquement un bas plateau où les rares cours d'eau ont creusé des vallées encaissées. Elle porte la forêt de pins, plantée au 19^{ème} siècle, percée de vastes clairières consacrées à la culture du maïs et des asperges.



1. Les moyennes font apparaître trois domaines thermiques

1.1. Les moyennes (1971-90) : des écarts significatifs

Le paragraphe présente une sélection de postes thermométriques fiables (bénévoles et professionnels) situés dans **trois domaines géographiques** : clairières sableuses de la forêt des landes ("clairières" dans les tableaux), vallées alluviales limoneuses de l'Adour et de ses affluents ("vallées") et les coteaux et plateaux avec sols limoneux ("coteaux"). Le mois d'avril 1980 a été choisi, parce que sec et froid, il montre des écarts très significatifs.

Tableau 1 : Contrastes thermiques entre trois domaines géographiques : clairières sableuses, vallées et coteaux limoneux.

Stations	minima moyens annuels	gelées : moy. annuelles	gelées : avril 1980	minima absolus : avril 1980
Mont-de-Mars. (59m)	7,3°	52	8	-4,2°
Retjons (127m)	7,0°	50	6	-3,2°
Sabres (77m)	6,5°	62	14	-4,0°
Moy. clairières sableuses	6,9°	54	9	-3,8°
Amou (41m)	7,6°	44	5	-1,7°
CNES (79m)	7,8°	41	3	-1,5°
Moy. vallées limoneuses	7,7°	42	4	-1,6°
Maumusson (160m)	8,3°	33	1	-0,8°
Salles d'Arm. (1 32m)	8,5°	32	0	1,0
Moy. coteaux limoneux	8,4°	32	0,5	0,1°

1.2. Les nuits claires : de fortes différences de températures

Les clairières de la zone des sables sont plus froides que les vallées limoneuses tandis que les coteaux constituent le secteur le plus doux. Les moyennes des minima (qui sont presque toujours relevés la nuit) intègrent des nuits claires et froides et des nuits où le ciel couvert interdit le refroidissement nocturne. Pour mettre mieux en évidence les contrastes thermiques, nous avons repéré durant l'année 1995 les nuits claires ou ayant comporté des éclaircies suffisamment longues pour créer des inversions thermiques : 159 nuits ont été retenues, les moyennes ont été calculées par saisons météorologiques. Le tableau 2 ci-après inclut aussi des stations récemment créées, tandis que le poste du CNES disparaît.

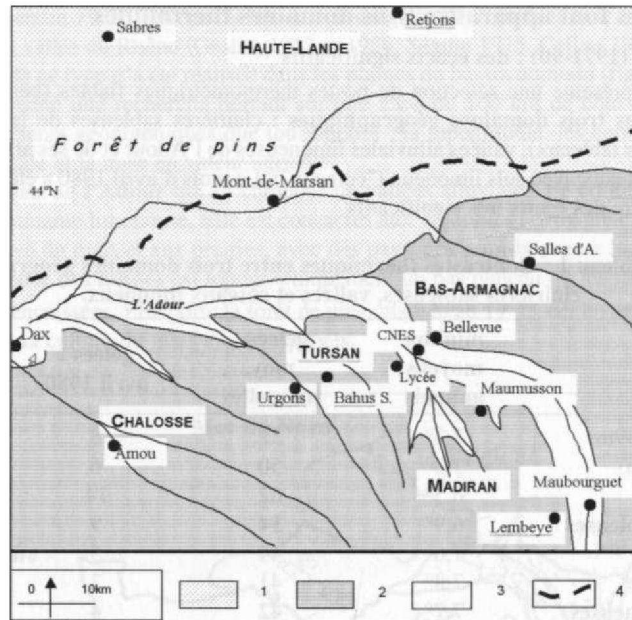


Figure 2 : Bloc-diagramme des postes thermométriques d'Aire-sur-l'Adour.

Tableau 2 : Moyenne des minimales des 159 nuits claires en 1995.

Stations	hiver	printemps	été	automne	année
Bellevue (84m)	- 1,7°	3,8°	11,9°	5,1°	4,8°
Amou (48m)	- 1,5°	4,6°	12,6°	5,9°	5,4°
Grenade (72m)	- 1,2°	4,9°	12,8°	5,9°	5,6°
Moy. vallées limoneuses	1,5°	4,4°	12,4°	5,6°	5,3°
Lycée (150m)	-0,2°	5,9°	13,8°	6,5°	6,5°
Maumusson (160m)	0,5°	6,4°	14,3°	6,9°	7,0°
Salles d'Armagnac (132m)	0,3°	6,3°	13,8°	7,2°	6,9°
Moy. coteaux limoneux	0,2°	6,2°	14,0°	6,9°	6,7°
Mont-de-Mars. (59m)	- 1,9°	3,9°	12,6°	5,5°	5,0°
Retjons (127m)	- 1,7°	2,8°	10,9°	5,0°	4,3°
Sabres (77m)	-2,1°	3,0°	11,3°	5,3°	4,3°
Moy. clairières sableuses	- 1,9°	3,2°	11,6°	5,3°	4,5°
écart vallées-clairières	0,4°	1,2°	0,8°	0,3°	0,8°
écart vallées-coteaux	1,3°	1,8°	1,6°	1,3°	1,4°
écart clairières coteaux	2,1°	3,0°	2,4°	1,6°	2,2°

Le nombre de nuits claires varie d'une saison à l'autre en fonction des types de temps : 31 nuits pour l'hiver (janvier, février et décembre), 40 nuits au printemps (mars, avril et mai), 47 nuits durant l'été (juin, juillet et août) et 41 nuits pendant l'automne (septembre, octobre et novembre).

L'écart thermique moyen entre les vallées limoneuses et les clairières sableuses est modéré (0,8°), avec un maximum au printemps, car en 1995 celui-ci a été particulièrement sec, ce qui a amplifié les différences. Par contre l'écart thermique moyen entre les clairières sableuses et les coteaux est très

important (2,2°), il atteint même 2,7° entre Maumusson situé sur un coteau et Sabres dans une clairière de la Haute Lande. Comment cela s'explique-t-il ?

1.3. Le rôle du substrat et de la forêt de pins des Landes (figure 3)

1.3.1. *Les sols poreux à texture grossière comme le sable*, renferment beaucoup d'air et sont de mauvais conducteurs de la chaleur : durant le jour le sol se réchauffe sur une faible épaisseur et il se refroidit d'autant plus vite la nuit.

1.3.2. *La forêt de pins induit un fort ralentissement du vent* dans les clairières, favorisant la mise en place d'une forte inversion thermique. Pendant l'opération HAPEX-MOBILHY le 19 juin 1986, un mat instrumenté, implanté dans une clairière à Estampon, a enregistré un minimum de 13° à 25 mètres (5 m au-dessus de la cime des pins), alors que les minima sous abri à 1,50m du sol dans les clairières de la forêt, étaient de 7,8° à 8,3°, l'inversion thermique était de 5,0° environ pour 25 m (Champeaux, 1990). Dans les clairières, il peut geler sous abri dès septembre et jusqu'à la mi-mai (en moyenne une année sur trois à Mont-de-Marsan). Le houppier des pins crée une sorte d'effet de serre, les minima sont moins bas que dans les clairières : une campagne de relevés, en 1993-94 (Avila, 1999), dans une clairière près de Sore (Landes) et dans la forêt de pins a fourni un écart thermique moyen de 0,5° à l'avantage du sous bois.

1.3.3. *Les sols compactés à texture fine comme les limons* absorbent la chaleur du jour sur une plus grande épaisseur, chaleur restituée la nuit, ce qui limite le refroidissement du sol et de la couche atmosphérique au contact de celui-ci : il fait moins froid la nuit et moins chaud le jour que dans les clairières sableuses.

1.4. Influence de la topographie créatrice d'inversions thermiques

Les écarts thermiques moyens entre les vallées et les coteaux sont importants (1,4°), et maximum au printemps : c'est la conséquence des inversions thermiques. Durant la nuit, lorsque le ciel est clair, le sol se refroidit par rayonnement, l'air froid plus dense ne peut stationner sur les surfaces convexes (coteaux, pentes) il s'écoule par gravité, par saccades, vers les surfaces concaves (dépressions et vallées) où il forme une nappe de plus en plus épaisse, qui peut se déplacer au gré du vent, voir même remonter les pentes. Fréquemment en saison froide, les collines émergent dans une couche d'air plus doux, au-dessus des vallées envahies par le brouillard ou la gelée blanche.

2. Les topoclimats thermiques nocturnes de la région aturine

2.1. Le cadre géographique et les postes thermométriques

La vallée du cours moyen de l'Adour à Aire-sur-l'Adour (Atura à l'époque romaine) est large et dissymétrique (fig. 3), elle est dominée de 60 à 70 m au sud, par le plateau du Tursan qui se termine par un versant abrupt ; au nord et à l'est, la vallée s'élève graduellement par une succession de terrasses vers les collines d'Armagnac. La topographie crée deux milieux thermiques différents, que l'on peut cerner grâce à une remarquable densité de postes et notamment à l'existence à Aire-sur-l'Adour de deux stations thermométriques automatiques mises en place par l'auteur.

- **La première est implantée dans la Cité Scolaire Gaston Crampe** (poste dénommé Lycée) : sur le plateau du Tursan (altitude 150 m), là où s'amorce la déclivité qui conduit à la vallée de l'Adour : aucune inversion thermique n'y est possible.

- **La seconde se trouve dans la vallée, quartier Bellevue**, appelée Bellevue, (altitude 84 m), à proximité de l'ancien poste bénévole du CNES (Centre National des Etudes Spatiales) qui a effectué des relevés de 1970 à 1991. La branche aturine du CNES est spécialisée dans les lancements de ballons stratosphériques car la région est une des moins ventées de France : situation propice aux inversions thermiques et au brouillard.

2.2. Moyennes minimales et gelées sous abri dessinent deux milieux différents

Les moyennes thermiques, le nombre de gelées et les minima montrent des différences significatives entre le plateau et la vallée, malgré la modestie des dénivellations (60-70m).

Tableau 3 : Comparaison entre des valeurs significatives relevées sur le plateau du Tursan et dans la vallée de l'Adour

Moyennes annuelles	CNES (79 m)	Bahus-Soubiran (149 m)	Lycée (150 m)	Bellevue (84m)
	1975-90	1975-90	1994-2001	1994-2001
Minimales	8,0°	8,5°	8,8°	8,1°
Gelées	40	28	24	41
Minima absolus (nuit claires et calmes)				
8 janvier 1985	-21,7°	- 14,3°		
18 janvier 1987	- 14,7°	- 11,0°	- 9,5°	- 14,6°
31 janvier 1992	.	1,5°	1,2°	- 3,9°
18 août 1995	.	.	18,2°	13,9°
31 août 1995	.	.	10,1°	5,7°
12 mars 1997	.	.	8,8°	3,4°
20 janvier 2002	.	-	4,8°	0,0°

Les écarts extrêmes, entre la vallée et le plateau, vont de 5 à 7°, la différence atteint même 7,4° le 8 janvier 1985 entre le CNES et Bahus-Soubiran (70 m de dénivelé). Au cours de cette vague de froid intense, dans la vallée de l'Adour, toutes les essences végétales délicates ont gelé (eucalyptus, albizias, pins insigni), ainsi que la plupart des canalisations d'eau et le fleuve lui-même. Par contre, les dégâts du gel ont été bien moins accusés dans les lotissements installés sur le plateau (Avila, 1987).

Les gelées sont bien plus nombreuses dans la vallée : en neuf saisons froides (de 1993-94 à 2001-2002) il y a eu 368 gelées sous abri à Bellevue (vallée) et 215 gelées au Lycée (plateau). La période de gel est plus longue dans la vallée avec des gelées possibles dès octobre et encore fréquentes (une année sur deux) en avril : minima absolu de - 4,1 ° en avril 1996). Sur le plateau, les gelées sont rares en octobre et en avril (sauf lors d'importantes advections froides). Dans la vallée, des gelées blanches sont possibles dès septembre (1972, 1977 et 2002) et jusqu'en mai (1975, 1976, 1979, 1987, 1995 et 2002), ce n'est pas le cas sur le plateau.

En décembre 2001, un froid très vif a sévi du 9 au 27 (l'Adour a gelé le 25), les stations automatiques (Bellevue et Lycée) ont relevé la durée et l'intensité du gel, faisant apparaître de grands écarts. Les gelées sont à la fois plus durables et plus intenses dans la vallée (tableau 4).

Tableau 4 : Décembre 2001 : comparaison entre les deux stations aturines

	Bellevue (84 m) vallée de l'Adour	Lycée (150 m) plateau du Tursan	Ecart entre les 2 sites
minima moyens	- 2,3°	-0,8°	1,5°
minima absolus	- 12,5°	- 10,6°	1,9°
nombre de gelées	20	17	3°
durée de gelée	314 heures	275 heures	39 heures
durée de forte gelée	133 heures	99 heures	34 heures
durée de très forte gelée	10 heures	2 heures 30	7 heures 30
durée de gel inférieur à -12°	1 heure 30	0 heure	1 heure 30

3elée : à partir de 0° ; forte gelée : à partir de -5,0° ; très forte gelée : à partir de -10°

2.3- Le refroidissement nocturne radiatif en air doux : deux exemples remarquables de temps anticyclonique : février - avril 1997 et janvier - mars 2002

Durant les mois de février, mars, avril 1997 : il y a eu 75 cas d'inversion thermique en 89 nuits et pendant le premier trimestre (janvier, février et mars) 2002, on relève 67 cas en 90 nuits. Grâce au vent de sud-est à sud-ouest, les maxima sont élevés et le froid nocturne, favorisé par l'absence de nuages et de vent, est uniquement dû à la fuite par rayonnement de la chaleur vers l'espace. Le tableau 5 montre l'ampleur de l'écart qui existe dans ce type de situation entre la vallée et le plateau, aussi bien en ce qui concerne les moyennes mensuelles que le nombre de gelées.

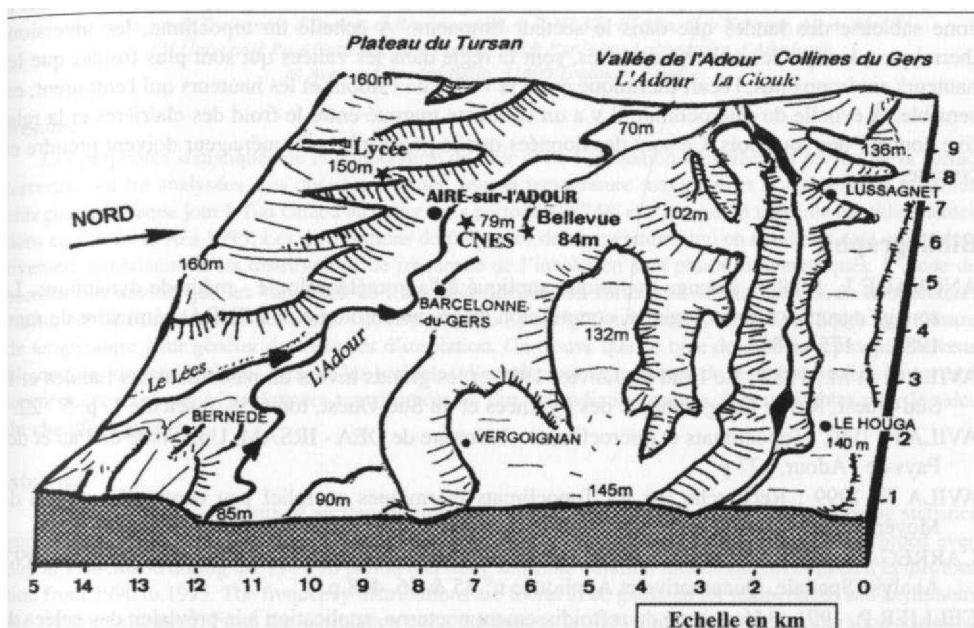


Figure 3. Esquisse cartographique des climats nocturnes par ciel clair et atmosphère calme.

Tableau 5. Tableau comparatif des moyennes mensuelles des températures minimales

	Février 1997	Mars 1997	Avril 1997	Janvier 2002	Février 2002	Mars 2002
Bellevue (84 m) vallée	3,7°	3,5°	4,7°	0,7°	3,4°	4,5°
Lycée (150 m) plateau	5,2°	5,8°	6,5°	2,8°	4,3°	6,5°
Ecarts entre les 2 sites	1,5°	2,3°	1,9°	2,1°	0,9°	2,0°
Gelées						
Bellevue (84 m) vallée	6	5	3	14	6	4
Lycée (150 m) plateau	2	0	0	10	2	0
Ecarts entre les 2 sites	4	5	3	4	4	4

Le 9 février 1997, au lever du jour, il fait froid dans la vallée de l'Adour : - 2,4° à Bellevue (indice actinothermique de - 5,0° à 10cm du sol), -3,9° à Maubourguet (172m), à 30 km en amont d'Aire, dans la plaine de l'Adour. Sur les hauteurs environnantes, il fait sensiblement plus doux : 0,2° au

Lycée et même 6,0° à Lembeye (310 m). Le poste de Lembeye (310m) est situé à 10km de celui de Maubourguet (172m) : l'inversion thermique atteint 9,9° pour une dénivellation de 138 m. La mince pellicule d'air froid, dans les vallées, est surmontée d'une épaisse couche d'air chaud : dans les Pyrénées, on relève 1,0° à Caunteret (917 m) et tout juste 0,0° à Larrau-Iraty (1327 m).

Conclusion

Le champ thermique nocturne est un puzzle très complexe lorsque la nuit est claire et calme, car il y a interférence entre des influences agissant à plusieurs niveaux d'échelles. A l'échelle de la région, c'est la nature du substrat qui joue le rôle déterminant : le refroidissement est plus important dans la zone sableuse des landes que dans le secteur limoneux. A échelle du topoclimat, les inversions thermiques, lorsque les nuits sont claires, sont la règle dans les vallées qui sont plus froides que les hauteurs environnantes, l'écart thermique entre la vallée de l'Adour et les hauteurs qui l'entourent, est sensible. A échelle du microclimat, il y a un contraste marqué entre le froid des clairières et la relative douceur des sous bois. Ce sont des données que le géographe et l'aménageur doivent prendre en compte.

Bibliographie

- AN G L A D E I., 1989 : - Zonage thermique appliqué à l'agrométéorologie - méthode dynamique, Le zonage agropédoclimatologique, commission d'agrométéorologie de L'INRA, séminaire de mars 1989, p. 175 - 186.
- AVILA F. et M., 1987 : Le froid de Janvier 1985 et les grands hivers du passé dans les Landes et le Sud-Ouest, Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, tome 58, fascicule 1, p. 5 - 22.
- AVILA F., 1992 : Topoclimats et microclimats - Mémoire de DEA - IRSAM, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 127 p.
- AVILA F., 1999 : Recherche sur les Topoclimats thermiques en relief peu contrasté : région du Moyen-Adour et forêt landaise - thèse - Université de Pau et des Pays de l'Adour, 327 p.
- CARRE GA P., 1994 : Topoclimatologie et Habitat, Thèse université de Nice-Sophia Antipolis 1992, Analyse Spatiale, Quantitative et Appliquée n° 35 & 36, 408 p.
- CELLIER P., 1991 : Mécanisme du refroidissement nocturne, application à la prévision des gelées de printemps. INRA, station de bioclimatologie, 78850 Thiverval-Grignon, 20 p.
- CHAMPEAUX J.L., GOUTORBE J.P., PERIS P., 1990 : Analyse de la température de l'air pendant l'expérience Hapex-Mobilhy, La Météorologie, 31, p. 17-25.
- CHARABI Y., QUENOL H., BELTRANDO G., KERGOMARD C., 2000 : Variation du champ thermique nocturne estival à l'intérieur d'un fragment urbain, Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 2000. vol. 13. p. 455 - 464.
- CHOISNEL E., 1984 : Notion d'échelle en climatologie, La Météorologie, VIIème série, 4, p. 44 - 52.
- ESCOUROU G., 1980 : Climats et environnement, Masson, 182 p.
- GEIGER R., 1966 : The climate near the ground, Harvard University Press, Cambridge, USA, 611 p.
- GESLIN H., 1947 : La caractérisation des climats locaux, Station centrale de bioclimatologie, INRA, 32 p.
- SEGUIN B., 1975 : Caractérisation des inversions nocturnes lors des gelées de printemps dans un verger de la moyenne vallée du Rhône, Notes internes, INRA, station de bioclimatologie d'Avignon, 75, II, 20 p.
- VIGNEAU J.P., 1994 : L'air du temps : échelles spatiales fines et pas de temps courts en climatologie, Etudes Méditerranéennes n° 16, p. 5 - 8 et 141 - 143.
- WILBERT J., 1987 : Pédologie en Aquitaine, cartographie et inventaire, CRAR-INRA, 81 p et cartes hors texte.

CORRELATION ENTRE TEMPERATURE ET INSOLATION POUR LA REGION DE TIZI OUZOU (ALGERIE): APPLICATION AU CHAUFFAGE SOLAIRE

S. A M E U R A. AKIR ⁽¹⁾ D. IDRES ⁽¹⁾, A. AD ANE ⁽²⁾, ET H. SAUVAGEOT ⁽³⁾

*(1) Université Mouloud Mammeri, Faculté de Génie Electrique et d'Informatique,
L.I.E.P.H.E.M., Campus de Hasnaoua, B.P. N° 17RP 15000, Tizi Ouzou, Algérie.*

*(2) Université des Sciences et de la Technologie d'Alger (U.S.T.H.B.), Faculté d'Electronique et d'Informatique,
Laboratoire de Traitement d'Images et Rayonnement, B.P. N° 32, El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie.*

*(3) Université Paul Sabatier, Observatoire Midi Pyrénées, Laboratoire d'Aérodynamique,
14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.*

Résumé

Les propriétés statistiques de la température de l'air et de l'insolation mesurées au niveau de la surface terrestre, ont été analysées. Les données à traiter, sont la température maximum et la température minimum enregistrées chaque jour à Tizi Ouzou au cours de la période 1987/96 et l'insolation mesurée quotidiennement dans ce site de 1990 à 1995. Les distributions de fréquence de températures qui en résultent, sont approximativement gaussiennes et les distributions de fréquence de l'insolation sont plutôt dissymétriques. L'étude des corrélations montre que les variations de l'insolation dépendent fortement des différences de températures. Aussi, des réseaux de neurones multi - couches à rétro - propagation d'erreur, ont été appliqués aux mesures de température pour générer des données d'insolation. On trouve que ce type de modèle reproduit convenablement les données solaires lorsque les variables d'entrée sont les mesures de température maximum et de température minimum. Ces données transformées en flux d'irradiation solaire, sont utilisables pour le calcul du chauffage solaire.

Abstract

The ground measurements of air temperature and sunshine duration have been analysed using statistical approaches. The data to be processed, are minimum temperature and maximum temperature recorded every day in Tizi Ouzou during the 1987/96 period and daily sunshine duration measurements collected in this location from 1990 to 1995. The frequency distributions are found to be gaussian for temperature and asymmetric for sunshine duration. From the correlation computations, it is shown that the sunshine duration variations depend strongly on the temperature differences. Then, multilayer feedforward neural networks have been used to generate sunshine duration data from temperature measurements. This kind of model is found to suitably reproduce solar data provided that minimum and maximum temperature measurements are both used as inputs. These data transformed into solar radiation flux, are utilisable for the calculation of solar heating.

Mots clés : température atmosphérique ; insolation ; statistique ; réseaux de neurones.

Keywords : air temperature ; sunshine duration ; statistics ; neural networks.

Introduction

En général, tous les phénomènes météorologiques observés dans l'atmosphère sont déterminés par l'interaction du rayonnement solaire avec l'environnement terrestre. Pour décrire les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la Terre, deux paramètres importants sont couramment mesurés dans les stations météorologiques. Ce sont la température et l'insolation. Ces deux grandeurs se prêtent bien à une représentation par des modèles statistiques. Ces modèles peuvent alors servir à décrire l'évolution du climat au cours du temps et à résoudre les problèmes de prédiction météorologique dans une région donnée. Parmi les méthodes statistiques, l'approche basée sur les réseaux de neurones est l'une des plus efficace. En effet, grâce à leur caractère adaptatif, les réseaux de neurones permettent de décrire l'évolution de tout phénomène aléatoire avec une bonne précision. Dans ce papier, les

propriétés statistiques de la température et de l'insolation mesurées dans la région de Tizi Ouzou, sont étudiées. Puis, un modèle basé sur les réseaux de neurones est élaboré pour générer des données solaires à partir des mesures de température. L'impact visé à travers cette étude, est de trouver une approche permettant d'exprimer le rayonnement solaire en fonction de la température de l'air, de rendre compte de l'évolution du climat de la région de Tizi Ouzou (Algérie) et de rendre possible des applications solaires dans cette région.

1. Données expérimentales

Les données utilisées ont été archivées quotidiennement à la station météorologique de Tizi Ouzou sur plusieurs années. Ce sont les mesures de température maximum (T_m) et de température minimum (T_n) enregistrées de 1987 à 1996 et les données d'insolation (SS) collectées de 1990 à 1995. Tizi Ouzou se trouve à une centaine de km d'Alger et à une dizaine de km de la côte méditerranéenne. Ses coordonnées géographiques sont $36^{\circ}42'N$ de latitude, $4^{\circ}03'E$ de longitude et 188m d'altitude. Son climat est principalement méditerranéen, avec des hivers parfois rudes et des étés chauds. A partir des données ainsi collectées, une année de référence a tout d'abord été établie pour voir comment varient la température et l'insolation au cours de l'année et pour connaître le régime saisonnier de la région de Tizi Ouzou. Ensuite, les variations saisonnières ont été soustraites aux données journalières de température et d'insolation. A cet effet, les données de température ont été transformées en variable aléatoire, centrée et réduite du type :

$$T = [T(m,j) - T(m)] / r_j(m) \quad (1)$$

où $T(m,j)$ est la température mesurée au jour (j) du mois (m), $T(m)$ est la moyenne des données du mois (m) et $cr(m)$, leur écart - type (avec $m = 1, \dots, 12$). Pour désaisonnaliser les données d'insolation, on divise celles-ci par leur valeur hors atmosphère (SS_0). Soit :

$$ss = SS / SS_0 \quad (2)$$

2. Propriétés statistiques

Les distributions mensuelles de fréquences des données journalières de température et d'insolation ont alors été construites. La figure 1 donne un exemple de ces distributions. On trouve que les distributions de fréquence de températures sont approximativement gaussiennes alors que les distributions de fréquence d'insolation sont plutôt dissymétriques et présentent, dans la plupart des cas, un maximum aux fortes valeurs de l'insolation. Les paramètres statistiques extraits de ces distributions, sont la moyenne, la variance, le facteur d'aplatissement, le facteur de dissymétrie, le coefficient de corrélation existant entre la température maximum et la température minimum, et le coefficient de corrélation liant ces températures à l'insolation. En analysant les différentes corrélations, on constate que les variations de l'insolation dépendent fortement des écarts entre la température minimum et la température maximum (voir Tableau 1).

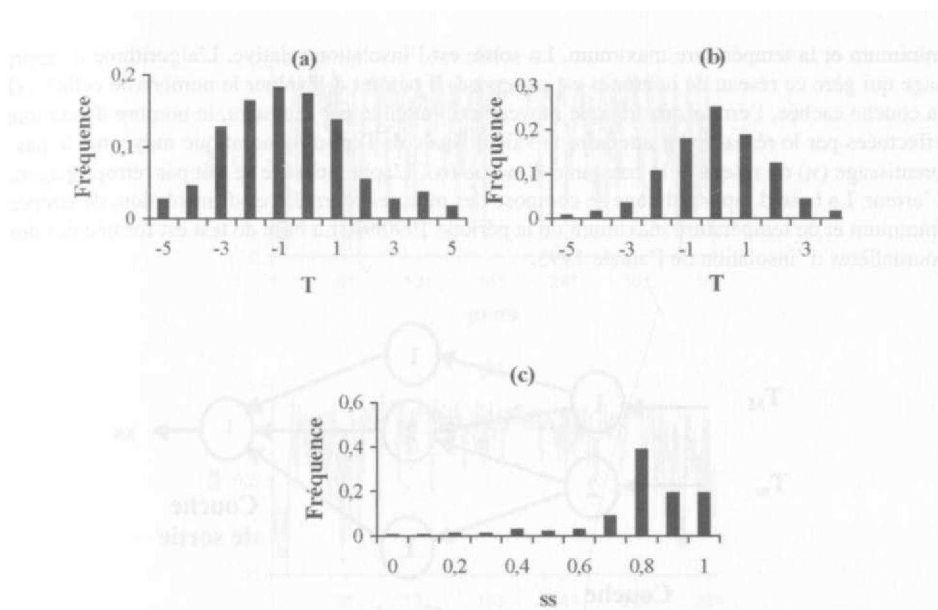


Figure 1 : Exemples de distributions mensuelles de fréquences des données journalières (a) de température minimum (Mars), (b) de température maximum (Août) et (c) d'insolation (Juillet) pour la région de Tizi Ou/ou (avec T = température réduite et ss = insolation relative).

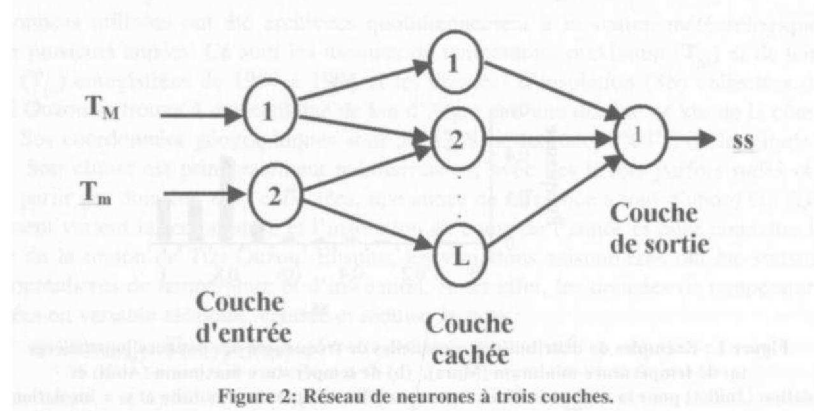
Tableau 1 : Valeurs mensuelles des coefficients de corrélation entre la température maximum (T_M), la température minimum (T_m), l'insolation relative (ss) et les écarts de température $(T_M - T_m)/(T_M + T_m)$.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
$T_M = f(T_m)$	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	1	01	11	24	34	31	35	28	32	34	4	31
$ss = f(T_M)$	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	62	74	48	51	45	3	28	19	39	31	44	52
$ss = f(T_m)$	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	48	19	44	39	22	26	17	33	26	17	25	28
$ss = \frac{f(T_M - T_m)}{(T_M + T_m)}$	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	66	61	66	68	61	51	43	53	63	46	5	51

3. Modèle en réseaux de neurones

D'après les résultats précédents, on peut générer des données journalières d'insolation à partir des écarts de température. Pour ce faire, nous avons utilisé un modèle basé sur un réseau de neurones à trois couches: une couche d'entrée, une couche cachée et une couche de sortie (voir fig. 2). De façon générale, un réseau de neurones est un système dont les entrées (X) et la sortie (Y) sont liées par une fonction $Y = f(X, W)$ faisant intervenir un poids (W) (Hornik *et al.*, 1994 ; Jodouin, 1994]. Le réseau de neurones de la figure 2 comporte deux entrées et une sortie. Ces entrées sont la température

minimum et la température maximum. La sortie est l'insolation relative. L'algorithme d'apprentissage qui gère ce réseau de neurones est supervisé. Il permet d'évaluer le nombre de cellules (L) de la couche cachée, l'erreur quadratique moyenne (e) atteinte par le réseau, le nombre d'itérations (U) effectuées par le réseau pour atteindre la valeur finale de l'erreur quadratique moyenne, le pas d'apprentissage du réseau et la constante d'inertie (a). L'apprentissage se fait par rétropropagation de l'erreur. La base d'apprentissage se compose des mesures journalières d'insolation, de température minimum et de température maximum de la période 1990/94. La base de test est formée des données journalières d'insolation de l'année 1995.



L'erreur commise par le réseau de neurones est l'écart quadratique moyen entre les sorties souhaitées (D) pour les vecteurs d'entrée (X) présentés pour apprentissage, et les sorties (S) calculées par le réseau pour ces mêmes vecteurs. Elle est évaluée en fonction de L, U, TI et a. Le traitement des données consiste à choisir les paramètres du réseau, à appliquer les vecteurs d'entrée à ce réseau, à vérifier les résultats obtenus en utilisant les vecteurs d'entrée appris, puis des vecteurs non appris à sauvegarder les derniers poids qui ont contribué à rendre l'écart quadratique moyen proche de 1 limite fixée après apprentissage. Ensuite, ces poids permettent de tester la capacité de généralisation du réseau aux cas des vecteurs non appris. Les paramètres utilisés pendant la phase d'apprentissage sont $L = 20$, $T = 0,1$ et $a = 0,9$ [Akir *et al.*, 2002]. La courbe de la figure 3a décrit les variations journalières de l'insolation mesurées au cours de l'année 1995 et celle de la figure 3b donne le résultat d'estimation par le réseau de neurones dont les entrées sont les températures minimum et maximum. L'erreur d'estimation étant proche de 5 %, ces deux courbes ont pratiquement la même allure.

4. Application au chauffage solaire

Soit H, le flux global d'irradiation solaire collecté, jour par jour, par un capteur horizontal dans 1 région de Tizi Ouzou et H_0 , sa valeur obtenue hors atmosphère. Pour simuler les données solaire (H), l'équation d'Angström a été appliquée aux données journalières d'insolation (SS) générées p le réseau de neurones de la figure 2. Cette équation s'écrit [Angström, 1924]:

$$H/H_0 = a (SS/SS_0) + b$$

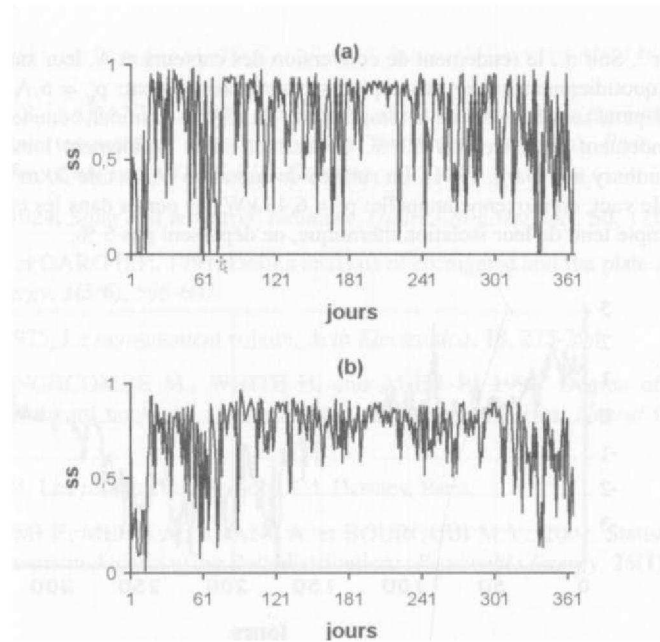


Figure 3 : Variations journalières de l'insolation (a) mesurées au cours de l'année 1995 et (b) résultant de l'estimation par le réseau de neurones dont les entrées sont les températures minimum et maximum.

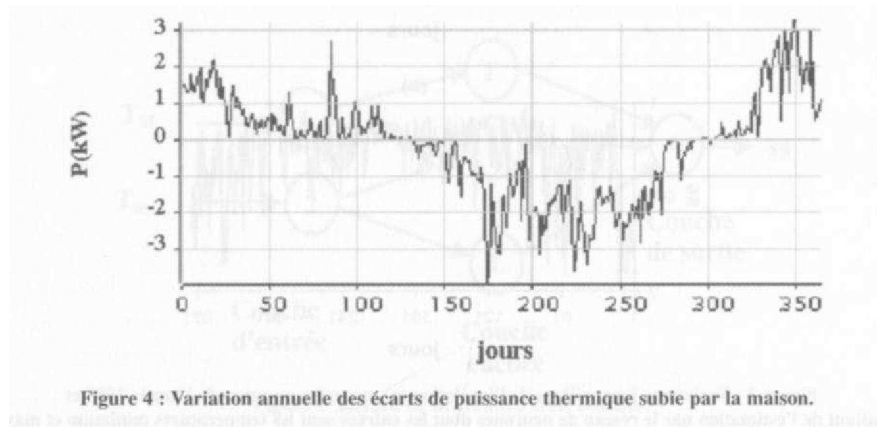
Les coefficients de régression a et b que nous avons utilisés pour générer de telles données, sont ceux calculés pour la région d'Alger. Le choix de ces coefficients se justifie par la similarité des caractéristiques d'ensoleillement pour Alger et Tizi Ouzou [Youcef Ettoumi *et al.*, 2001]. Leurs valeurs mensuelles sont données par la Table II. D'un jour à l'autre, le flux global d'irradiation solaire qui en résulte, varie pratiquement de la même manière que l'insolation. La moyenne annuelle de ce flux est de 5,4 kWhm⁻²jour⁻¹ et celle de l'insolation vaut pratiquement 10 h jour⁻¹.

Tableau 2 : Paramètres de régression a et b pour Alger.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
a	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	45	48	48	54	47	43	41	38	41	44	44	44
b	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	24	25	26	23	25	26	28	30	28	26	26	24

Ces résultats ont été appliqués au calcul du chauffage d'un pavillon de 5 m de longueur, 4 m de largeur et 3 m de hauteur. Ce pavillon est muni de capteurs héliothermiques fixés à son toit, d'une installation de chauffage par circulation d'eau et d'un réservoir de stockage de chaleur. Les capteurs héliothermiques dont le rôle est de convertir le rayonnement solaire en chaleur, sont inclinés vers le sud avec un angle (a) égal à la latitude de Tizi Ouzou. Une telle orientation permet de collecter le maximum de rayonnement solaire et de minimiser ses fluctuations saisonnières. Le flux global d'irradiation solaire (G) reçu quotidiennement par ces capteurs a été estimé en opérant, en première approximation, une transformation de données de la forme : $G = H G_0 / H_q$, où G_0 est la valeur hors atmosphère de ce flux pour l'inclinaison (a) [Desvignes, 1975]. L'éclairement utile collecté chaque jour par les capteurs héliothermiques, vaut alors $E (G/SS$. En moyenne annuelle, il représente

0,54 kWhm⁻²jour⁻¹. Soit n , le rendement de conversion des capteurs et A , leur surface. La puissance utile convertie quotidiennement par ces capteurs, vaut pratiquement: $p_u = n A E$. En pratique, le rendement (n) dépend sensiblement de la température. En régime nominal, cette température avoisine 70 °C et le rendement est d'environ 60 %. Ce dernier chute rapidement lorsque la température augmente [Choudhury and Garg, 1991]. La surface de captation (A) est de 20 m². Pour chaque jour, la puissance utile vaut, en moyenne annuelle: $p_u = 6,48$ kW. les pertes dans les canalisations et dans le réservoir, compte tenu de leur isolation thermique, ne dépassent pas 5 %.



La puissance stockée est donc : $p_s = 0,95 p_u = 6,16$ kW/jour. Pendant la saison froide, le pavillon doit être chauffé de façon à porter sa température interne à une température de confort $T_c = 18$ °C. Pendant cette période, les déperditions de chaleur se font à travers les parois et par renouvellement d'air. Le pavillon étant construit en béton, ses parois internes sont revêtues de matériaux agglomérés et enduits de plâtre. Pour améliorer l'isolation thermique, une lame d'air a été prévue dans les murs. La surface des parois en contact avec l'atmosphère est de 74 m² et le volume habitable est de 60 m³. Soit T_a la température ambiante régnant à l'extérieur du pavillon. Après calcul de la conduction thermique des murs et du plafond, on trouve que les déperditions thermiques à travers les parois valent $P_p = 226 (18 - T_a)$ Watts. Les pertes par renouvellement d'air sont : $P_a = 20 (18 - T_a)$ Watts. Les besoins en chaleur de la maison sont donc: $P = P_p + P_a = 246 (18 - T_a)$ Watts. La courbe de la figure 4 décrit les variations journalières des écarts de puissance thermique (P) au cours de l'année. Les jours pour lesquels $P > 0$, sont ceux où $T_a < 18$ °C. Durant ces journées, la maison doit être chauffée. Le recours à la conversion héliothermique permet de maintenir la température interne du pavillon à 18 °C même lorsque la température externe se situe au voisinage de 0 °C. Lorsque $T_a > 18$ °C, on a un excédent de puissance thermique se traduisant par des écarts $P < 0$. Dans ce cas, l'excédent d'énergie doit être évacué pour refroidir la maison. Il peut aussi être stocké pour des besoins sanitaires ou converti en vue d'applications ultérieures.

Conclusion

L'étude précédente a mis en évidence le fait que l'écart entre la température minimum et la température maximum est fortement corrélé aux caractéristiques journalières du rayonnement solaire et que les réseaux de neurones à trois couches gérés par un algorithme d'apprentissage supervisé reproduisent convenablement les données solaires de la région de Tizi Ouzou. De telles données peuvent alors être appliquées utilement au chauffage solaire dans cette région.

Bibliographie

- AKIR A. , AM EU R S. et A DAN E A., 2002. Application of neural networks to estimate solar radiation features from air temperature measurements in Tizi Ouzou (Algeria). *Proc. Seventh World Renewable Energy Congress (WREC VII)*, Cologne.
- ANGS TROM A., 1924. Solar and terrestrial radiation, *Quart.J .Roy.Met.Soc*, **50**, 121-125.
- CHOUDHURY C. et GARG H.P., 1991. Design analysis of corrugated and flat plate solar air heaters. *Renewable Energy*, **1(5/6)**, 595-607.
- DESIGNES F., 1975. Le rayonnement solaire, *Acta Electrónica*, **18**, 275-294.
- HORNIK K., STINCHCOMBE M., WHITE H. and AUER P., 1994. Degree of approximation results for feedforward networks approximating and their derivatives. *Neural Computation*, **6**, 1262-1275.
- ODOUIN J.F., 1994. Les réseaux de neurones, Ed. Hermes, Paris.
- YOUCEF ETTOUMI F, MEFTI A., ADANE A. et BOUROUBI M.Y., 2001. Statistical analysis of solar measurements in Algeria using Beta distributions, *Renewable Energy*, **26(1)**, 47-67.

CALCUL DE L'ENSOLEILLEMENT DE FAÇADES ARCHITECTURALES : RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

G. BRANCUCCI ET G. PALIAGA

*Dipartimento POLIS. Fac. di Architettura Università di Genova, Str.ne S. Agostino 37
16123 Genova (Italie)*

brancucci@arch.unige.it, gpaliaga@arch.unige.it

Résumé

L'analyse détaillée des conditions microclimatiques auxquelles les façades peintes à fresques sont exposées, peut fournir un point de départ utile pour repérer des zones potentiellement plus exposées que d'autres à certaines formes de dégradation et, par conséquent, permettre de projeter des interventions ciblées de protection et de prévention. Ce problème a été affronté en termes quantitatifs à travers l'élaboration d'une procédure rigoureuse de calcul qui peut fournir les bases d'une méthode d'enquête analytique de la dégradation.

Abstract

In this paper we present a new methodology of approaching the study of the microclimatic effects, particularly the solar radiation effects, on the degradation of the frescoed frontage in the historical centre of Genoa.

The quantitative analysis of the solar radiation hitting a frontage may represent a useful basis to identify areas potentially more sensible to some kind of degradation; this kind of study may allow specific protection and prevention actions.

The study has been approached in a quantitative way through a rigorous calculus of the solar radiation hitting the surface.

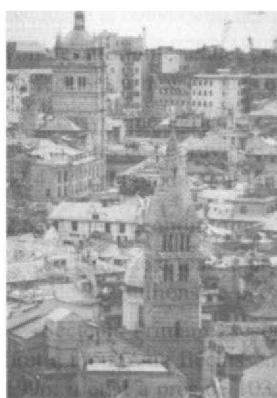
Mots-clés : radiation solaire, dégradation par le climat, monuments, horizon

Key words: solar radiation, weathering, monuments, skylines

Introduction

Dans le cadre des recherches effectuées à la Faculté d'Architecture de l'Université de Gênes, il est apparu absolument nécessaire d'élaborer une méthode d'analyse dans le but d'étudier l'effet des éléments microclimatiques, en particulier de l'ensoleillement, sur la dégradation des façades peintes à fresques du centre historique de la ville.

1. Contexte de l'étude



Le centre historique de Gênes est caractérisé par un réseau étroit de ruelles et par des édifices de différentes hauteurs (figure 1). Il n'est pas rare que dans un espace réduit et sur une même œuvre, se produisent de forts contrastes entre soleil et ombre auxquels s'ajoutent des expositions différentes aux agents climatiques tels que l'eau et le vent en particulier.

Les effets de la dégradation causés, en première évaluation, par la présence ou l'absence d'ensoleillement se manifestent sous forme de déco-

Figure 1 : Vue partielle du centre historique de Gênes caractérisé par un réseau étroit de ruelles et de palais de différentes hauteurs.

loration des surfaces peintes à fresques et/ou à travers l'apparition ou l'accentuation de lézardes produites soit par un processus d'affaissement structural, soit, parfois, par des phénomènes pouvant être attribués à des effets de thermo/cryoclastisme.



Par contre, l'irradiation peut opérer une action positive en contrastant d'autres formes de dégradation liées à la présence d'eau, d'humidité, de moisissures, etc. (figure 2)

Figure 2 : Exemple de formes de dégradation liées à la présence d'eau, d'humidité, de moisissures, etc.

2. Phases de la recherche.

La recherche en cours a permis, de façon préliminaire, d'aboutir au tracé mensuel et annuel d'irradiation calculée de façon détaillée pour chaque élément architectural pris en examen.

Après avoir identifié les sites les plus adéquats pour expérimenter la méthode proposée de sorte qu'ils soient représentatifs des diverses expositions, on est passé à la réalisation des phases suivantes :

- 1) définition des orientations dans l'espace des façades faisant l'objet de l'étude au moyen d'une cartographie à petite échelle;
- 2) dessin des façades;
- 3) calcul de la radiation reçue, grâce à des techniques d'intégration numérique. (Le calcul d'irradiation a été effectué au moyen d'un logiciel commercial qui permet de déterminer les paramètres d'irradiation d'une surface dans l'espace en fonction de son orientation et du trajet apparent du soleil et de l'horizon local).

En ce qui concerne en particulier le point 3), pour obtenir un résultat rigoureux et précis, la définition scrupuleuse d'obstacles qui s'interposent entre la direction de provenance des rayons solaires (*skyline*) et la surface étudiée est apparue d'une importance fondamentale. Pour atteindre cet objectif, le procédé prévoit :

- a) la superposition d'une grille de points (tous le 2 m) sur la façade dessinée (point 2);
- b) la vérification, pour chaque point, du rapport spatial avec les obstacles (angle visuel) qui s'interposent entre le point lui-même et le parcours du soleil (skyline) (Fig. 3).
- c) le calcul de l'irradiation mensuelle pour chaque point de la grille.

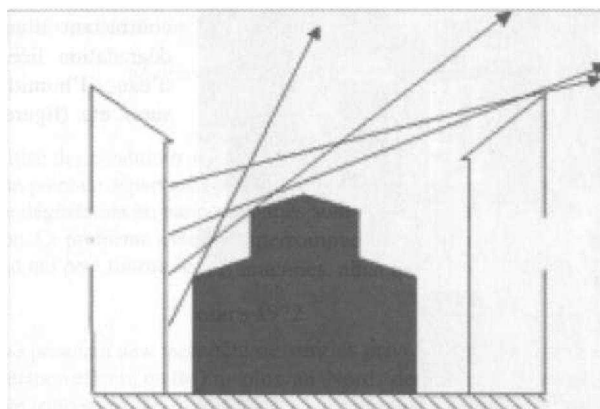


Fig. 3 - Vérification, pour chaque point, du rapport spatial avec les obstacles (angle visuel) qui s'interposent entre le point lui-même et le parcours du soleil (Skyline).

3. Calcul du rayonnement solaire

Sur la base des skylines obtenus et de l'angle d'encombrement vertical de l'obstacle en fonction de l'angle azimutal se référant au parcours du soleil, les intervalles temporels d'illumination/ombre et la quantité de radiation exprimée en W/m^2 de chaque point de la grille ont été définis.

Afin de calculer la radiation incidente sur la façade du palais nous avons utilisé un logiciel commercial développé pour diverses applications dans le champ d'utilisation de l'énergie solaire.

Un tel logiciel nous a permis de réaliser le calcul de la radiation incidente sur une superficie orientée arbitrairement, en employant les données reportées dans des bases de données qui réunissent les paramètres mesurés dans un intervalle de temps de dix ans de stations météorologiques réparties sur tout le globe.

Le calcul de la radiation solaire directe et diffuse, est effectué en tenant compte de l'effet de masque causé par l'interposition d'obstacles autour des sites analysés et le trajet apparent du soleil pour chacun des jours de l'année (skyline).

Donc à partir des données relatives à la position du site, à l'orientation de la superficie dans l'espace et au trajet apparent du soleil dans le ciel, le logiciel permet d'obtenir trois types différents de résultats :

moment des levers et couchers du soleil (plusieurs couples par jour dans le cas d'obstacles - *skyline*).

- données relatives au calcul effectué sur base mensuelle (Tab. 1)
- données relatives au calcul horaire (Tab. 2).

Tableau 1 : Paramètres calculés sur base mensuelle.

Rayonnement global horizontal
Rayonnement diffus horizontal
Rayonnement hémisphérique, plan incliné
Rayonnement diffus, plan incliné
Rayonnement direct, plan incliné
Température de l'air
Humidité relative
Vitesse du vent
Direction du vent
Précipitations
Ensoleillement
Jours avec précipitations >0.1mm

Tableau 2 : Paramètres calculés sur base horaire.

Mois
Jour
Heure
Azimut soleil
Élévation solaire
Radiation global horizontal
Rayonnement global
Rayonnement diffus horizontal
Rayonnement direct normal
Rayonnement direct
Rayonnement hémisphérique, plan incliné
Rayonnement diffus, plan incliné
Emissivité plan vertical
Humidité relative
Température de l'air
Température de la surface
Bilan de rayonnement
Degré de nébulosité

Dans cette recherche nous avons employé les valeurs calculées mensuellement de la radiation directe exprimée en termes d'énergie par unité de surface (kWh/m^2) et les valeurs de la température de la superficie calculée aux solstices et aux équinoxes.

Position du site : $44^\circ 15' \text{ N}$; $8^\circ 33' 3,6'' \text{ E}$; altitude : 6 m ; la normale à la superficie en question est orientée dans l'azimut : 172° N avec une inclinaison de 90° par rapport à l'horizontale.

Nous avons procédé en superposant à la superficie analysée une grille avec des mailles d'un pas de 2 mètres dans les deux dimensions spatiales, pour un total de 9 points selon la direction horizontale et de 13 points selon la direction verticale.

Pour chaque point de la grille, pour les valeurs angulaires comprises entre 90° et 270° , tous les 10° , a été calculé l'horizon, ou bien la définition géométrique de chaque obstacle par rapport au trajet apparent du soleil, représenté par les édifices autour de la façade analysée (**figure 4**).

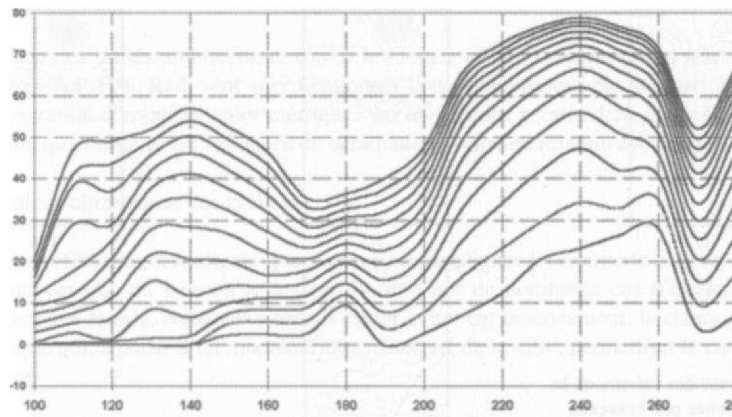
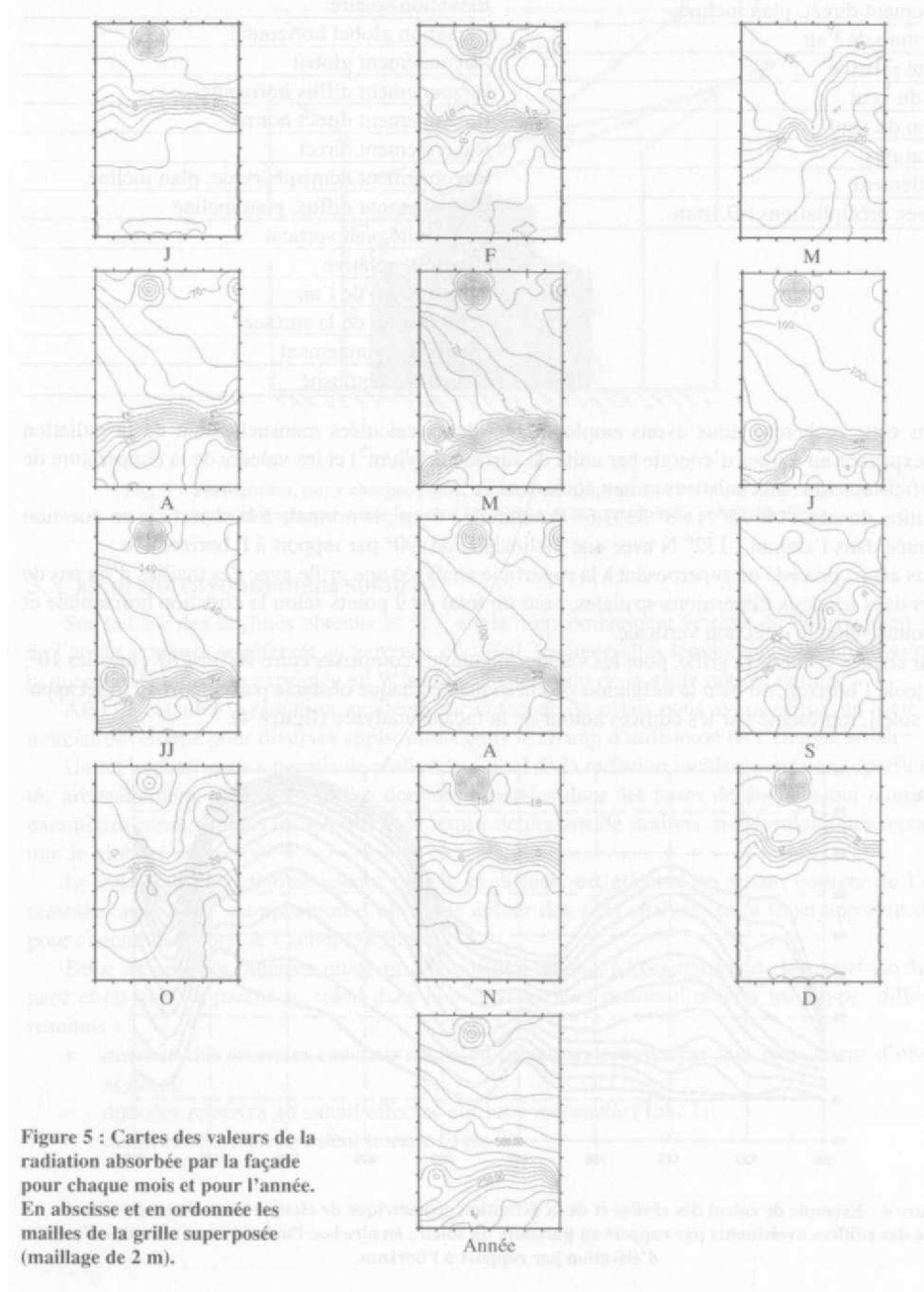
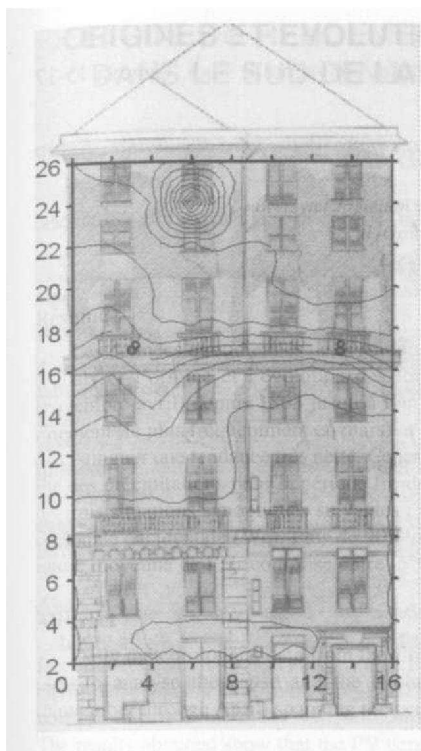


Figure 4 : Exemple de calcul des *skyline* et de la définition géométrique de chaque obstacle (angle visuel) reporté des édifices avoisinants par rapport au parcours du soleil ; en abscisse l'azimut et en ordonnée l'angle d'élevation par rapport à l'horizon.

Le calcul a été effectué en employant les données relatives à la station météo de l'Université de Gênes située près du centre historique à une distance à vol d'oiseau inférieure à 1 km de la façade en examen.

Les valeurs d'irradiation ainsi calculées ont été interpolées pour obtenir une série de cartes de la radiation absorbée par la façade, annuellement et mensuellement (**figure 5**).





Les cartes, superposées à l'image de la façade (figure 6), ont ainsi permis d'identifier des zones sujettes à un niveau d'insolation plus ou moins intense selon les périodes de l'année et aussi en rapport, comme nous l'avons indiqué précédemment, à la percolation de l'eau et à l'exposition au vent, afin de mieux souligner le rapport existant entre dégradation et agent climatique.

Figure 6 : Exemple du tracé de la radiation solaire (mois de Janvier) superposé à l'image de la façade (en gris plus chargé zone de dégradation). L'unité de mesure est le m en abscisse et en ordonnée.

Conclusion

Les premiers résultats de la recherche ont montré des possibilités intéressantes de développement. Il apparaît cependant évident que, pour arriver à des résultats utiles d'un point de vue opérationnel, un approfondissement des essais reste indispensable. Un tel approfondissement est utile pour la séquence d'opérations décrite ci-après:

- 1) monitoring des unités architecturales avec la mesure in situ de capteurs au relevé direct des paramètres T, P, H%, Rad, vent afin d'étalonner le modèle proposé par le logiciel utilisé ;
- 2) expérimentation d'enquêtes colorimétriques sur les façades peintes dans le but de réaliser une évaluation quantitative de l'influence de la radiation solaire en relation avec la décoloration des façades.
- 3) études microclimatiques des ruelles

Nous souhaitons finalement souligner que la procédure appliquée ici comporte un long travail d'acquisition des données qui, en pensant à des applications sur de nombreux cas d'étude, pourrait en rendre l'utilisation très lourde. Nous envisageons, pour éviter cet inconvénient, la création d'une procédure automatique qui, à partir d'un modèle tridimensionnel de la ville, permettrait le calcul automatique des *skylines*.

Bibliographie

A A. V V. *Facciate dipinte, conservazione e restauro*, Atti del convegno di studi, Genova 15-17 aprile 1982.

AA.VV. *Genua Pietà. Proposte per la scoperta ed il recupero delle facciate dipinte*, Sagep Editrice, Genova 1982.

B A D E S C U V., 2002: 3D isotropic approximation for solar diffuse irradiance on tilted surfaces. *Renewable Energy* 26, p. 221-233.

B A D E S C U V., 1997: Verification of some very simple clear and cloudy sky models to evaluate global solar irradiance *Solar Energy* 61 (4), p. 251-64

DANNY H. W. LI *, JOSEPH C. LAM, CHRIS C. S. LAU, 2002 : Technical note: A new approach for predicting vertical global solar irradiance, *Renewable Energy* 25, p. 591-606.

DE GENNARO M., CALCATERRAD., CAPPELLETTI P., LANGELLA A., MORRA V., 2000 : Building stone and related weathering in the architecture of the ancient city of Naples, *Journal of Cultural Heritage*, 1, p. 399-414

DEL BINO D., DI SIVIO M., SANTI E., 1984 : *Clima ed edilizia. Rapporto tra tipologia edilizia e soleggiamento*. Alinea Editrice, Firenze.

M E T E O N O R M, 2000 : *Global Meteorological Database for Solar Energy and Applied Climatology. Version 4.0* Software and data on CD, Meteotest Fabrikstrasse, 14 Bern, Switzerland.

PECCHIONI E., 2000 : *Metodi di indagine per la caratterizzazione del materiale lapideo utilizzato nel patrimonio artistico e per la determinazione del suo stato di conservazione*, *Geologia Tecnica ed ambientale*, 2, p.33-39

RACCOMANDAZIONI NORMAL 1 : 88, *Alterazione dei materiali lapidei e trattamenti conservativi*. Lessico, Consiglio Nazionale Ricerche, Istituto centrale restauro, Roma, 1988.

ROMAN OVSKY V., 1994 : Les agents atmosphériques responsables de la dégradation des monuments, *La Meteorologie*, Vili, 6, p. 57-67.

ETUDE DU RENDEMENT DU SILICIUM MONO-CRISTALLIN EN MILIEU DESERTIQUE

S. HARROUNI* ET A. MAAFI

* *Instrumentation Solaire et Modélisation - LINS*
Faculté d'Electronique et d'Informatique - USTHB
BP 32 El Ma, 161 II Alger.
E-mail : sharrouni@yahoo.fr

Résumé

Cet article s'intéresse à l'analyse expérimentale des performances d'un générateur photovoltaïque (PV) fabriqué à partir de cellules à base de silicium mono-cristallin. A cet effet, le rendement du silicium mono-cristallin en milieu désertique a été évalué expérimentalement. Pour cela, une banque de données expérimentale composée de signaux hélio-électriques à un pas de temps de 10 minutes sur une période d'une année a été utilisée. Les résultats obtenus ont montré que le rendement du générateur PV correspond pratiquement à la moitié du rendement donné par le constructeur pour les conditions standards de fonctionnement. Cela est essentiellement dû au milieu désertique dans lequel fonctionne ce générateur PV où plusieurs paramètres influencent son rendement notamment la température ambiante.

Abstract

This article is devoted to the experimental performance analysis of a photovoltaic (PV) generator manufactured from single-crystal silicon cells. For this purpose, the efficiency of the single-crystal silicon in desert environment has been assessed experimentally. To carry out this work, an experimental data bank which contains data relevant to the system recorded during one year with a time step of 10 minutes has been used. The results obtained show that the PV generator efficiency corresponds to the half of the efficiency given by the manufacturer for the standard conditions of working. It is essentially due to the desert environment in which operates this PV generator where several parameters influence its efficiency especially the ambient temperature.

Mots-clés : Silicium mono-cristallin, Photovoltaïque, Rendement, Température

Keywords : Single-crystal silicon, Photovoltaic, Efficiency, Temperature

Introduction

Le silicium mono-cristallin a été utilisé dans la fabrication des modules PV qui ont été utilisés pour diverses applications tel que le pompage par exemple. Le rendement donné par les constructeurs des modules dans les conditions standards est de l'ordre de 14% (Green et al, 1999). Cependant, en pratique ce rendement oscille autour de 10% (Maafi, 1997; Maafi et Delorme, 1996). Ceci est dû à plusieurs facteurs climatiques qui influencent considérablement ce rendement.

Aussi, nous proposons dans cette communication l'étude expérimentale du rendement du silicium mono-cristallin. Pour cela, on a réalisé une campagne de mesures en milieu désertique. L'objectif de cette étude est d'évaluer le rendement de conversion de ce générateur et d'étudier ses variations en fonction de l'environnement climatique, par exemple de la température.

1. Acquisition des données du système PV

Les données utilisées dans cette étude ont été enregistrées par un système d'acquisition de données de type G RAN T . Cette campagne a été conduite à l'aide d'un système photovoltaïque installé dans le village de Tahifet (latitude = 22°53' Nord, longitude = 6° Est et altitude = 1400 m) à proximité de Tamanrasset.

Elle a permis de constituer une banque de données regroupant l'éclairement solaire global (Ecl), la température ambiante (Ta), la température du caisson de la batterie (Te), le courant généré (Ig), le courant utilisé (Iu), la tension de batterie (Vb) et la tension du champ PV (Vc). Ces paramètres ont été enregistrés au cours de l'année 1992. Les données d'éclairement global ont été mesurées au moyen d'une cellule PV, celles de la température sont obtenues grâce à des sondes de platine donnant un signal converti automatiquement par le système d'acquisition de données en degré Celsius.

Pour l'analyse de la performance d'un générateur PV, une étude basée sur le bilan énergétique est nécessaire. Aussi, nous avons procédé à divers traitements des signaux bruts afin de déterminer les irradiances solaires et les énergies générées par le champ PV et ceci à différentes échelles de temps qui sont : 10 minutes, horaire et journalière. Nous avons également déterminé les écarts de température ambiante (température maximale - température minimale) et ceci pour chaque journée étudiée.

2. Caractérisation du site

A partir des données d'éclairements dont nous disposons, nous avons déterminé les irradiances journalières (les énergies incidentes) pour toute l'année étudiée. La **figure 1** représente l'histogramme annuel de l'irradiation journalière par classe de 1 KWh/m² et la **figure 2** la courbe d'évolution annuelle de la moyenne mensuelle de l'irradiation journalière.

La **figure 1** montre que l'irradiation globale présente des fréquences élevées pour les fortes valeurs. Ceci est confirmé par la **figure 2** qui montre que la valeur moyenne de l'irradiation journalière est de 5.8 KWh/m². Ceci nous permet de conclure que le climat du site étudié est caractérisé par un taux d'ensoleillement élevé.

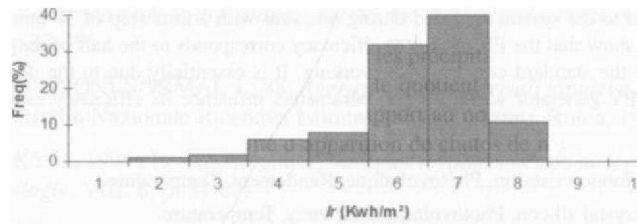


Figure 1 : Histogramme annuel de l'irradiation journalière.

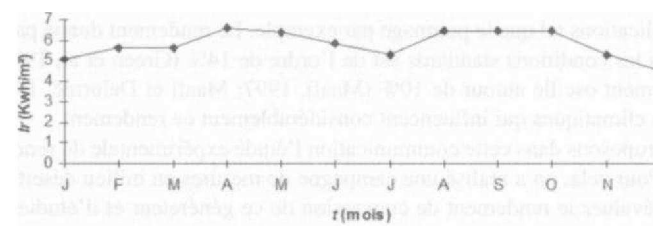


Figure 2 : Evolution annuelle de la moyenne mensuelle de l'irradiation journalière.

Un autre facteur très important caractérisant le climat d'un site est la température ambiante Ta . Aussi, nous avons représenté sur la **figure 3** l'évolution de la moyenne mensuelle de la température ambiante à midi au cours de l'année. La température à midi suit donc une évolution saisonnière puisqu'elle est minimale en hiver et maximale en été. Nous avons aussi représenté sur la **figure 4**

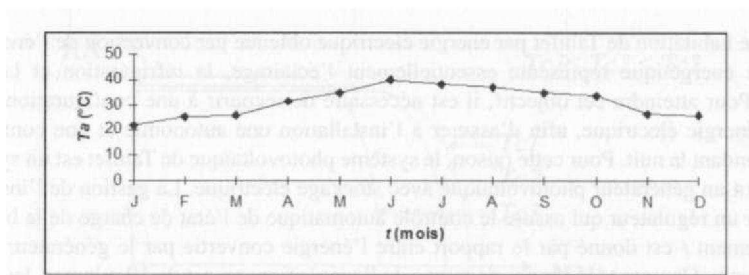


Figure 3 : Evolution annuelle de la moyenne mensuelle de la température à midi.

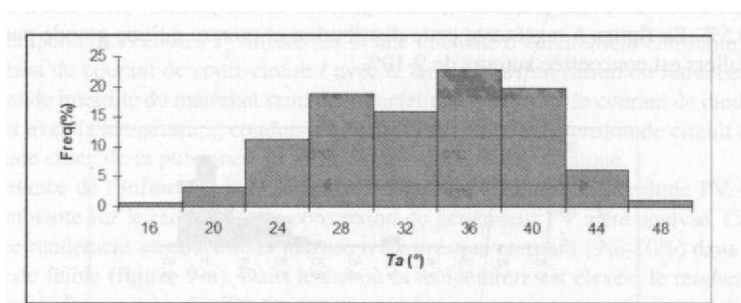


Figure 4 : Histogramme annuel de la température à midi.

l'histogramme annuel de la température à midi. Cet histogramme montre que le climat de Tahifet est relativement chaud pendant la journée puisque les valeurs de la température à midi se concentrent entre 20 °C et 44 °C. Pour avoir une idée sur la température pendant la nuit, nous avons représenté sur la **figure 5** l'évolution de la moyenne mensuelle de l'écart journalier entre la température ambiante maximale et minimale. Nous remarquons que l'écart moyen annuel est approximativement de 22 °C, ce qui nous permet de déduire que le climat de Tahifet est chaud pendant la journée et froid pendant la nuit.

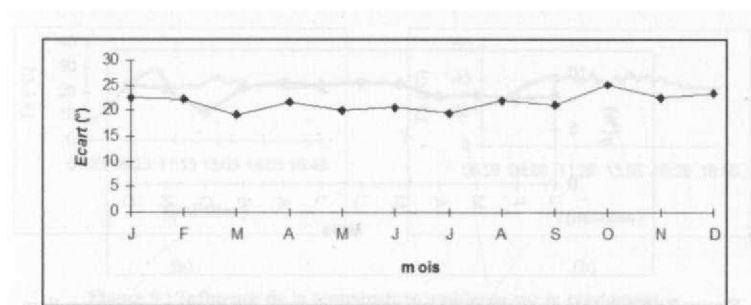


Figure 5 : Evolution de la moyenne mensuelle de l'écart journalier ($T_{a_{max}} - T_{a_{min}}$), de la température.

3. Analyse du rendement du générateur PV

Le générateur PV du système étudié est d'une puissance de 720 Watts-crête et il a une surface totale de 6m². Il est orienté vers le sud et est incliné d'un angle égal à 10° par rapport au plan horizontal (Harrouni, 2000 ; Sonelgaz ; Maafi and Harrouni, 2000). Ce générateur est prévu pour

alimenter une habitation de Tahifet par énergie électrique obtenue par conversion de l'énergie solaire. La demande énergétique représente essentiellement l'éclairage, la réfrigération et la ventilation (SoneIgaz). Pour atteindre cet objectif, il est nécessaire de recourir à une configuration utilisant un stockage d'énergie électrique, afin d'assurer à l'installation une autonomie et une continuité d'alimentation pendant la nuit. Pour cette raison, le système photovoltaïque de Tahifet est un système autonome utilisant un générateur photovoltaïque avec stockage électrique. La gestion de l'installation est effectuée par un régulateur qui assure le contrôle automatique de l'état de charge de la batterie.

Le rendement (est donné par le rapport entre l'énergie convertie par le générateur et l'énergie solaire incidente. Compte tenu du pas de temps de l'acquisition qui est de 10 minutes, les rendements du générateur ont été évalués à différents pas de temps : 10 minutes, heure, la journée. Pour apprécier la distribution des rendements journaliers, l'histogramme de ces derniers a été établi en utilisant des classes de 0.5%. La **figure 6** représente cette distribution et montre qu'une grande partie des rendements journaliers est concentrée autour de 9-10%.

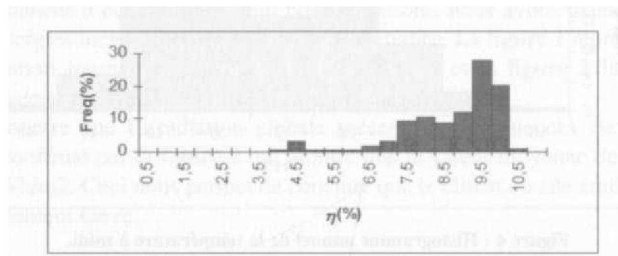


Figure 6 : Histogramme des rendements journaliers du générateur PV.

La **figure 7** quant à elle représente l'évolution annuelle de la moyenne mensuelle du rendement journalier de conversion. Le rendement moyen est de 8.5% (Maafi and Harrouni, 2000). Il correspond pratiquement à la moitié du rendement donné par le constructeur pour les conditions standards de fonctionnement. Cela est essentiellement dû au milieu climatique dans lequel fonctionne ce générateur PV. En effet, les conditions désertiques sont caractérisées par de fortes températures et un fort ensoleillement pendant la journée au cours du printemps et de l'été.

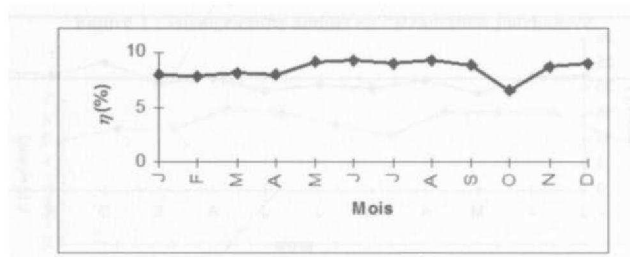


Figure 7 : Evolution annuelle de la moyenne mensuelle des rendements journaliers.

4. Effet de la température sur le rendement du générateur PV

La température ambiante est un paramètre très important pour la cellule solaire. En effet plus de 85 % de l'énergie incidente est dissipée en chaleur. Ceci conduit à une élévation de la température de fonctionnement de la cellule. La **figure 8** illustre l'influence de la température cellule sur la caractéristique courant - tension d'une cellule photovoltaïque.

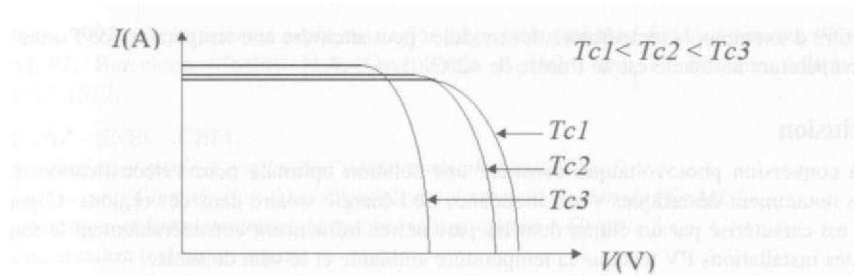


Figure 8 : Effet de la température cellule sur la caractéristique électrique de la cellule PV.

Pour des températures cellules T_c différentes et une intensité d'éclairement constante, on observe une augmentation du courant de court-circuit / avec la température en raison du rétrécissement de la largeur de la bande interdite du matériau semi - conducteur. En revanche le courant de diode augmente très rapidement avec la température, conduisant à une diminution de la tension de circuit ouvert V , ce qui engendre une chute de la puissance de sortie de la cellule photovoltaïque.

Vu l'importance de l'influence de la température sur le rendement de la cellule PV, l'effet de la température ambiante sur le rendement de conversion du générateur PV a été analysé. Cette analyse a montré que le rendement au cours de la journée reste presque constant (9%-10%) dans le cas où la température reste faible (**figure 9-a**). Dans le cas où la température est élevée, le rendement chute à un moment donné (**figure 9-b**). Ce dernier correspond à l'instant où la température ambiante atteint une valeur de 42°C. En effet, cette forte température ambiante influe sur la température T_j des

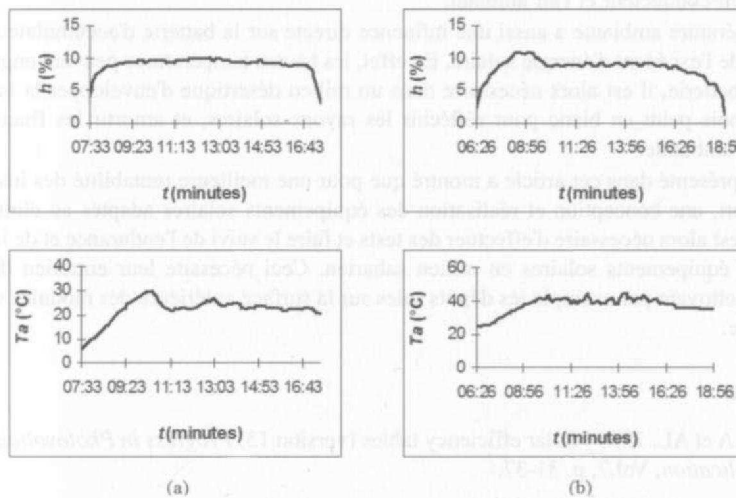


Figure 9 : Influence de la température ambiante sur le rendement.

modules qui conditionne à son tour le rendement des modules. La température T_j peut être calculée à partir du NOCT (Normal Operating Cell Temperature), grandeur intrinsèque du module et qui est donnée par le constructeur :

$$T_j = T_a + \frac{(NOCT - 25^\circ C) \cdot E_{cl}}{E_r}$$

E_r est l'éclairement de référence qui vaut 1000 W/m².

A titre d'exemple, la température des modules peut atteindre une température de l'ordre de 56°C si la température ambiante est de l'ordre de 42°C.

Conclusion

La conversion photovoltaïque constitue une solution optimale pour l'électrification des zones rurales notamment désertiques vue l'abondance de l'énergie solaire dans ces régions. Cependant, le désert est caractérisé par un climat dont les paramètres influencent considérablement le fonctionnement des installations PV tels que la température ambiante et le vent de sable.

Afin de contribuer à la quantification de l'influence du climat du désert sur les installations PV nous avons présenté dans cet article une analyse expérimentale à une échelle de temps fine (10 minutes) du rendement de conversion d'un générateur PV fabriqué à base de cellules de silicium mono-cristallin et ceci en milieu désertique. Cette analyse a montré que le rendement du générateur PV est égal à 8.5%, ceci représente pratiquement la moitié du rendement donné par le constructeur pour les conditions standards de fonctionnement. Cet écart de rendement est dû à l'influence de divers paramètres climatiques qui caractérisent le milieu désertique dans lequel fonctionne le générateur PV étudié notamment la température ambiante. L'influence de cette dernière sur le rendement a été analysée. Cette analyse a montré que les fortes températures ambiantes conduisent à une élévation de la température des modules solaires ce qui fait chuter le rendement du générateur photovoltaïque. Ceci montre que le silicium mono-cristallin est sensible aux fortes températures et au fort ensoleillement ce qui nécessite certaines précautions lors de son utilisation dans un milieu caractérisé par ces paramètres tel que le milieu désertique. Ainsi, il convient d'effectuer une encapsulation des cellules solaires ce qui permet le contrôle de la température des jonctions via un équilibre thermique entre le matériau semi-conducteur et l'air ambiant.

La température ambiante a aussi une influence directe sur la batterie d'accumulateurs qui assure le stockage de l'excédent d'énergie solaire. En effet, les hautes températures peuvent engendrer l'ébullition de la batterie, il est alors nécessaire dans un milieu désertique d'envelopper la batterie par un caisson en bois peint en blanc pour réfléchir les rayons solaires, et amortir les fluctuations de la température ambiante.

L'étude présentée dans cet article a montré que pour une meilleure rentabilité des installations PV dans le désert, une conception et réalisation des équipements solaires adaptés au climat désertique s'impose. Il est alors nécessaire d'effectuer des tests et faire le suivi de l'endurance et de la fiabilité des systèmes et équipements solaires en milieu saharien. Ceci nécessite leur entretien d'une manière continue en nettoyant par exemple les dépôts sales sur la surface antérieure des modules solaires dû au vent de sable.

Références

- GREEN. M. A et A L , 1999 : Solar efficiency tables (version 13) *Progress in Photovoltaics : Research and Application*, Vol.7, p. 31-37.
- H ARR O UN I . S, 2000 : *Traitement de signaux hélio-électriques résultant du monitoring des systèmes photovoltaïques*, Thèse de Magister en Electronique, Option Rayonnement Atmosphérique, soutenue à PUSTHB.
- MAAFI. A and HARROUNI. S, 2000 : Measuring the fractal dimension of solar irradiance in view of PV Systems performance analysis, WREC'2000, Brighton (UK), A A M Sayigh Editer, Vol. 4, p. 2032-2035.
- MAAFI. A et DELORME. C, 1996 : Modélisation à long terme et optimisation du stock d'énergie des installations solaires autonomes, *Journal de Physique III*, France, Vol. 6, n°4, p. 511-527.

MAAFI. A, 1997 : *Experimental evaluation of storage sizing method for autonomous PV systems*, EPSE'97, Barcelona (Spain), H.A. Ossenbrink, P. Helm and H. Ehmann editors, Vol.2, p. 1517-1519.

SONELGAZ - ENEL - CREL :

" Description et mode d'emploi de l'équipement photovoltaïque ".

" Normes pour l'installation du système d'enregistrement de données Grant ".

" Installation et fonctionnement du système a" acquisition « Grant » ".

Documentation technique interne.

NEIGE ET AVALANCHES DANS LES ALPES FRANÇAISES EN JANVIER-FEVRIER 1999

G. BLANCHET

Société Météorologique de France, 5/6, rue d'Anse 69400 Villefranche s/Saône.
E mail : blanchet.guy@wanadoo.fr

Résumé

En moins d'un mois, du 25 janvier au 24 février 1999, d'abondantes chutes de neige ont affecté le nord des Alpes et provoqué de très nombreuses avalanches. Au même moment, les Alpes du sud connaissaient la sécheresse.

Abstract

Within less than a month, from January 25th to February 24th, heavy snowfalls affected the northern part of the Alps and caused numerous avalanches. At the same time, a period of drought prevailed in the southern part of the Alps.

Mots-clés : neige, avalanches, Alpes.

Keywords : snow, avalanches, Alps.

Introduction

L'hiver 1998-99 restera sans doute inscrit dans les mémoires pour les chutes de neige remarquables survenues entre le 26 janvier et le 24 février 1999 sur le versant nord des Alpes et les

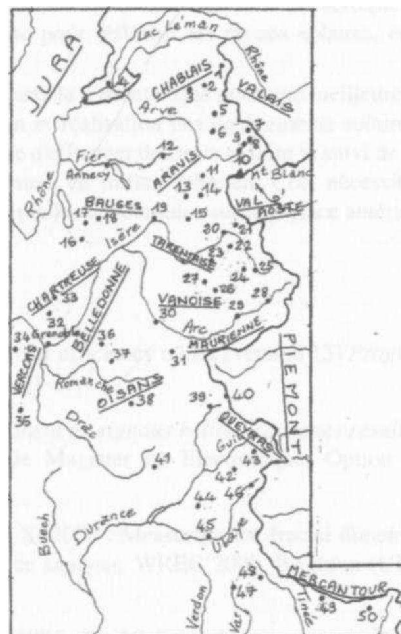


Fig. 1 : Carte de localisation.

multiples avalanches qui ont provoqué la mort d'une soixantaine de personnes dans l'ensemble de l'arc alpin, dont 25 en France. Notre étude porte essentiellement sur les Alpes françaises (figure 1).

1. Les épisodes neigeux

Trois épisodes neigeux importants se succèdent en moins d'un mois.

1.1. L'épisode du 26 au 29 janvier

A partir du 26 janvier, un flux de NW (figures 2 et 3) comportant trois perturbations provoque de copieuses chutes de neige dans le nord du massif alpin ; en quatre jours, les cumuls y atteignent 100 à 150 cm vers 1500 mètres (tableau) et les lames d'eau dépassent localement 100 mm (162 à St-Pierre-de-Chartreuse, 116 au Gd-Bornand). A elle seule, la journée du 28 apporte de 40 à près de 80 cm (76 au Tour). Comme toujours lors de régimes de NW, la haute-Maurienne et l'Oisans, abrités, sont moins bien servis. De même, vers le sud, par effet de foehn, les cumuls diminuent rapidement et deviennent même nuls dans les Alpes-Maritimes (tableau). De très nombreuses avalanches de

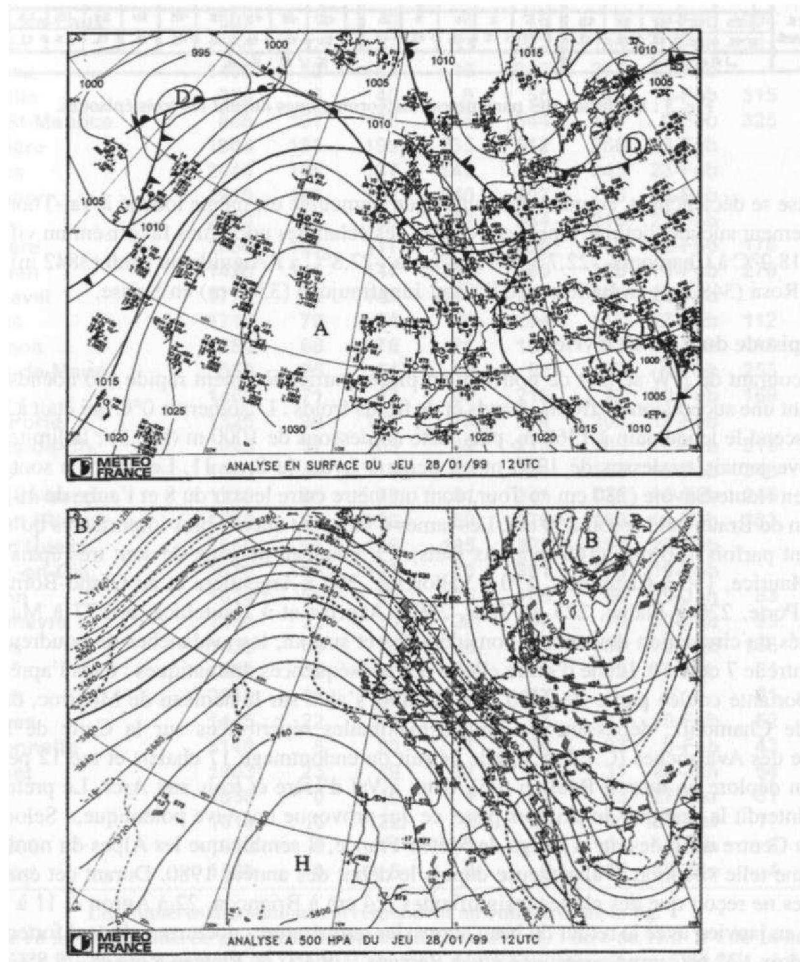


Fig. 2 : Situation météorologique du 28 janvier 1999.

EVOLUTION DES PARAMETRES METEOROLOGIQUES DURANT LES TROIS

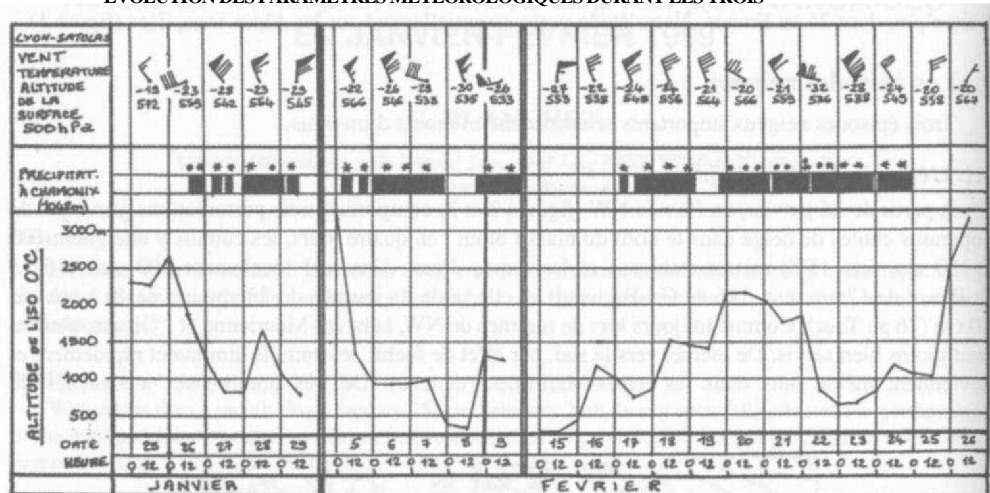


Fig. 3 : Evolution des paramètres météorologiques durant les trois épisodes.

poudreuse se déclenchent, coupant des routes ; un immeuble est même touché à Val-Thorens. Il n'y a heureusement aucune victime. Après ces chutes, les éclaircies nocturnes favorisent un vif refroidissement : $-18,2^{\circ}\text{C}$ à Chamonix, $-22,7^{\circ}\text{C}$ à Val d'Isère, $-27,8^{\circ}\text{C}$ à l'Aiguille du Midi (3 842 m), $-30,2^{\circ}\text{C}$ au Plateau Rosa (3480 m) en Italie et $-30,8^{\circ}\text{C}$ au Jungfraujoch (3580 m) en Suisse.

1.2. L'épisode du 5 au 11 février

Un courant de NW se met de nouveau en place, particulièrement rapide (80 nœuds à 500 hPa) entraînant une succession de fronts chauds et de fronts froids. L'isotherme 0°C qui était à 3300 mètres le 4, descend le lendemain à 1360 m, puis reste au-dessous de 1000 m (fig. 3) ; la limite pluie/neige ne s'élève jamais au-dessus de 1200 m.; il neige à Lyon du 8 au 11. Les cumuls sont importants, surtout en Haute-Savoie (230 cm au Tour, dont un mètre entre le soir du 8 et l'aube du 10). En Suisse, la station de Braunwald reçoit 250 cm. Les lames d'eau sont encore plus importantes qu'en janvier et dépassent parfois 150 mm (169 mm aux Gets). Le manteau neigeux devient très épais : 140 cm à Bg-St-Maurice, 150 à Chamonix, 170 à Vallorcine, 200 à Argentière et au Grand-Bornand, 203 au Col de Porte, 220 à Flaine, 223 au Tour, 230 à Avoriaz et à Hauteluce, et 277 à Margériaz. Les difficultés de circulation deviennent considérables et surtout, les avalanches de poudreuse se multiplient entre le 7 et le 10. L'une d'entre elles a des conséquences dramatiques ; dans l'après-midi du 9, une importante coulée partie de 2400 m d'altitude, s'abat sur le hameau de Montroc, dans la haute vallée de Chamonix, dépassant les limites maximales répertoriées sur la Carte de Localisation Probable des Avalanches (C.L.P.A.) ; elle détruit ou endommage 17 chalets et tue 12 personnes. En outre, on déplore un mort à Réallon (05), deux à Val d'Isère et trois aux Arcs. Le préfet de Haute-Savoie interdit la pratique du ski hors piste, ce qui provoque une vive polémique... Selon les spécialistes du Centre d'Etudes de la Neige de Météo-France, il semble que les Alpes du nord n'aient pas connu une telle situation avalancheuse depuis le début des années 1980. Durant cet épisode, le sud des Alpes ne reçoit que des chutes insignifiantes (24 cm à Briançon, 22 à Auron et 11 à Isola 2000). Comme en janvier, avec le retour du beau temps, les températures nocturnes chutent fortement : -22°C à Chamonix, $-22,6^{\circ}\text{C}$ aux Saisies, $-27,2^{\circ}\text{C}$ à Bessans, $-29,4^{\circ}\text{C}$ au Plateau Rosa et $-29,8^{\circ}\text{C}$ à l'Aiguille du Midi.

Tableau 1 : CHUTES DE NEIGE ET PRÉCIPITATIONS.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1. Châtel	1150	82	127	95	304	153	23 -Feb	380	661
2. Avoriaz	1750	102	198	222	522	315	25-Feb		>1100
3. Les Gets	1172	109	183	133	425	175	10-Feb	489	886
4. Genève-Cointrin	420	0	7	5	12	3	23 -Feb	140	35
5. Samoëns	749	58	163	96	317	100	18-Feb	374	563
6. Flaine	1640	140	207	193	540	240	24-Feb		
7. Vallorcine	1300	77	180	127	384	170	10-Feb	486	647
8. Le Tour	1470	147	230	261	638	275	23 -Feb		>1100
9. Argentière	1275	130	188	176	494	200	9-Feb	414	965
10. Chamonix	1050	78	139	72	289	150	9-Feb	277	495
11. Megève	1104	81	172	115	368	170	10-Feb	376	731
12. Le Gd-Bornand	1260	114	198	128	440	200	10-Feb	510	995
13. Les Saisies	1620	125	160	187	472	240	23 -Feb	130	990
14. Hauteluce	1215	93	181	150	424	230	10-Feb	444	799
15. Arêches	1030	79	164	61	304	160	10-Feb	319	541
16. Challes-les-Eaux	307	1	9	6	16	7	10-Feb	204	50
17. La Féclaz	1350	57	137	53	247	185	10-Feb	361	672
18. Margériaz	1400	82	184	46	312	277	11-Feb		
19. Albertville	350	6	40	9	55	25	9-Feb	315	102
20. Bourg-St-Maurice	865	101	178	65	344	140	9-Feb	325	500
21. La Rosière	1900	181	196	235	612	260	23 -Feb		>1100
22. Les Arcs	2040	108	137	145	390	245	23 -Feb		824
23. La Plagne	1970	115	152	140	407	225	23 -Feb		785
24. Tignes	2080	97	100	137	334	210	23 -Feb		752
25. Val d'Isère	1850	101	111	146	358	170	22 -Feb	176	720
26. Pralognan	1420	141	147	107	395	170	10-Feb	278	680
27. Courchevel	1775	93	145	143	381	198	23 -Feb		766
28. Bessans	1715	70	74	60	204	118	23 -Feb	112	447
29. Termignon	1280	66	76	21	163	85	9-Feb	118	273
30. St-Jean-de-Maur.	550	25	51	16	92	32	9-Feb	253	127
31. Valloire	1460	71	82	60	213	97	10-Feb	169	432
32. Col de Porte	1325	90	151	73	314	203	10-Feb		762
33. St-Pierre-de-Ch.	945	57	109	49	215	105	10-Feb	516	538
34. Autrans	1090	40	119	42	201	148	12-Feb	348	499
35. Gresse-en-Verc.	1220	85	75	81	241	130	10-Feb	245	583
36. Allemont (Rivier)	1270	93	196	89	378	160	10-Feb	383	753
37. L'Alpe d'Huez	1860	91	126	105	322	194	25-Feb		744
38 St-Christ.-en-Ois.	1570	105	123	73	301	170	10-Feb		715
39. Briançon	1324	55	39	15	108	60	29-Jan	83	167
40. Montgenèvre	1850	72	30	28	130	78	10-Feb	95	310
41. Orcières	1435	69	78	6	153	80	10-Feb	106	327
42. Ceillac	1665	30	37	24	91	39	10-Feb	61	224
43. St-Véran	2010	18	20	19	57			61	209
44. Les Orres	1445	22	41	tr	63	52	10-Feb	52	193
45. Barcelonnette	1140	5	28	1	34	23	9-Feb	43	68
46. Maljasset	1903	23	19	21	63	31	28-Jan	54	222
47. Estenc	1850	0	40	1	41	85	27-Mar	31	361
48. Auron	1610	0	22	2	24	65	27-Mar	17	213
49. Isola 2000	1910	0	11	1	12	100	18-Jan	8	331
50. Castérino	1550	0	6	0	6	105	18-Jan	4	331

Les numéros des stations correspondent aux numéros de la fig. 1

A : altitude en m. B : cumuls de neige fraîche en cm du 26 au 29/1 C : du 5 au 11/2 D : du 16 au 24/2

E : Cumuls F : couche maximale G : date H : cumuls des précipitations en mm du 26/1 au 24/2

I : hauteurs cumulées en cm des chutes de neige de l'hiver

1.3. L'épisode du 16 au 24 février

Pour la troisième fois, un vigoureux flux de NW déferle sur les Alpes (le vent souffle à 187 km/h à Méribel), mais l'origine des masses d'air est par moments, plus méridionale, notamment les 20 et 21, comme en témoignent les variations d'altitude de l'isotherme 0°C (figure 3). La limite pluie/ neige fluctue entre 500 et 2200 mètres. En conséquence, à basse altitude, les cumuls de neige fraîche sont moins importants que durant l'épisode précédent, alors qu'en haute montagne, ils sont au moins aussi forts (tableau). Les lames d'eau sont copieuses, parfois supérieures à 200 mm sur les massifs de Haute-Savoie (217 aux Gets, 231 au Grand-Bornand et 248 à Vallorcine). Notons que le Jura, particulièrement exposé aux flux de NW, est lui aussi abondamment servi (276 mm à Chézery et 306 à Mijoux). A moyenne altitude, le manteau neigeux diminue du fait de la pluie et des températures positives ; en revanche, il continue de s'épaissir en haute montagne, dépassant localement 3 mètres : 315 cm à Avoriaz, 325 à Lognan au-dessus de Chamonix, 360 au Lac Blanc (Aiguilles Rouges) et 390 à Bellecôte (Vanoise). En Suisse, le Sântis (2490 m) croule sous une couche de 735 cm... Entre le 20 et le 23, se déclenchent d'innombrables coulées de neige humide et lourde. De très nombreuses routes sont coupées dans tous les massifs septentrionaux, même en Chartreuse, événement très rare. Il n'y a heureusement pas de victimes en France ; en revanche, on déplore la mort de 36 personnes à Galtir en Autriche et de 9 personnes à Evolène en Suisse. Une fois de plus, les Alpes du sud ne sont guère concernées ; il ne tombe que 2 cm à Auron, 1 cm à Isola 2000 et quelques flocons seulement aux Orres.

2. Les cumuls et la place de janvier-février 1999

2.1. Les cumuls

En moins d'un mois, les cumuls sont impressionnants dans les Alpes du nord (tableau) ; ils dépassent localement 5 mètres, voire 6 mètres (612 cm à La Rosière et 638 au Tour). En Suisse, la station d'Elm (1700 m) dans les Alpes de Glaris a reçu 853 cm. En revanche, les totaux sont modestes, voire insignifiants dans le Piémont, le Val d'Aoste, le Tessin et les Alpes françaises du sud (24 cm à Auron et 12 à Isola 2000). Grâce à ces trois épisodes, la saison hivernale est l'une des plus neigeuses des dernières décennies : plus de 11 mètres à Avoriaz, à La Rosière et au Tour (fig. 4), près de 10 mètres au Grand-Bornand, à Argentière et aux Saisies, 9 mètres aux Gets. Les lames d'eau (fig. 5) sont naturellement importantes au nord (jusqu'à 510 mm au Grand-Bornand et 516 à St-Pierre-de-Chartreuse), sans doute 600 mm ou davantage à haute altitude sur certains massifs de Haute-Savoie. Il faut noter dans le Jura les 581 mm à Chézery et les 569 de Mijoux. Par ailleurs, entre Valais et Val d'Aoste, les contrastes dus au relief sont remarquables : 147 mm à Sion, 788 au Grand-St-Bernard et 56 à Aoste. Dans les Alpes françaises du sud, la diminution des précipitations est également saisissante (moins de 5 mm près de la Côte d'Azur).

2.2. Un événement exceptionnel ?

Il est particulièrement difficile d'évaluer le caractère exceptionnel d'un phénomène comme la neige ou les avalanches. Le principal problème résulte de la longueur insuffisante des séries ; en effet en France, les archives ne remontent guère au-delà de 30 ou 40 ans. Un autre problème est celui du choix du critère. On peut envisager :

- le nombre d'avalanches : il n'est qu'imparfaitement connu, étant fondé essentiellement sur l'observation humaine.
- le nombre de victimes et l'importance des dégâts. Ils dépendent de la fréquentation de la montagne, très inégale sur le plan géographique et variable dans le temps (vacances) et aussi des moyens de protection et de prévention. De décembre 1998 à avril 1999, on a déploré 38 victimes en France (44 en tenant compte de l'avant et de l'arrière- saison), ce qui fait de cet hiver le plus dramatique des dix dernières années et le 5ème depuis 30 ans. Quant à l'accident de Montroc (12 morts), c'est le plus grave depuis la catastrophe de Val d'Isère le 10 février 1970 (39 morts).

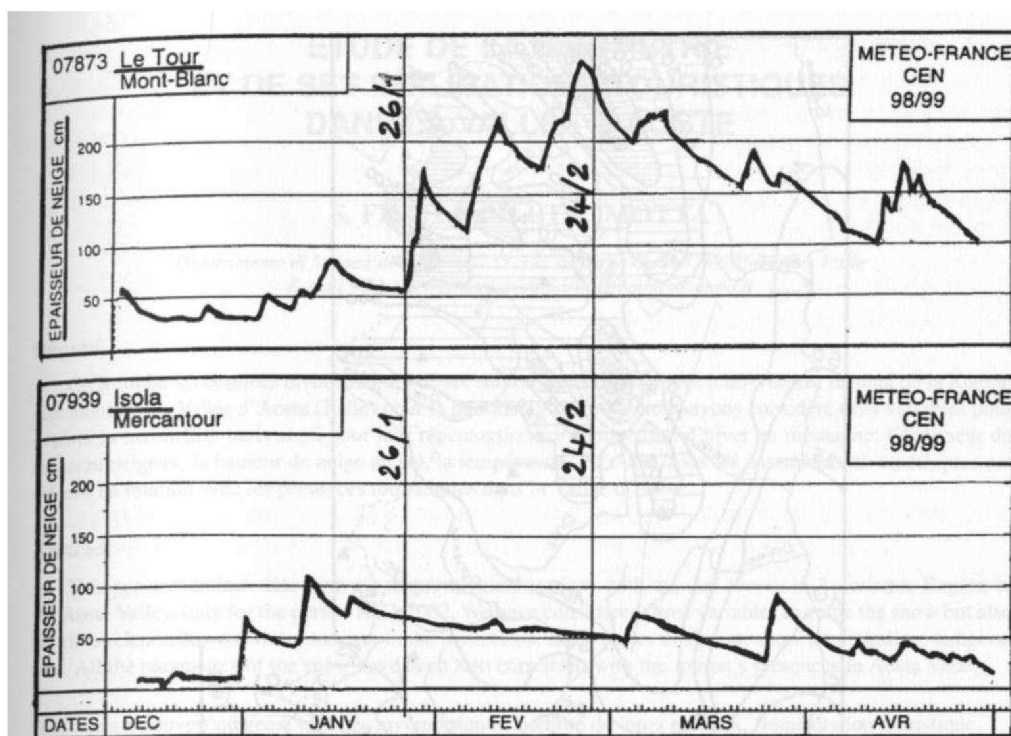


Fig. 4 : Evolution du manteau neigeux durant l'hiver 1998-99 au TOUR et à ISOLA 2000.

- l'importance des chutes de neige. Il faudrait pouvoir comparer les cumuls de notre période aux cumuls de périodes glissantes de 30 jours. La tâche n'est pas aisée ; elle a été tentée par J. Villecrose (Villecrose, 2001). Selon ce chercheur, les valeurs enregistrées sur les massifs de Haute-Savoie et du nord de la Savoie constituent souvent des records pour les vingt dernières années. Si l'on envisage uniquement les cumuls de février, ceux-ci sont les plus importants depuis plus de 30 ans dans plusieurs stations de Haute-Savoie ; ainsi, aux Contamines, le cumul est de 275 cm, l'ancien record étant de 182 en février 1970 ; sur Belledonne, il est à égalité avec février 1970. A Chamonix, pour l'ensemble de l'hiver, la saison 1998-99, avec un cumul de 495 cm, se place au troisième rang depuis 1960, après 1965-66 (545 cm) et 1969-70 (507 cm) ; la moyenne est de 330 cm. A l'opposé, les cumuls des Alpes du sud et surtout des Alpes-Maritimes, sont parmi les plus faibles jamais vus.

- l'épaisseur maximale du manteau neigeux. A Bg-St-Maurice, la valeur de 140 cm du 9 février se place au deuxième rang depuis 1960 après janvier 1981 (163 cm), à égalité avec février 1953. A Chamonix, avec 150 cm, les records de février 1963 et de janvier 1981 sont égalés. Aux Contamines, le maximum de 140 cm occupe la deuxième place depuis 1960 après les 162 de janvier 1981. A Margériaz, les 277 cm du 11 février sont le record depuis 1984.

Conclusion

Du fait des abondantes chutes de neige tombées dans le nord du massif alpin et du contraste avec la sécheres du sud, la période du 26 janvier au 24 février 1999 est l'une des plus mémorables survenues depuis une quarantaine d'années dans les Alpes du nord avec les épisodes de février 1970, janvier 1978 et janvier 1981. Son caractère « exceptionnel » tient à la répétition à trois reprises en 30 jours de séquences de régimes de NW à N (18 jours sur 21 jours perturbés) et à l'absence totale de régimes méridionaux de SW à SE.

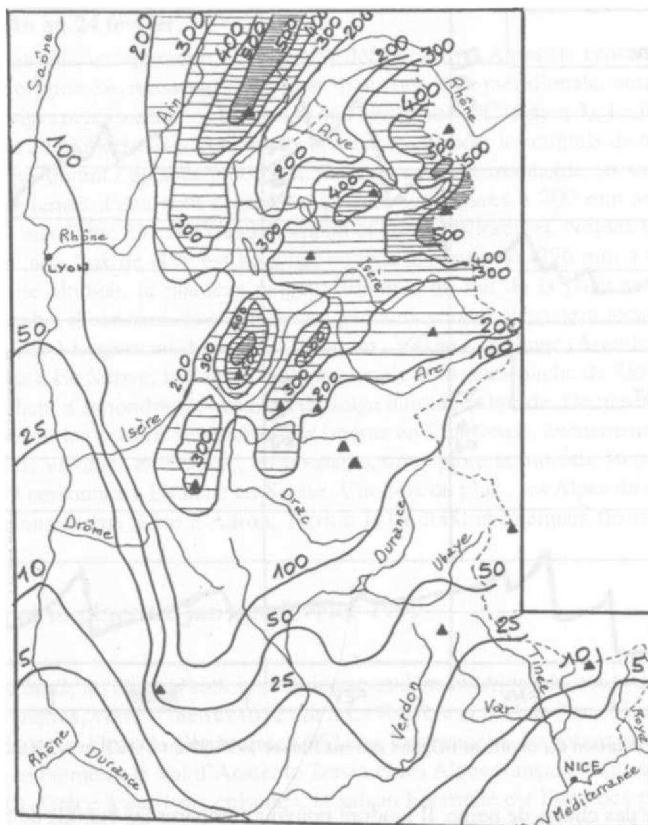


Fig. 5 : Hauteurs des précipitations en mm du 26 janvier au 24 février 1999.

Remerciements

L'auteur remercie vivement Météo-France pour la fourniture de données de base.

Bibliographie

ANONYME : Bilan des accidents d'avalanches 1998-99, *Neige et Avalanches*, 88, 9-13.

METEO-FRANCE : Bilan de l'hiver 1998-99 dans les Alpes, les Pyrénées et la Corse, *Centre d'Etudes de la Neige*, Grenoble.

METEO-FRANCE : Neige et Soleil, saison 1998-99, département de la Savoie. METEO-FRANCE : Neige et Ciel 1998-99, *Association Départementale de l'Isère*, Grenoble.

SIVARDIERE, F. et alii, 1999 : Février 1999: une situation avalancheuse exceptionnelle? *Neige et Avalanches*, 86, 12-18.

VILLECROSE, J. : Les avalanches de janvier et février 1999 dans les Alpes du nord françaises, *La Météorologie*, 32, 1-12.

ETUDE DE LA NIVOMÉTRIE ET DE SES IMPLICATIONS TOURISTIQUES DANS LA VALLÉE D'AOSTE

S. FRATIANNI ET L. MOTTA

Dipartimento di Scienze della Terra - 35, Via Valperga Caluso, 10125 Torino, Italie

E-mail : Simona.fratiannina@unito.it; luigi.mottana@unito.it

Résumé

On a étudié les données nivométriques de six stations météorologiques à relèvement manuel de la Région Autonome de la Vallée d'Aoste (Italie) pour la période 1972-2002. Nous avons considéré trois variables pour évaluer la nivométrie mais aussi pour leur répercussion sur le tourisme d'hiver en montagne: l'épaisseur du manteau neigeux, la hauteur de neige au sol, la température. En outre, tous les paramètres nivométriques ont été mis en relation avec les présences touristiques dans la Vallée d'Aoste.

Abstract

This paper examines data from six meteorological stations with manual survey in Autonomic Region of the Aosta Valley, Italy for the period 1972-2002. We have considered three variables to value the snow but also for their relationship on winter tourism in the mountains: snow packs thickness, snow precipitation, temperature. All the parameters of the snow have been also correlated with the tourist's presences in Aosta Valley.

Mots-clés : Couvert neigeux, régimes nivométriques, nombre de jours neigeux, fréquentation touristique.

Keywords : snow-covering, regimes of snow, number of snow's days, touristic fréquentation .

Introduction

La Région autonome de la Vallée d'Aoste (Italie) est une zone touristique très connue pour ses domaines skiables. Nous cherchons, dans cet article, à mettre en relation la fréquentation touristique avec la variabilité interannuelle des paramètres nivométriques. Pour cette étude on a utilisé les données de six stations météorologiques à relèvement manuel (**tableau 1**). Les données, appartenant toutes à l'AINEVA (Association Interrégionale Neige et Avalanches), couvrent les trente dernières années, à partir de la saison 1972-73, année d'installation des stations de Gressoney et Rhêmes Notre Dame, jusqu'au mois d'avril 2002. On a aussi tenu compte des données climatiques de Brusson (1285 m), du Lac Cignana (2130 m), du Lac Gabiet (2380 m), du Lac Goillet (2550 m) qui proviennent de C.V.A. S.p.A. (ex ENEL, Agence Nationale pour l'Energie Electrique).

Tableau 1 : Localisation et caractéristiques des stations considérées.

Stations	Commune	Vallée	Altitude (m)	Coordonnées géographiques		Gestion	Données
Brusson	Brusson	Ayas	1285	45.46N	7.44E	ENEL	Hs_j
Gressoney	Gressoney la Trinité	Gressoney	1640	45.45N	7.50E	Région	Hn_j e Hs_j
Rhêmes N.D.	Rhêmes Notre Dame	Rhêmes	1720	45.34N	7.07E	Région	Hn_j e Hs_j
Lac Cignana	Valtourn anche	Valtournanche	2130	45.53N	7.35E	ENEL	Hs_j
Lac Gabiet	Gressoney la Trinité	Gressoney	2380	45.51N	7.52E	ENEL	Hs_j
Lac Goillet	Cervinia	Valtournanche	2550	45.56N	7.40E	ENEL	Hs_j

1. Analyses des données et méthode utilisée

Toutes les données des stations nivo-climatiques, actives sans interruption pendant les trente dernières années, des Alpes valdôtaines ont été récupérées et contrôlées.

Pour chaque mois, de novembre à avril, les paramètres nivométriques journaliers, Hn - (hauteur de la précipitation neigeuse en cm) et Hsj (hauteur de la neige au sol en cm), ont été agrégés pour obtenir les paramètres mensuels suivants:

- $Hn = ? Hn$ - = hauteur mensuelle de la précipitation neigeuse cumulée;
- Gn = nombre de jours pendant un mois où on a $Hn > 1$ cm;
- HsM = hauteur mensuelle maximum de la neige au sol;
- Hsm = hauteur mensuelle minimum de la neige au sol;

On a calculé les valeurs moyennes des trente années (indiquées respectivement par M_{Hn} , M_{Gn} , M_{HsM} , M_{Hsm}). Pour rendre comparables les données des mois, on a calculé les paramètres:

- $M_{Hn,j} = M_{Hn} / I$ nombre de jours du mois = hauteur moyenne de la précipitation journalière;
- $M_{Gn} = M_{Gn} / I$ nombre de jours du mois = nivité du mois.

On a calculé les déviations standard respectives (σ_{Hn} , σ_{Gn}), les coefficients de variation (Cv_{Hn} , Cv_{Gn}) et les coefficients d'asymétrie de forme de la distribution (Sk_{Hn} , Sfc_{Gn}) et curtos relative (Ku_{Hn} , Ku_{Gn}).

Enfin, on a calculé les valeurs extrêmes pour chaque mois et pour chaque saison de novembre à avril l'épaisseur maximum et minimum de la neige au sol ($Maximum_{Hn}$ et $Minimum_{Hn}$).

2. Précipitations neigeuses

Les seules stations possédant des données de précipitations sont Gressoney et Rhêmes N.D (tableau 2). Le cumul saisonnier de la précipitation neigeuse est de 410 cm pour Gressoney et 429 cm pour Rhêmes Nôtre Dame. Le nombre moyen de jours de précipitation neigeuse égale ou supérieure à 1 cm dans l'ensemble de la saison est de 37,2 pour la première station et de 32,8 pour la seconde.

Tableau 2 : Principaux paramètres nivométriques calculés pour les stations de Gressoney (1640 m) et de Rhêmes Nôtre Dame (1720 m).

Rhêmes	Mhmois	Mhnpj	Shnpj	CVHnpj	SkHnpj	CuHnpj	Mgnmois	Mgnnpj	Sgnnpj	CVGnpj	SkGnpj	CuGnpj	Nivité
<i>Novembre</i>	16.3	0.54	1.30	239%	3.5	13.8	3.8	0.13	0.21	168%	1.7	1.9	4.3
<i>Décembre</i>	75.3	2.43	1.90	78%	0.5	-0.7	6.1	0.20	0.12	60%	0.0	-0.9	12.4
<i>Janvier</i>	96.0	3.10	2.31	75%	0.6	0.2	7.9	0.25	0.16	62%	0.2	0.1	12.2
<i>Février</i>	89.5	3.17	1.74	55%	0.4	0.1	7.6	0.27	0.13	49%	0.0	-1.1	11.7
<i>Mars</i>	84.0	2.71	1.73	64%	0.5	-0.6	6.6	0.21	0.13	59%	0.3	-1.0	12.7
<i>Avril</i>	67.9	2.26	2.42	107%	1.8	3.5	4.4	0.15	0.11	76%	0.7	0.0	15.4
<i>Saison</i>	429.1	2.37	0.72	30%	0.1	0.3	36.4	0.20	0.07	35%	-0.2	-0.8	11.8
Gressoney	Mhmois	Mhnpj	Shnpj	CVHnpj	SkHnpj	CuHnpj	Mgnmois	Mgnnpj	Sgnnpj	CVGnpj	SkGnpj	CuGnpj	Nivité
<i>Novembre</i>	12.9	0.43	0.86	199%	2.1	3.8	4.7	0.16	0.23	143%	1.6	2.1	2.7
<i>Décembre</i>	65.1	2.10	2.08	99%	1.0	0.1	6.1	0.20	0.14	69%	0.5	-0.2	10.6
<i>Janvier</i>	92.5	2.98	2.40	81%	1.2	1.4	8.2	0.27	0.14	54%	-0.5	-0.7	11.2
<i>Février</i>	87.0	3.08	2.40	78%	1.1	0.8	8.2	0.29	0.13	45%	0.5	0.1	10.7
<i>Mars</i>	91.3	2.94	2.58	88%	1.4	1.9	8.0	0.26	0.15	57%	0.5	-0.5	11.4
<i>Avril</i>	61.1	2.04	1.90	93%	1.3	1.8	6.7	0.22	0.16	73%	0.9	0.8	9.1
<i>Saison</i>	409.9	2.26	1.02	45%	0.5	-0.6	42.0	0.23	0.09	40%	0.5	-0.6	9.8

Le régime de la précipitation neigeuse cumulée pour les deux stations est unimodal avec un maximum en février, mais présentant des valeurs quasi équivalentes en janvier, février et mars à Gressoney. Le régime de Gressoney est comparable à ceux des versants alpins français: «Les régimes équilibrés ou à maximum étalé sont très fréquents aux alentours de 1000 m dans les Alpes françaises

du nord, où les trois mois de décembre, janvier et février reçoivent des abats neigeux sensiblement équivalents (Les Houches, dans les massifs centraux savoyards) » (Besancenot, 1990).

Sur le versant piémontais on rencontre un régime de ce genre dans les stations de Rochemolles (Biancotti et al., 1998), et Salbertrand-Le Selle (Fратиanni et Motta, 2002) qui se trouvent à des altitudes très supérieures (1975 et 1950 m). Le régime de Rhêmes N.D. est, par contre, celui présent sur le versant italien des Alpes Occidentales au dessous de 1900 m d'altitude. Les précipitations sont mieux réparties sur l'ensemble de la saison à Gressoney et plus concentrées à Rhêmes Nôtre Dame.

La variabilité pendant les trente ans de Hn n'est pas élevée et même le paramètre C_{vw} se situe au dessous de 70% pendant tous les mois à l'exception d'avril pour les deux stations considérées.

3. Hauteur de la neige au sol

Pour décrire l'évolution saisonnière de l'épaisseur du manteau neigeux on a rassemblé dans le tableau 3 les valeurs moyennes et extrêmes: hauteur maximum de la neige au sol enregistrée pendant un mois déterminé au cours des trente ans ($Maximum_n$), la hauteur minimum ($Minimum_n$) et les moyennes M_{HSM} et M_{Hsm} .

Tableau 3 : Epaisseur moyenne trentenaire du manteau neigeux de novembre à avril (cm) et valeurs maximales et minimales extrêmes enregistrées.

Station	Altitude (m)	Moyenne des maxima mensuels						Moyenne des minima mensuels					
		ND	J	F	M	A	ND	J	F	M	A		
Brusson	1285	16	37	60	64	56	27	3	8	21	29	12	2
Gressoney	1640	20	58	93	112	114	84	10	20	38	60	52	22
Rhêmes N.D.	1720	20	62	93	108	116	91	12	24	44	66	58	21
Lac Cignana	2130	44	90	115	131	129	115	4	26	54	76	69	47
Lac Gabiet	2380	71	109	147	164	192	210	17	44	73	95	105	108
Lac Goillet	2550	83	124	157	180	191	202	18	50	84	114	116	108
		<i>Maximum Absolu</i>						<i>Minimum Absolu</i>					
Brusson	1285	85	90	150	158	180	85	0	0	0	0	0	0
Gressoney	1640	98	144	255	415	270	188	0	0	4	5	0	0
Rhêmes N.D.	1720	130	162	195	192	208	240	0	0	0	10	0	0
Lac Cignana	2130	170	229	226	247	220	229	0	1	3	8	6	0
Lac Gabiet	2380	284	265	368	380	391	425	0	0	4	21	31	0
Lac Goillet	2550	265	283	305	360	360	405	1	2	13	13	28	0

En considérant les données de Gressoney et de Rhêmes N.D. on observe que l'évolution saisonnière de l'épaisseur du manteau neigeux est influencée surtout par le régime des précipitations neigeuses: dans les deux stations, l'épaisseur minimum du manteau neigeux (M_{Hsm}) est au maximum en février, mois des précipitations neigeuses maximales, tandis qu'à cause des phénomènes d'accumulation, le manteau neigeux atteint l'épaisseur maximale (M_{HSM}) pendant le mois suivant, en mars. Les valeurs minimales trentenaires de l'épaisseur du manteau sont maximales de nouveau en février ($Minimum_n$), tandis que les maximales ($Maximum_n$) se trouvent en avril à Rhêmes N.D. et en février à Gressoney.

Si on considère l'ensemble des valeurs dans toutes les stations, on observe que celles-ci semblent se distribuer presque exclusivement en fonction de l'altitude des stations, sans influence évidente de la situation géographique, à l'exception de la station du Lac Cignana, située dans un cirque glaciaire, avec des valeurs maximales annuelles (M_{Hsm}) et trentenaires ($Maximum_n$) insolites en février. Normalement les valeurs de l'épaisseur minimum (M_{Hsm}) sont en février dans les stations situées à

basse altitude et en mars-avril pour celles situées plus haut. Les valeurs de l'épaisseur maximum (M_{max}) sont par contre plus irrégulières: elles tombent en février-mars dans les stations plus basses (Brusson, Gressoney et Rhêmes N.D.) et en avril dans les stations plus élevées (Lac Gabiet et Lac Goillet). Seule la station de Brusson présente des valeurs minimales trentenaires ($Minimum_{mf}$ égales à zéro dans tous les mois considérés; dans les autres stations la distribution de ces valeurs suit celle des normales (M_{mf}).

4. Potentialités touristiques liées au climat

L'élément le plus important pour la pratique des sports d'hiver est sans doute l'épaisseur du manteau neigeux: ce paramètre a donc été mis en relation avec les fréquentations touristiques dans la Vallée d'Aoste. Les chutes de neige ne doivent pas être inférieures à 40 cm pour la pratique du ski alpin (Gumuchian, 1983) afin de permettre le damage de la piste en toutes conditions. Pour évaluer la potentialité du ski on a calculé pour les stations nivométriques les pourcentages des années durant lesquelles le manteau neigeux s'est maintenu sur une épaisseur supérieure à 40 cm pendant tout le mois (mois complets) et au moins pendant un jour du mois (mois incomplets) (figure 1).

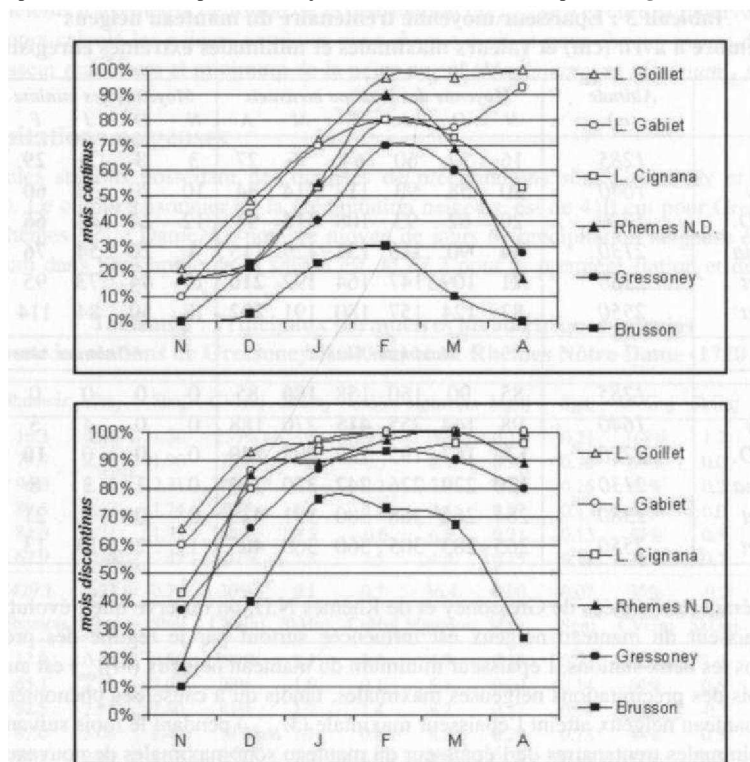


Figure 1 : Pourcentage des mois dans lesquels $H_{sj} > 40$ cm dans tous les jours (en haut, mois complets) et avec au moins un jour avec $H_{sj} > 40$ cm (au dessous, mois incomplets).

Brusson présente un maximum de 30% des mois continus en février, qui se révèle être le seul mois assez favorable à la pratique du ski. Les régimes des stations de Gressoney, Rhêmes et Lac Cignana sont très semblables, mais au Lac Cignana on trouve des pourcentages plus élevés de mois continus

(55%) et plus bas (5%) en novembre. On trouve le pourcentage le plus élevé de mois continus en février (entre 70% à Gressoney et 85% à Rhêmes Nôtre Dame). Les stations qui sont situées au dessus de 2300 mètres (Lac Gabiet et Lac Goillet) présentent de 10 à 20% de mois continus en novembre et atteignent de bons pourcentages, environ 70%, dès janvier. En avril on trouve le pourcentage le plus élevé, avec 90 à 100% des mois continus.

On peut remédier au manque de neige naturelle en fabriquant de la neige artificielle à condition que la température soit négative (Gumuchian, 1983). En s'appuyant sur les données thermométriques journalières des stations (T) on a pu évaluer les jours où il y a un manque de neige suffisant pour skier ($Us < 40$ cm) et en même temps des températures moyennes négatives ($T < 0$ °C) (tableau 4).

À Brusson (figure 2), situé seulement à 1200 m d'altitude, on observe de novembre à janvier un fort pourcentage de jours par mois, pendant lesquels il est utile de fabriquer de la neige artificielle. La possibilité d'enneiger artificiellement les pistes de ski est presque exclue pendant les mois de printemps et surtout en avril quand la température devient trop élevée.

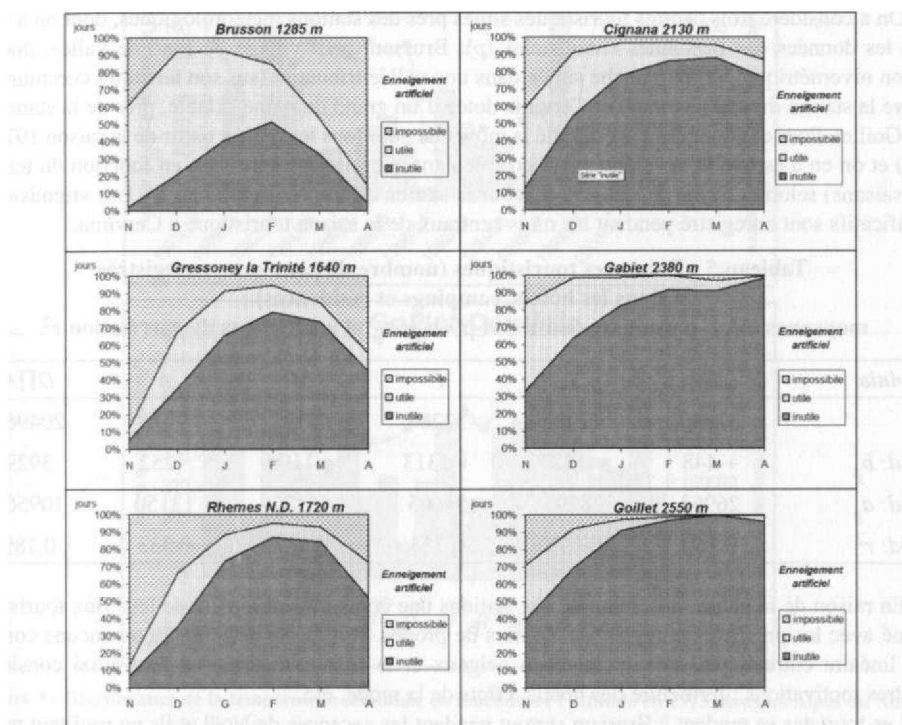


Figure 2 : Pourcentage des jours dans lesquels l'enneigement artificiel est utile ($T < 0$ °C et $H_{sj} < 40$ cm) et inutile (avec $H_{sj} \geq 40$ cm).

Gressoney et Rhêmes Nôtre Dame présentent par contre un pourcentage faible de jours pendant lesquels l'enneigement artificiel est utile au début de l'hiver à cause de la présence d'un bon manteau neigeux au sol. A Cignana et à Gabiet l'enneigement artificiel serait utile dans 30 à 50% des jours en novembre seulement. Dans toutes les stations au dessus de 2000 m les conditions de neige au sol sont optimales de janvier à avril et l'enneigement artificiel est donc peu utile.

Tableau 4 : Nombre de jours assez enneigés pour le ski sur piste ($H_{sj} > 40$ cm) et des jours dans les quels l'enneigement artificiel est utile (avec $H_{sj} < 40$ cm et $T < 0$ °C).

Station	Altitude (m)	Jours avec $H_{sj} > 40$ cm					Jours avec $H_{sj} < 40$ cm, et $T < 0$ °C							
		N	D	J	F	MA	N	D	J	F	M	A		
Brusson	1285	0.7	6.5	12.7	14.5	10.2	1.4	17.7	22.0	16.0	9.4	6.5	3.0	
Gressoney	1640	1.7	10.9	20.4	22.4	22.9	13.5	2.0	10.0	8.0	4.4	3.4	3.1	
Rhêmes	N.D.	1720	2.1	11.0	22.7	24.6	26.2	15.5	2.0	9.6	4.8	2.3	2.6	6.2
Lac Cignana	2130	3.9	16.9	24.1	24.4	27.4	23.0	13.7	11.4	5.9	3.0	2.2	3.1	
Lac Gabiet	2380	10.0	19.8	25.6	25.9	28.2	29.6	15.1	10.8	5.1	2.3	1.9	0.3	
Lac Goillet	2550	11.9	21.6	28.3	27.5	31.0	28.9	9.4	7.0	1.9	0.5	0.0	1.0	

5. Rapports entre enneigement et flux touristique

On a considéré trois centres touristiques situés près des stations météorologiques, dont on a récupéré les données des personnes enregistrées (p): Brusson, petit village de fond de vallée, doté de station nivométrique, Valtournanche située dans une vallée tribulaire (sur son territoire communal se trouve la station du Lac Cignana) et Cervinia dotée d'un grand domaine skiable, près de la station du Lac Goillet. Pour ces données on a calculé la moyenne pour tous les mois à partir de la saison 1978/79 (M_p) et on en a estimé le développement en calculant la droite de régression en fonction du temps t (les saisons) selon la forme $p' = b_p t + a_p$ pour la station de Cervinia (**tableau 5**). Les «trends» plus significatifs sont enregistré pendant les mois centraux de la saison touristique à Cervinia.

Tableau 5 : Présences touristiques (nombre de personnes enregistrés dans les hôtels, campings et résidences) : moyennes (M_p), paramètres du trend $p' = b_p t + a_p$ et coefficients de corrélation r^2 .

Cervinia	D	J	F	M	A	$\sum X \setminus A$
m_p	32930	47931	52204	62122	9776	204965
Trend: b_p	+ 448	+ 1427	+ 1313	+ 1190	- 252	3929
Trend: a_p	26963	28791	34605	46172	13150	109567
Trend: r^2	0.160	0.699	0.734	0.667	0.333	0.789

En raison de la nature différente de ces stations une comparaison directe de leur flux touristique estimé avec les présences enregistrées est hors de propos. Il n'existe de toute façon aucune corrélation linéaire entre l'épaisseur du manteau neigeux et le flux touristique. Il faut aussi considérer d'autres motivations : fermeture des hôtels, effets de la mode, etc..

Les touristes se rendent à Brusson surtout pendant les vacances de Noël et ils ne profitent pas de février qui est le seul mois ayant un manteau neigeux qui atteint les 40 cm et 30% de mois continus. Il y a eu pendant ces dernières années une baisse consistante des présences touristiques en décembre, qui ne parait pas complètement se justifier par la faible diminution de la neige au sol pendant ce mois. Les présences touristiques ont été plus abondantes (40.000 environ) pendant la saison 1987-88. Dans 50% des jours de novembre, décembre et janvier la neige artificielle est utile. Après une baisse de l'épaisseur du manteau neigeux dans les années 1993-95, on a assisté à une forte réduction du flux touristique, aux environs de 20.000 présences. A cette réduction correspond aussi une réduction marquée des personnes pendant le mois de décembre (**figure 3**).

Valtournanche est fréquentée pendant les mois de février et mars quand on enregistre plus de 90 cm de neige, mais les présences touristiques sont très réduites et c'est seulement en mars (à cause

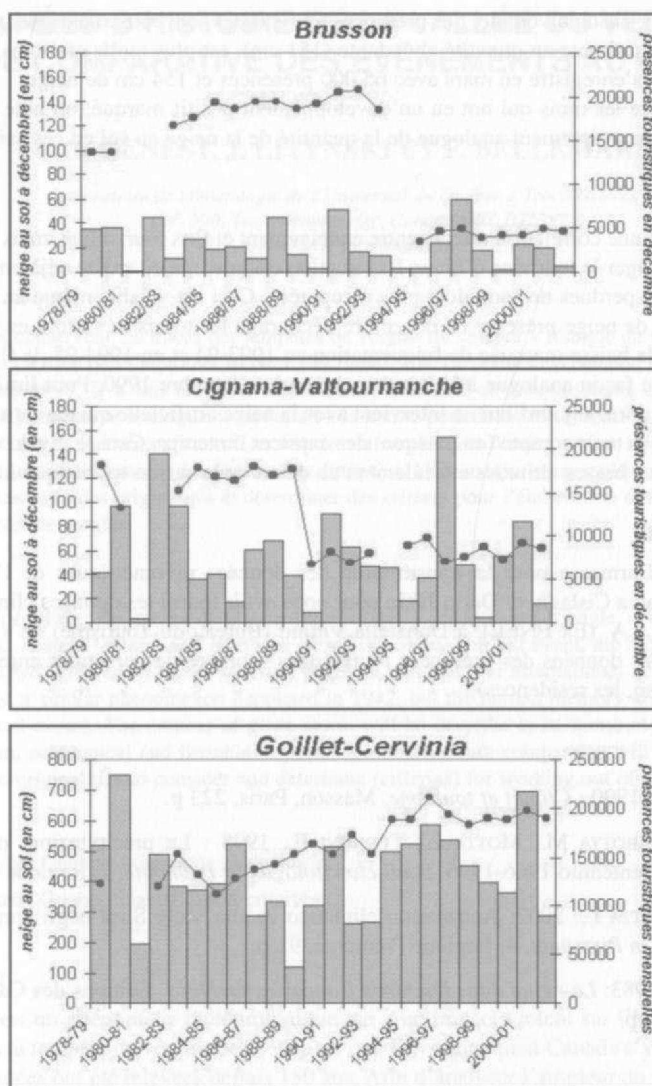


Figure 3 : Décroissance de la température minimale en fonction de l'altitude en 1973, dans les Alpes du Nord

des fêtes de pâques) qu'elles frôlent les 20.000. Il y a eu dans les dernières années une baisse des présences surtout dans les mois extrêmes de la saison, décembre et avril. Du point de vue annuel on a assisté à une diminution des présences touristiques dans les saisons peu neigeuses: le minimum est enregistré en 1993-94 avec 40.000 présences après deux années consécutives de carence neigeuse. La saison qui enregistre le minimum de personnes en décembre et une très forte inflexion négative de la courbe est celle de 1990-91, particulièrement avare de neige.

Cervinia présente un développement positif de tous les mois sauf en fin de saison en avril. On a observé la quantité de neige la plus élevée (230 cm) en 2000-01, avec 240.000 présences, la troisième valeur la plus élevée depuis 1978. Les conditions de l'épaisseur du manteau neigeux demeurent

bonnes sur toute la saison hivernale. Les présences touristiques sont consistantes jusqu'en avril, quand la neige, bien que présente en quantité abondante (151 cm), est plus molle et moins indiquée pour le ski. Le maximum s'enregistre en mars avec 65.000 présences et 154 cm de neige.

Si on considère les mois qui ont eu un développement positif marqué, on note que cela ne correspond pas à un accroissement analogue de la quantité de la neige au sol en ces saisons.

Conclusion

Il n'existe pas une corrélation directe entre enneigement et flux touristique, mais une période sans neige peut décourager le tourisme d'hiver. La situation est grave là où existe déjà une tendance négative: les présences perdues ne sont alors plus récupérées. Ceci est valable même au niveau mensuel: la faible quantité de neige présente en décembre décourage les touristes surtout en haute montagne. A Brusson après la baisse marquée de fréquentation en 1993-94 et en 1994-95, le flux touristique ne remonte pas, et de façon analogue à Valtournanche après décembre 1990. Pour limiter ou éviter que cette situation perdure, aujourd'hui on intervient avec la neige artificielle qui garantit à la clientèle des pistes skiables, sans tenir compte (ou presque) des caprices du temps. Ceci se révèle vraiment efficace seulement aux plus basses altitudes et seulement au début de la saison touristique hivernale.

Remerciements

A Giovanni Barmasse pour la transmission des données nivométriques de l'Aineva (Bureau Avalanches), à Vania Cislighi et Dario Janin pour nous avoir fourni les données climatiques appartenant au C.V.A. S.p.A. (Ex ENEL), à Donatella Vittino (Bureau du Tourisme) de « l'Assessorato al Turismo » pour les données des présences touristiques (nombre de personnes enregistrées dans les hôtels, les camping, les résidences).

Bibliographie

BESANCENOT, J.R., 1990 : *Climat et tourisme*. Masson, Paris, 223 p.

BIANCOTTI A., CAROTTA M., MOTTA L., TURRONI E., 1998 : Le precipitazioni nevose sulle alpi piemontesi. Trentennio 1966-1996. *Studi climatologici in Piemonte*, 2, Regione Piemonte, 80 p.

FRATIANNI S., MOTTA L., 2002: Andamento climatico in alta Valle Susa negli anni 1990-99. *Studi climatologici in Piemonte*, 4, Regione Piemonte, 91 p.

GUMUCHIAN H., 1983: *La neige dans les Alpes françaises du Nord*. Editions des Cahiers de l'Alpes, Grenoble, 620 p.

60 ANNÉES D'HISTOIRE DE LA VALLÉE DU VERGLAS, ÉTUDE COMPARATIVE DES ÉVÉNEMENTS AU QUÉBEC

C.G. GENEST, J. LITYNSKI ET F. BELLEMARE

*Laboratoire de climatologie de l'Université du Québec à Trois-Rivières
CP. 500, Trois-Rivières, Qc, Canada G8Z 1G2
Claude_Genest@uqtr.ca*

Résumé

Les journaux conservent les traces des tempêtes de verglas du célèbre « triangle de verglas » qui s'étend du Sud du Québec, à l'Est de l'Ontario et au Nord des États-Unis. Le dernier événement, le plus tragique, s'est produit en janvier 1998. Il a fait les titres des médias nationaux et internationaux durant six semaines. Curieusement, un phénomène analogue se déroulait à la même période en 1942, mais la mémoire climatique humaine se limite aux événements récents. Le contexte du verglas sera décrit sous ses aspects terminologique, géographique, climatique, humain, économique et financier. Une comparaison multicritérisée permettra de relever des constantes et des originalités et déterminer des critères pour l'élaboration d'une première classification des tempêtes de verglas.

Abstract

The newspapers keep the traces of glaze storms in the « glaze storm triangle » who stands from the Southern Quebec, Eastern Ontario and Northern New York State. The last event, the most important, happened in January 1998. This event made the front pages of national and international newspapers during six weeks. Curiously, a similar phenomenon happened in 1942, but the human memory about climate takes its limits in the actual events. The context of glaze storm will be describe in its terminological, geographical, climatical, human, economical and financial aspects. A multicriterium comparison will permit to reveal the constants and the originalities to consider and determine (criterias) for working out of the first classification of glaze storms.

Mots-clés : Verglas, Québec, critères de classification.

Keywords : Glaze , Quebec, classification criterions

Introduction

Le verglas est un phénomène météorologique qui a un impact violent sur l'homme. Il a malheureusement fallu la tempête de verglas de 1998 pour que Environnement Canada s'y intéresse. Pourtant trop peu de données ont été relevées depuis 150 ans. Afin d'analyser l'ampleur du phénomène, durant les 60 dernières années, les aspects traités seront les suivants : épistémologique, terminologique, météorologique, géographique, humain, environnemental et économique. La plus grosse tempête de verglas qui frappa l'Amérique du Nord en 1998 sera étudiée en profondeur pour en dégager les faits saillants. Puis des tempêtes de moindre envergure seront passées en revue car elles ont tout de même marqué l'histoire du Québec (**tableau 1**). Enfin cette analyse permettra finalement de déterminer des critères qui serviront de base à l'élaboration d'une classification des tempêtes de verglas.

Tableau 1 : Les phénomènes verglaçants majeurs dans la portion canadienne du triangle de verglas.

Période	Régions touchées	Particularités
27 au 31 décembre 1942	Montréal	40 à 50 mm de pluie verglaçante
23 au 25 février 1961	Montréal vents violents	20 à 40 mm de pluie verglaçante
22 et 23 mars 1972	Basses-Laurentides, Laval, Outaouais	15 à 40 mm de pluie verglaçante
21 au 26 décembre 1973	Québec, Trois-Rivières	Neige et verglas importants
4 au 6 janvier 1997	Laurentides, Lanaudière	20 à 40 mm de pluie verglaçante

Extrait Rapport Nicolet, p. 124

* : majeurs par l'ampleur du dérangement de la vie quotidienne de la population.

1. Le verglas, une étude terminologique

1.1. Aspect étymologique

L'origine du terme se compose de deux concepts : « Verglas » tient son origine de deux mots « verre » et « glace ». Il s'agit d'un dépôt transparent et lisse de glace formé par la congélation de la pluie ou d'une forte humidité de l'air sur des objets terrestres dont la surface est à température inférieure au point de congélation. » (Lortie, 1979).

1.2. Aspect terminologique

Le verglas est récurrent dans l'histoire du Canada français. Pierre Deffontaines associe le grésil au verglas : « Parfois, la pluie tombe en se congelant en arrivant au sol et donne des boules glacées, c'est le grésil, très différent de la grêle, où la congélation a lieu en hauteur, dans l'atmosphère et se produit aussi bien en été qu'en hiver; le grésil produit souvent un sol de verglas, très dangereux et hostile à la circulation; il rompt les fils électriques et casse les branches; certaines forêts sont dévastées par lui » (Deffontaines, 1957). Villeneuve (1974) propose : « Verglas. Dépôt de glace, généralement homogène et transparent, provenant de la congélation de gouttelettes de bruine ou de gouttes de pluie, en surfusion, sur les objets dont la surface est à une température inférieure à 0°C, ou très peu supérieure. En anglais : glaze, clear ice, glazed frost, verglas. »

Or, Viers se préoccupe du sens du terme verglas : « Le verglas est un phénomène qui donne lieu à des abus de langage. Le véritable verglas provient du gel de la pluie en surfusion sur un sol gelé. Il est rare mais sans remède: un bon verglas peut enrober chaussées, trottoirs, bornes et tas de cailloux sous trois à quatre centimètres de glace luisante; alors les hôpitaux affichent "Complet" au service des fractures. La rosée qui gèle ne donne qu'un mince verglas, susceptible tout au plus d'envoyer quelques automobilistes chez Pluton. La radiodiffusion, la presse appellent improprement verglas: des plaques de glace quelconque (caniveaux, suintements gelés), de l'eau de pluie ni écoulée ni évaporée et regelée au cours de la nuit, de la neige fondue et regelée au cours de la nuit, de la neige simplement tassée par la circulation. » (Viers, 1992)

La terminologie climatologique permet de cerner les limites du mot « verglas ». Analysons 1 verglas dans le cadre de différentes tempêtes pour en saisir la dimension humaine, d'abord la tempête de 1998, puis regardons les 60 dernières années.

2. La tempête de verglas du 5 au 9 janvier 1998

2.1. Aspect météorologique

Une tempête de pluie verglaçante à caractère exceptionnel est survenue entre le 5 et le 9 janvier 1998, pendant 5 jours. La persistance de la situation météorologique fut remarquable. En janvier 1998, ce fut la conjonction de deux phénomènes tout à fait inusités, soit la présence d'une masse d'air chaud et humide considérable provenant du sud, combinée à la présence d'un système de haute pression majeur, au-dessus du Labrador et de Terre-Neuve. Cette réunion a entraîné trois tempêtes (dépressions) consécutives, provoquant des précipitations d'une durée inhabituelle et des accumulations au sol jamais connues depuis que des observations systématiques sont effectuées, soit au début des années 1950. Dans les régions affectées, les accumulations de verglas sont comprises entre 50 et 70 mm, certaines accumulations dépassent 100 mm dans le « Triangle de glace », en Montérégie.

2.2. Aspect géographique

L'ensemble des tempêtes de verglas qui ont touché le Québec et l'Ontario se localisent entre la frange méridionale du Bouclier canadien (de North Bay (ON) à Sept-îles (QC), le versant nord-ouest des Appalaches (de Fox River, près de Gaspé (QC) à Lacolle (QC), et longe la frontière américaine jusqu'à Muskoka (ON) à proximité de la baie Géorgienne (lac Huron). Cela représente une très grande partie de la vallée du Saint-Laurent, de la vallée de l'Outaouais et du plateau sud de North Bay. A l'échelle de l'est de l'Amérique du Nord, il s'agit d'une partie du rift nord américain. Cette dépression reçoit les masses d'air en provenance du golfe du Mexique, canalisées entre les deux reliefs majeurs qui conduisent l'air du sud-ouest vers le nord-est. De plus, puisqu'il s'agit d'une dépression, les masses d'air froid ont tendance à s'y loger durant la nuit, créant alors un contexte propice à une tempête de verglas lorsqu'une couverture d'air tropical survient depuis le sud.

À l'échelle de la Terre, ce secteur se situe au 45° de latitude nord. Cet espace est dit « tempéré »; mais en fait il représente la région de contact entre le monde polaire et le monde tropical. Le secteur se localise à la limite nord du climat continental humide (Moist Continental Climate) et à la limite sud du climat de la forêt boréale (Boréal Forest Climate). Cette région est décrite comme le champ de bataille des masses d'air polaire et tropicale (Strahler et Strahler, 1997) En raison de la topographie réticulée du Bouclier canadien et des Appalaches, la très grande majorité de la population du Québec, presque les deux tiers, se situe dans le rift et, plus particulièrement, dans le sud de la province qui présente les meilleurs sols agricoles (argiles et limons) et les températures les plus agréables. Il ne faut donc pas se surprendre : les conditions sont réunies pour un grand bouleversement en cas de verglas. Voyons donc plus en détails le contexte humain.

2.3. Durée

Du 4 au 10 janvier 1998, trois cellules orageuses successives ont laissé jusqu'à 100 mm de pluie verglaçante. Le 22 janvier marqua le retour du plein rétablissement de l'électricité.

2.4. Aspect humain

La description au quotidien de la toute dernière tempête de verglas présente une panoplie de données qui permettent de dresser les grands traits de l'image humaine. Cet événement fut peut-être le pire de l'histoire du Canada.

« Du lac Ontario jusqu'à la baie de Fundy, la tempête de verglas a frappé l'Ontario, le Québec, le nord de l'État de New York, la Nouvelle-Angleterre et les Maritimes. Au Québec, elle a balayé les vallées du haut Saint-Laurent, de l'Outaouais et du Richelieu, touchant neuf régions administratives : l'Outaouais, les Laurentides, Montréal, la Montérégie, Laval, Lanaudière, l'Estrie, le Centre-du-Québec et Chaudière-Appalaches. D'une population de plus de 4,8 millions de personnes, le territoire touché couvre 48 600 km² et englobe quelque 600 municipalités. » (Nicolet, R., 1999) Nous n'avons malheureusement pas les données pour les Etats-Unis. Nous nous limiterons au Québec et mentionnerons quelquefois l'Ontario pour mesurer l'ampleur de la tragédie.

En fait, la population affectée correspond à plus de 18% de la population canadienne, soit 56% de la population du Québec et 11 % de celle de l'Ontario. Cela représente plus d'un Québécois sur 10 demeurant dans une région ayant reçu plus de 80 mm de pluie verglaçante.

Avec les nouvelles technologies de chauffage, les maisons sont plus dépendantes de l'électricité qu'elles ne l'étaient antérieurement. En effet, il est fort possible, qu'il y a plus de 150 ans, une telle catastrophe se soit abattue sur le Canada sans que peu de gens en aient été vraiment affectés, en raison de l'autonomie des maisons chauffées au bois, de l'éclairage au pétrole et à la bougie; ce n'aurait été qu'un moment désagréable à traverser. Mais au vingtième siècle, surtout depuis sa dernière moitié, tous les habitants dépendent de l'électricité, qui plus est, les moyens de communication sont électroniques, la gestion est informatisée, plusieurs réseaux de toutes natures sont donc tributaires de l'électricité.

La sécurité de la société ne tient qu'à un fil, celui de la compagnie d'électricité. Au Québec il y a eu jusqu'à 1,4 millions de clients d'Hydro-Québec et plus de 230 000 personnes en Ontario privés d'électricité. Durant la période intense de la tempête, plus de 2,6 millions de personnes ne purent aller travailler. Parmi ces gens, plus de 135 000 habitaient des municipalités où il a fallu plus d'une semaine pour rétablir au complet le service électrique. En raison de la situation, plus de 100 000 personnes durent se réfugier dans des centres d'hébergement (écoles, gymnases, etc.).

Du 6 janvier au 17 mars, il s'est produit 30 décès reliés directement à l'événement catastrophique. Les causes sont multiples, mais illustrent bien les efforts des gens à vouloir survivre au drame, comme: l'hypothermie, la chute d'un toit en tentant de déglacer, des brûlures avec des chandelles ou l'explosion d'un réchaud à fondue, quelqu'un fut happé par une souffleuse à neige en glissant sur la rue, des intoxications sont reliées à l'usage de génératrices ou de poêles au gaz dans des endroits peu ventilés, etc.

De plus, les dix hôpitaux sont aussi occupés qu'à l'habitude, mais les cas diffèrent : 38% sont reliés à des maladies infectieuses, 21% au système respiratoire et 20% aux lésions traumatiques. La durée d'hospitalisation par patient a augmenté d'une journée soit de 6,1 au lieu de 5,3 jours. Bien que les opérations aient ralenti, les transports par ambulances augmentent de 38%.

2.5. Aspect environnemental

Écosystème forestier : De tous les organismes vivants, les arbres et les arbustes sont les plus sensibles à une accumulation de verglas. La majorité des feuillus de faible diamètre ont, soit plié soit cassé sous le poids du manchon de verglas. Les arbres de diamètre moyen ont fléchi, mais demeurent courbés, avec une cime réduite de près de 40%. Les gros arbres ne plient pas, mais les branchent cassent, ceux qui n'ont gardé que 30% de leur cime sont menacés de disparaître. Heureusement, la grande majorité des espèces peuvent survivre car elles présentent de bonnes capacités de reprise de bourgeons dormants et adventifs, malgré l'aspect visuel désastreux. Toutefois, les insectes et les champignons dévastateurs, procéderont à leur entrée dans l'arbre par les blessures, ce qui laisse entrevoir des mortalités étalées sur les dix prochaines années. De plus, la forêt urbaine de Montréal a perdu 65% de ses arbres de rues et de parcs, soit 165 000 arbres.

Écosystème agricole : Au Québec, la zone affectée sévèrement représente 51 % des entailles d'érablières de la province, 91 % des arbres fruitiers, 27 % des pépinières, 66 % des cultures en serre, 42,4 % de la production laitière, 8 % de la production porcine et 51 % de la production des volailles.

2.6. Aspect économique

La tempête a touché près de 57% des régions urbaines du Québec et 15% de celles de l'Ontario. Près de 2,6 millions de personnes ont été privées de travail durant au moins une semaine.

Secteurs Primaire, secondaire et tertiaire : La courbe de l'évolution récente du produit intérieur brut a montré un fléchissement de 2 points en janvier 1998. En effet, à partir d'un indice à 100 en 1996, il était à près de 103,8 en décembre 1997, il baissa à 101,9 en janvier et remonta à 104,2 en

février 1998, une sorte de rattrapage. Durant la tempête, plus de 30 000 entreprises durent interrompre leurs activités laissant près de 62% des travailleurs du Québec sans emploi pour une douzaine de jours.

Finances publiques : La baisse de l'activité économique a entraîné une diminution des revenus du gouvernement de l'ordre de 75 millions de dollars et de 107 millions de dollars de la part de ses sociétés autonomes, dont Hydro-Québec en perte de 90 Millions de dollars. De plus, le gouvernement a dû défrayer 749 millions de dollars pour ses programmes d'intervention et Hydro-Québec a dû assumer 750 millions de dollars pour rétablir son réseau électrique.

Les personnes et les ménages : Les sinistrés ont subi de pertes financières de deux sortes, celle de leurs revenus et celle de leurs biens. Il s'est perdu 2 260 700 jours de travail pour 453 900 employés dont 95 000 ont perdu des jours de travail alors qu'ils étaient sinistrés et près de 360 000 employés n'ont pas travaillé en raison de l'arrêt de leur employeur. Cela représente, en moyenne, 5 jours de travail perdu par employé. Près de 62% des employés ont été rémunérés, certains ont utilisé des jours de vacances, d'autres ont repris les heures, pour le reste, cela représente une perte salariale de 15 millions de dollars. Quant à la perte liée aux biens, les sinistrés ont déposé 612 000 plaintes représentant 924,3 millions de dollars auprès de leurs compagnies d'assurances. Pour l'ensemble des compagnies ce fut l'événement le plus coûteux qu'elles aient connu.

Personnel extérieur aidant au rétablissement de la situation : Le personnel extérieur à la région aida au rétablissement de la situation, il se compose de 16 000 soldats (soit 11 000 au Québec et 5 000 en Ontario). De plus, interviennent 14 compagnies d'électricité en provenance de six provinces canadiennes et de 8 états américains.

3. Faits saillants de diverses tempêtes verglaçantes

3.1. Tempête de verglas du 27 au 31 décembre 1942

La tempête du 27 au 31 décembre 1942 se manifeste principalement par des précipitations de pluie verglaçante de 40 à 50 mm. Les premiers inconvénients sont surtout reliés à la circulation urbaine de Montréal qui est le secteur géographique le plus affecté. La circulation des tramways et des trains est retardée, les automobiles sont ralenties sur les ponts, mais la compagnie d'électricité ne signale aucune panne majeure. Cependant, le 31 décembre, la tempête se transforme en un mélange de neige, de pluie et de grésil, elle cause des ruptures de lignes téléphoniques et télégraphiques, puis surgissent plusieurs pannes d'électricité. Plusieurs ouvriers ne peuvent travailler, faute de pouvoir se rendre au travail ou en raison de pannes électriques. Plusieurs branches des arbres urbains vont joncher les rues et ralentir la circulation. En fin d'après-midi, vers 16h00, plusieurs arbres, poteaux et fils électriques se rompent. Ce serait le pire verglas depuis celui du 26 janvier 1933, note-t-on dans le journal en cette fin de journée. Quelques accidents mineurs se sont produits comme des personnes voulant, soit dégager des banches tombées sur la chaussée glacée, soit se chauffer avec ces branches ou soit les scier, etc. Ce phénomène se produit en même temps que des inondations dévastent l'Est des États-Unis, la rivière Ohio monte de 51 pieds (15,5 mètres) par endroits, 22 000 maisons sont inondées.

Cette tempête frappe aussi l'Est de l'Ontario et tout l'Ouest du Québec. Elle est la plus grosse depuis 50 ans, le premier bilan des journaux du 5 janvier. 14 000 habitants sont privés d'électricité. Toronto enregistre un mort et près de 100 blessés. Dès le 31 décembre, l'Armée canadienne prête main forte, principalement pour les transmissions. Le triangle entre New York, Montréal - Ottawa et Toronto est grosso modo frappé par la tempête. Plusieurs des villes y connaissent au moins trois jours sans électricité alors qu'une vague de froid suit le tempête, elles se sentent isolées du reste du monde. A Valleyfield (Qc), de hautes tours d'acier supportant les fils à haute tension se brisent sous le poids de la glace. Ce portrait ressemble beaucoup à celui de janvier 1998.

3.2. Tempête de verglas du 23 au 25 février 1961

Cette tempête, de 20 à 40 mm d'épaisseur, provoque la fermeture des écoles et de plusieurs usines de la région de Montréal, car 90% du réseau électrique est en panne. Les rafales de vent atteignent près de 130 km/heure. Les services ferroviaires, aériens et d'autobus long-courriers sont interrompus. La circulation locale est fortement ralentie. Les écoles se transforment en abris. L'Armée canadienne intervient. Près de 2,5 millions d'abonnés sont privés d'électricité, la panne dure de 5 à 6 jours. **Les** pertes estimées s'élèvent à 2 millions de dollars pour les installations publiques et le double ou **le** triple pour le secteur privé. Plus de la moitié des érables de l'érablière commerciale de la région montréalaise sont endommagés. Plus de 1 400 poteaux de téléphone sont cassés durant la tempête **et**, 5 jours après, 13 400 abonnés sont privés de téléphone. Plus de 90% des arbres urbains montréalais sont endommagés et près de 2 000 arbres causent des dommages aux automobiles.

Cette tempête frappe aussi les États-Unis dont les états des Grands-Lacs, de New York et de **la** Nouvelle-Angleterre. Des milliers de personnes sont isolées en Indiana. L'Est de l'Ontario est touché, la circulation aérienne et ferroviaire est interrompue et plusieurs bris sont signalés comme ceux de plus de 2 500 poteaux de téléphone et d'antennes, ainsi que de nombreuses pannes d'électricité.

3.3. Tempête de verglas du 22-23 mars 1972

En début du mois, une petite tempête de verglas prive la région de Montréal d'électricité durant 30 minutes à 9 heures. 200 à 300 km plus au Nord, des régions comme le Saguenay, la Haute-Mauricie et l'Abitibi connaissent le « black-out ». À Montréal, le métro est paralysé durant 20 minutes.

En outre, c'est le 22 et le 23 mars que le verglas se manifeste avec une épaisseur de 15 à 40 cm. Il arrive subitement, d'abord 30 cm de neige puis le verglas. Plusieurs poteaux de lignes à haute tension s'écroulent au nord de Montréal dans la région des Laurentides et dans celle de Joliette. De nombreux arbres et poteaux tombés forcent la fermeture de routes. De plus, les trois-quarts de la population s'éclairent à la chandelle, 500 à 600 poteaux sont cassés ou couchés au sol. Des accidents automobiles mortels sur la chaussée glissante sont signalés. À Québec, les organismes ferment leurs portes pour la durée de la tempête. La région québécoise, plus au nord-est de Montréal, reçoit la précipitation en neige, soit près de 50 cm, elle est isolée du reste du Québec durant trois jours, tous les modes de circulation sont interrompus.

3.4. Tempête de verglas du 21 au 26 décembre 1973

Une précipitation neigeuse de 15 cm se transforme en verglas à Québec. Le 21 décembre, des réunions et des cours sont reportés, des autobus interurbains rebroussement chemin, les vols d'avion sont arrêtés et des autoroutes deviennent dangereuses. Le 22, 3,8 cm de pluie sont tombés. Une série d'entrepôts, au toit plat, s'effondrent, plusieurs arbres sont cassés et de nombreuses pannes d'électricité touchent près de 35 000 abonnés. Le 24 décembre, plus de 250 000 Québécois grelottent dans le noir, à Québec et dans tout le Bas-Saint-Laurent, de Rivière-du-Loup à Matane, des lignes électriques sont brisées. Le 27 décembre, 45 000 abonnés sont encore sans électricité. Hydro-Québec estime le coût à 2,3 millions de dollars. Le 28, dans le Bas-Saint-Laurent, 85 000 abonnés demeurent privés d'électricité sur les 300 000 Québécois toujours en panne. Les forces Armées interviennent, les écoles servent d'abris. Le 29, la tempête se termine, les journaux déplorent le retard des instances gouvernementales à réagir. Les gens dans les campagnes sont isolés durant près de huit jours.

3.5. Tempête de verglas du 4 au 6 janvier 1997.

Le verglas s'abat sur la grande région métropolitaine de Montréal et sur la Côte Est américaine. Elle cause des milliers de pannes d'électricité, de nombreux retards et des annulations de vols à l'aéroport de Montréal (Dorval). La tempête se déporte sur la partie nord-est, soit Lanaudière. **Le** 7 janvier au matin, plus de 175 000 abonnés d'électricité sont en panne et le verglas se poursuit jusqu'au 8 lorsqu'un câble de haute tension s'abat sur l'autoroute 40, interrompant le trafic.

plusieurs centres d'hébergement s'ouvrent pour la population. Les arbres chargés de verglas causent encore des pannes électriques. Hydro-Québec prévoit des coûts de 4 à 5 millions de dollars. 2,5 et 3 75 cm de verglas couvrent les fils électriques. Le 8 janvier, plus de 200 000 poteaux sont touchés par la tempête, les vents soufflent à environ 50 km/h. De plus, des blocs de glace de 30 kg s'abattent sur des automobiles à l'entrée du tunnel Louis-Hyppolyte-Lafontaine. Le 9 au matin, l'électricité manque encore dans 19 000 foyers. Le 10, Hydro-Québec estime ses dégâts entre 7 et 10 millions de dollars. Il y a eu 350 000 clients affectés.

Conclusion

Il serait trop tôt dans le cadre de cette vaste étude pour présenter déjà des critères précis afin de classer les tempêtes de verglas cependant, en plus des simples mesures météorologiques, il nous semble très important d'accorder de l'attention aux incidences humaines. Elles contribuent à qualifier l'ampleur de l'événement. En effet, les phénomènes relatés dans les journaux sont surtout des irritants à la vie quotidienne du citoyen. En s'inspirant de l'énorme travail de la Commission Nicolet nous suggérons de tenir compte des critères suivants :

Aspects météorologiques	Aspect environnemental
. Durée en nombre de jours de l'événement climatique	. Dommages forestiers
Epaisseur de verglas	. Dommages agricoles
Aspects humains	Aspect socio-économique
. Nombre de personnes touchées ou sinistrées	. Perturbations des activités (travail, réunions, cours, transport, etc.)
. Durée du grand dérangement	. Dommages au réseau électrique
. Assistance extérieure d'organismes (Armée, équipes spécialisées d'autres États, etc)	. Dommages aux installations domestiques (maisons, granges, etc.)
. Hébergement d'urgence	. Dommages payés par les Compagnies d'assurances
. Santé, accidents et décès Aspect environnemental	. Nombre de jours de travail perdus
	. Les personnes et les ménages

Or, les recherches historiques sur les tempêtes passées présentent, par contre, une difficulté liée à la constitution des banques de données et nécessitent, en leur absence ou presque, l'interprétation des faits à la lumière des événements récents. Conséquemment, le rapport Nicolet peut alors servir d'étalon, d'où l'ampleur descriptive de cet article.

En outre, il ressort que le développement technologique qui facilite la vie quotidienne de notre société occidentale devient fragile lors des verglas en particulier notre lien de dépendance à l'électricité. Le regard vers les bribes encore disponibles de notre passé lointain, de 1998 à 1942, encore accessible par les journaux, démontre une diminution de l'impact du verglas sur l'activité humaine au fur et à mesure du déplacement dans le temps. A propos de la relativisation de l'impact, des recherches à venir tenteront de retracer l'émergence des premières difficultés liées au verglas au 19^{ème} siècle, elles seront difficiles à réaliser en raison du mode de vie autonome de cette époque. Nous vous présentons donc le tableau ci-haut à titre d'aide-mémoire. Si vous rencontrez dans vos lectures des événements de la sorte au 19^{ème} siècle nous apprécierions beaucoup que vous nous en fassiez part.

Bibliographie

- HEBDOMADAIRE RÉGIONAL, 1973 : Revue de presse du 26 - 31 décembre 1973, Hebdo Journal, Rimouski, Canada.
- JOURNAL LA PRESSE, 1942 : Revue de presse du 27 - 30 décembre, La Presse, Montréal, Canada.
- JOURNAL LA PRESSE, 1943 : Revue de presse du 4 - 10 janvier, La Presse, Montréal, Canada.
- JOURNAL LA PRESSE, 1961 : Revue de presse du 25 - 29 février, La Presse, Montréal, Canada
- JOURNAL LA PRESSE, 1972 : Revue de presse du 1 - 10 mars et 22 - 31 mars, La Presse, Montréal, Canada
- JOURNAL LA PRESSE, 1997 : Revue de presse du 4 - 16 janvier, La Presse, Montréal, Canada.
- JOURNAL LE SOLEIL, 1973 : Revue de presse du 21 - 31 décembre 1973, Le Soleil, Québec, Canada.
- LORTIE M., 1979 : Arbres, forêts et perturbations naturelles au Québec, Presses de l'Université Laval, Québec, Canada, 172 p.
- NICOLET R., 1999 : Rapport de la Commission scientifique et technique chargée d'analyser les événements relatifs à la tempête de verglas du 5 au 9 janvier 1998, 5 Volumes, Québec, Canada, 1 442 p.
- STRAHLER A., 1997 : Physical Geography, Science and Systems of the Human Environment, John Wiley and Son, New York, U.S.A., 637 p.
- VIERS G., 1992 : Éléments de climatologie, Nathan, Paris, France, 204 p.

ORIGINES ET ÉVOLUTION DES FORTES CHUTES DE NEIGE DANS LE SUD DE LA POLOGNE (CRACOVIE, 1863-2000)

R. TWARDOSZ

*Uniwersytet Jagiellonski, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
ul. Grodzka 64, 31-044 Kraków, Pologne
[E-mail: r.twardosz@iphih.uj.edu.pl](mailto:r.twardosz@iphih.uj.edu.pl)*

Résumé

Les données quotidiennes de la station climatologique de l'Université Jagellonne de Cracovie ont permis d'analyser l'origine et l'évolution des fortes précipitations de neige (>10 mm) pendant la période froide (novembre-avril) depuis 1863 jusqu'à l'an 2000. Il a été établi que les fortes chutes de neige apparaissaient rarement (le plus fréquemment en mars) et qu'elles présentaient un caractère irrégulier sans qu'il soit possible de distinguer une tendance très nette. Cependant, de telles chutes représentent une part importante dans la totalité des précipitations pour la période froide. Plus de 50% des chutes de neige importantes se produisent dans les trois situations synoptiques suivantes : thalweg dépressionnaire (Bc), situation cyclonale orientale (Ec) et cyclonale occidentale (Wc). Plus de 90% des fortes chutes de neige apparaissent dans une gamme de température moyenne de l'air comprise entre -5°C et +5°C.

Abstract

Daily meteorological data from the Climatological Station of the Jagiellonian University of Cracow were used to analyse the cause and the evolution of the heavy snowfall (>10 mm), during the cold season (November through April) spanning the period 1863-2000. It was found out that heavy snowfall occur seldom and do not present any tendency. Snowfall accounts for much of the total precipitation during the cold season and it occur most frequently in March. More than 50% of heavy snowfall occur under the following three synoptic cyclonic situations: cyclonic trough (Bc), eastern (Ec) and western (Wc). More than 90% of heavy snowfall appear at the daily air temperature from -5°C to +5°C.

Mots-clés : précipitations de neige (>10 mm), variabilité, situations synoptiques, Cracovie, Pologne.

Keywords : snowfall (>10 mm), variability, synoptic situations, Krakow, Poland.

Introduction

La littérature climatologique polonaise aborde rarement le problème des chutes de neige. Pourtant, une connaissance plus approfondie de ce type de précipitation est très importante d'un point de vue fondamental et appliqué (conséquences sur le milieu notamment). A partir de la très longue série de mesures météorologiques effectuées à Cracovie, l'objet de cet article est de mettre en évidence le contexte atmosphérique propice aux fortes précipitations neigeuses (en relation avec les situations synoptiques et la température moyenne journalière de l'air) et leur évolution au cours des cent trente dernières années.

1. Données utilisées et méthodologie

Dans cette étude, on s'est servi des résultats de mesures et observations météorologiques quotidiennes de la station de recherche de l'Université Jagellonne de Cracovie (cp = 50°04' N, \ = 19°58' E, Z = 206 m au-dessus du niveau de la mer). Les mesures et les observations ont été effectuées par des observateurs possédant un haut niveau de qualification (essentiellement des astronomes et des météorologues), ce qui garantit la validité des observations (les observations des précipitations de neige, comparées à d'autres éléments météorologiques, peuvent comporter une certaine erreur

subjective de l'observateur. La qualité des données dépend considérablement de la fréquence des observations pendant la période de mesure, ainsi que des qualifications de l'observateur).

Le travail a été réalisé en se fondant sur les données recueillies pendant les six mois froids (novembre-avril), depuis 1863 jusqu'à l'an 2000, en relevant le nombre de jours avec des fortes précipitations de neige (>10 mm). Seuls les jours avec précipitations exclusivement solides ont été considérés comme jours de neige. Pour déterminer l'influence de la circulation de l'atmosphère sur l'apparition de fortes précipitations de neige, on s'est servi du calendrier des situations synoptiques de la Pologne du Sud des années 1873-2000 de T. Niedzwiedz (2003).

2. Résultats

2.1. Nombre de jours et cumuls des précipitations de neige (>10 mm)

En Pologne, selon la région géographique les précipitations neigeuses sont diversifiées. La moyenne des journées avec des précipitation neigeuse (>0,1 mm) dépend aussi bien de l'humidité de l'air que de l'état thermique de l'atmosphère. Dans la partie occidentale et centrale de la Pologne, le nombre de jours avec des précipitations de neige varie de 30 à 40 par an. La neige est plus présente dans la partie du Sud du pays, en relation avec la présence de la chaîne des Carpates. Dans les **Tatras**, par exemple, la neige tombe pendant 145 jours (Paszynski et Niedzwiedz, 1999). Dans les plaines, les précipitations neigeuses apparaissent dès octobre et perdurent jusqu'en mai ; sur les sommets montagnards, elles peuvent être notées aussi en été. A Cracovie, ville située au pied des Carpates, pendant le semestre froid, le nombre de jours avec chutes de neige est égal au nombre de jours de pluie (44 jours). En janvier et février, au cœur de l'hiver, les chutes de neige représentent plus de 50% du volume des précipitations mensuelles (Twardosz 2003).

Les chutes abondantes de neige faisant l'objet de l'étude (>10 mm) apparaissent rarement et leur déroulement est irrégulier, de sorte qu'il serait difficile d'indiquer une tendance distincte (figure 1).

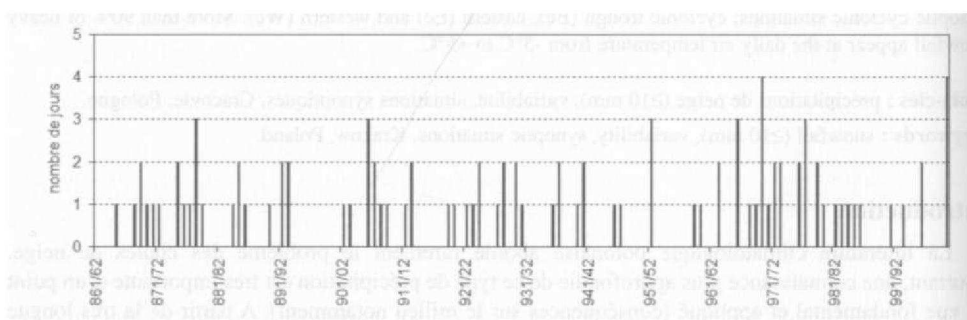


Figure 1 : Evolution du nombre de jours avec fortes précipitations de neige à Cracovie entre 1863 et 2000.

En moyenne, on observe seulement 1 jour par an avec de telles précipitations, ce qui représente 3,5 de la totalité des chutes de neige durant le semestre froid. Les précipitations importantes de neige n'apparaissent pas près d'une année sur deux (60 années sur 138, soit 43%). Les années les moins touchées ont été enregistrées durant les trois périodes suivantes : 1892-1901, 1941-1962 et 1987-1995. Inversement, le nombre maximal (4 cas) a été relevé pendant les saisons froides 1969/70 et 1999/00. Plus généralement, c'est lors des années allant de 1963 à 1986 que les fortes chutes de neige ont été observées le plus souvent. Cette période correspond d'ailleurs également au plus grand nombre de chutes de neige toute hauteur confondue (>0,1 mm) (Twardosz 2003). Ces observations sont à mettre en relation avec la plus grande activité dépressionnaire hivernale durant les années 1960 et 1970 sur la Pologne du Sud (Niedzwiedz 1993).

En Europe Centrale, les précipitations de neige les plus intenses ont lieu au printemps (Kosiba 1954). A Cracovie, la plus grande fréquence de chutes de neige >10 mm intervient en mars (25%) (figure 2). A cette époque-là, dans cette partie de l'Europe, apparaît le minimum de la répartition annuelle des pressions atmosphériques, ce qui favorise l'arrivée des masses d'air froid polaire et arctique. C'est ainsi que se créent des conditions météorologiques qui engendrent d'importantes chutes de neige à caractère de front ou de convection. Bien évidemment, la persistance de la couche de neige est, au printemps, très faible en comparaison avec l'abondance des chutes de neige.

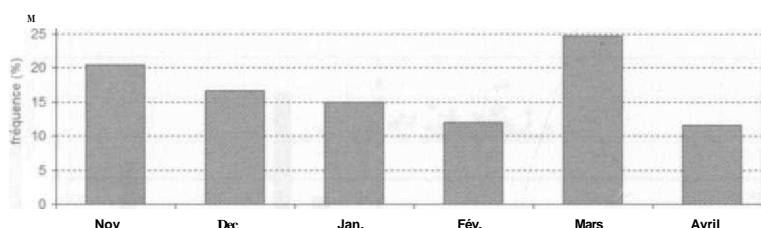


Figure 2 : Décroissance de la température minimale en fonction de l'altitude en 1973, dans les Alpes du Nord

2.2. Relations entre chutes de neige et situations synoptiques

Les relations entre les chutes de neige et les situations synoptiques ont pu être appréhendées en utilisant la typologie de la circulation atmosphérique établie par T. Niedzwiedz (2003) concernant la Pologne du Sud pour les années 1873 à 2000. D'après cette classification, les principaux éléments caractérisant les types de circulation atmosphérique sont l'advection et le type de champ de pression. La typologie compte 21 types de situations synoptiques. Seize d'entre elles constituent des situations d'advection : 8 cycloniques « c » (Ne, NEc, Ec, SEc, Se, SWc, Wc, NWc) et 8 anticycloniques « a » (Na, NEa, Ea, SEa, Sa, SWa, Wa, NWA). Quatre situations se caractérisent soit par la stagnation de l'air (absence d'advection), soit par une advection présentant une forte variation temporelle : Ca - situation de centre anticyclonique, Ka - dorsale anticyclonique, Ce - centre dépressionnaire, Bc - thalweg dépressionnaire. Enfin, le symbole X désigne les situations n'entrant pas dans cette classification.

Pendant la période faisant l'objet de l'étude (1873-2000), durant le semestre froid, prédominaient les situations à caractère anticyclonique (54,2%) au détriment de situations à caractère cyclonique (44,0%) (figure 3). Parmi les 21 types de situations synoptiques, le plus souvent (23,0%), apparaît l'advection de l'air de l'Ouest (Wc - 11,7% et Wa - 11,3%). Vient ensuite la dorsale anticyclonique (Ka) dont la fréquence d'apparition est de l'ordre de 9,6%.

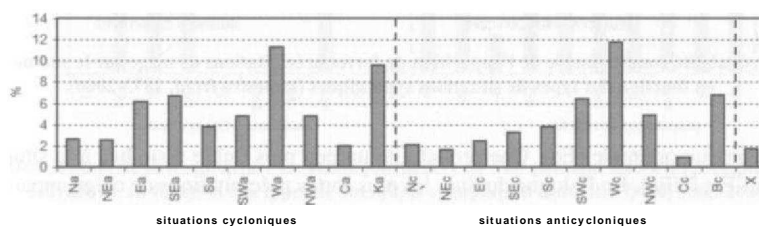


Figure 3 : Fréquence des différents types de situations synoptiques sur la Pologne du sud durant le semestre froid (1873-2000) (d'après T. Niedzwiedz).

L'attribution d'un type de situation synoptique appropriée à chaque importante précipitation neige a permis de constater qu'en moyenne, pendant le semestre froid, 85,9% de telles précipitation étaient liées à des systèmes cycloniques, contre 13,0% pour les systèmes anticycloniques (figure 4). Le plus grand nombre de jours avec des chutes de neige >10 mm (41,3%) apparaît dans le thalweg dépressionnaire (Bc : 20,7%) et dans la situation cyclonique orientale (Ec : 20,6%). Il est d'autre part important de signaler l'influence de la situation cyclonique liée à la circulation zonale, c'est-à-dire, de la situation cyclonique occidentale (Wc : 11,9%), ce qui résulte de sa grande fréquence en période froide. Sur la Pologne du Sud, quand apparaît le thalweg dépressionnaire avec les fronts atmosphériques les précipitations sont fréquentes toute l'année.

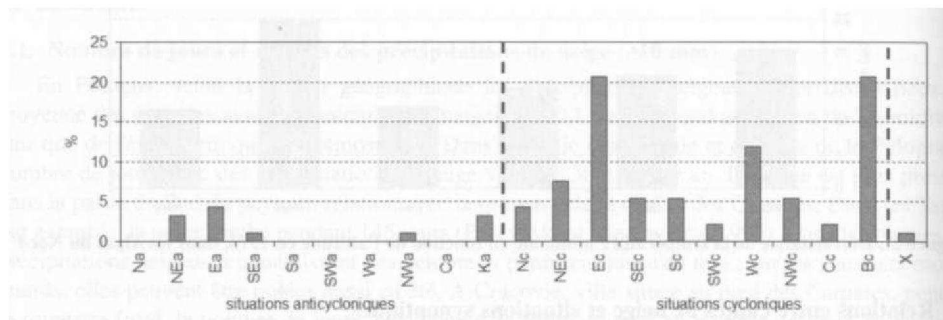


Figure 4 : Fréquence des fortes précipitations de neige sur le Sud de la Pologne en fonction des types de situations synoptiques (semestre froid, 1873-2000). Figure 1 : Décroissance de la température minimale en fonction de l'altitude en 1973, dans les Alpes du Nord

L'impact des différentes situations synoptiques sur les précipitations de neige a en outre été évalué d'après la probabilité conditionnelle, c'est-à-dire par le quotient du nombre de jours avec d'importantes chutes de neige dans la situation donnée par rapport au nombre de cas où avait lieu une telle situation (figure 5). La plus forte probabilité d'apparition de chutes de neige (>10 mm) caractérise la

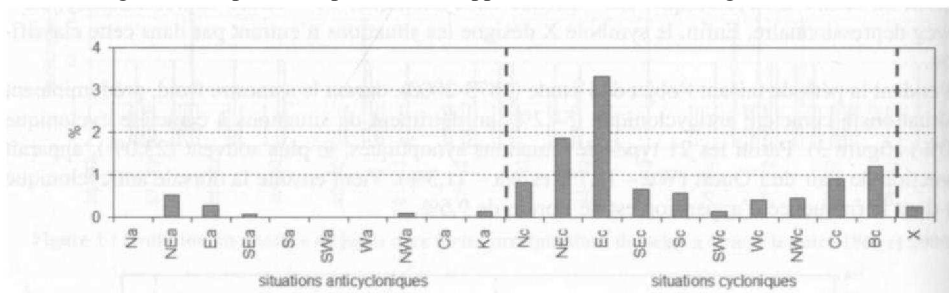


Figure 5 : Probabilité conditionnelle de l'apparition de fortes précipitations de neige sur le sud de la Pologne en fonction des types de situations synoptiques (semestre froid, 1873-2000).

situation cyclonique orientale (Ec). Une probabilité un peu plus faible reste liée à la situation cyclonique de Nord-Est (NEc). En Pologne du Sud, les plus fortes précipitations de neige apparaissent d les masses d'air polaire maritime du Nord-Est en raison de l'ascendance de la masse d'air sur les Carpates Occidentales. Dans ce cas les *Nimbostratus* se forment donnant l'abondance des précipitations de neige continues (pour information, notons qu'en été ce type de situation est la cause d précipitations importantes provoquant les inondations dans les Carpates).

2.3. Relations entre chutes de neige et conditions thermiques

Les fortes précipitations de neige interviennent dans une vaste amplitude de la température moyenne journalière de l'air, à savoir entre $-12,6^{\circ}\text{C}$ et $+4,0^{\circ}\text{C}$ (figure 6). Aux valeurs limites de cet intervalle ne sont liés que des cas isolés de telles précipitations. Près de 39% des fortes chutes de neige apparaissent dans un intervalle de température très réduit, c'est-à-dire de $-1,0$ à $+1,0^{\circ}\text{C}$, et 93% d'entre elles se situent entre $-5,0$ et $+5,0^{\circ}\text{C}$. Les précipitations de neige dépassant 20 mm sont, elles, observées uniquement lorsque la température moyenne journalière est proche de 0°C .

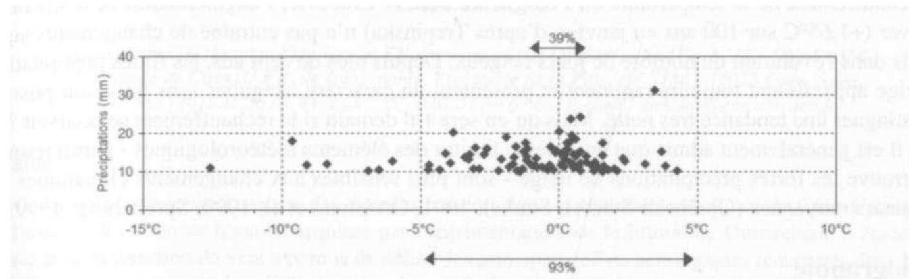


Figure 6 : Relation entre fortes précipitations de neige et valeur de la température moyenne journalière de l'air à Cracovie (semestre froid, 1863-2000).

La situation synoptique détermine les conditions thermiques et ces dernières, quant à elles, décident de la persistance de la couche de neige (figure 7). Les précipitations de neige dans la dorsale anticyclonique (Ka) apparaissent avec la plus basse température moyenne journalière de l'air (en moyenne $-3,6^{\circ}\text{C}$). C'est à ce moment-là qu'interviennent les conditions les plus favorables pour l'accumulation de la neige. A la température moyenne journalière inférieure à 0°C , restent d'autre part liées les précipitations qui ont lieu lors de l'advection de l'air du secteur oriental et septentrional, c'est-à-dire, lorsque nous avons à faire aux situations de type : NEa, Ea, Ec et NWa. En revanche, les importantes précipitations de neige liées à des advections d'air par le sud et par l'ouest correspondent aux températures moyennes de l'air les plus élevées ($1,5^{\circ}\text{C}$). Ces types de situations ne sont pas favorables à l'établissement durable d'une couche de neige au sol, ceci entraînant bien évidemment des répercussions différentes sur le bilan hydrique et hydrologique de la région de bassin de la haute Vistule.

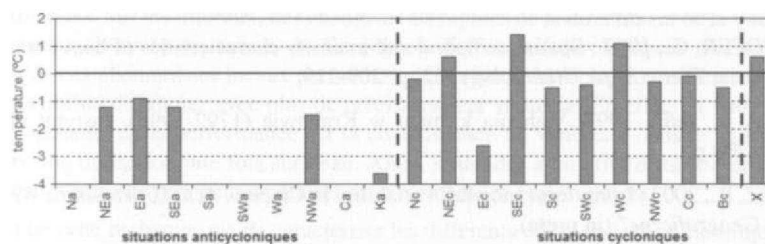


Figure 7 : Distribution de la température moyenne journalière de l'air pendant les fortes précipitations de neige à Cracovie en fonction des types de situations synoptiques (semestre froid, 1863-2000).

Conclusion

L'analyse de la série pluriannuelle et continue des précipitations à Cracovie a démontré une importante variabilité des fortes chutes de neige. Celles-ci apparaissent préférentiellement dans trois types de situations synoptiques dépressionnaires (thalweg, cyclonale d'ouest et cyclonale d'est), avec des masses d'air dont la température moyenne est proche de 0°C. Les plus abondantes précipitations neigeuses sont notées pendant l'advection des masses d'air polaire maritime du Nord-Est (NEc).

Au-delà de la variabilité du phénomène, on pourrait également s'interroger sur les répercussions du réchauffement de la température en Pologne du Sud. A Cracovie, l'augmentation de température en hiver (+1,65°C sur 100 ans en janvier, d'après Trepinska) n'a pas entraîné de changements significatifs dans l'évolution du nombre de jours neigeux. Depuis plus de cent ans, les fortes précipitations de neige apparaissent toujours rarement et présentent un caractère irrégulier sans qu'il soit possible de distinguer une tendance très nette. Mais qu'en sera-t-il demain si le réchauffement se poursuit ? En effet, il est généralement admis que les valeurs limites des éléments météorologiques - parmi lesquels on retrouve les fortes précipitations de neige - sont plus sensibles aux changements climatiques que les valeurs moyennes (Obrębska-Starkel, Starkel, 1991, Groisman et al. 1999, Spreitzhofer 1999).

Bibliographie

- GROISMAN, P.Y., KARL, T.R., EASTERLING, D.R., KNIGHT, R.W., JAMASON, P.F., HENNESSY, K.J., SUPPIAH, R., PAGE, C.M., WIBIG, J., FORTUNIAK, K., RAZUVAEV, V.N., DOUGLAS, A., FORLAND, E.J., ZHAI, P., 1999 : Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climate change, *Climate Change*, **42**, p. 243-283.
- KOSIBA, A., 1955 : Opady śnieżne na Śląsku, *Prace Wroclawskiego TN*, ser. B, **71**, p. 1-40.
- PASZYŃSKI, J., NIEDZWIEDZ, T., 1999 : Klimat, (in.) *Geografia Polski - Środowisko Przyrodnicze, I. Starkel (éd.)*, PWN, Warszawa, p. 288-342.
- NIEDZWIEDZ, T., 2001 : Catalogue of synoptic situations in the upper Vistula river basin (1873-2000), Computer file.
- NIEDZWIEDZ, T. 1993 : Variability of precipitation in Kraków (Cracow) with relation to atmospheric circulation changes', *Proc. Symp. Precipitation and Evaporation*, Bratislava, Slovakia, 20-24 September 1993, **2**, p. 61-62.
- OBREBSKA-STARKEL, B., STARKEL, L., 1991 : Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego, *Zeszyty IG i PZ PAN*, **4**, p. 1-71.
- SPREITZHOFER, G., 1999 : Spatial, temporal and intensity characteristics of heavy snowfall even over Austria, *Theor. Appl. Climatology*, **62**, p. 209-219.
- TREPINSKA, J., (ed.), 1997: Wahania klimatu w Krakowie (1792-1995), Instytut Geografii UJ Kraków, 204 p.
- TWARDOSZ, R., 2003 : Long-term snowfall variability in Cracow, *Acta Universitatis Wratislaviensis "Studia Geograficzne"* (in press).

ESSAI DE PRÉVISION LOCALE DES CONDITIONS AÉROLOGIQUES DE SURFACE ; EXEMPLE DE LA BAIE DE SALLENELLES À OUISTREHAM EN BASSE-NORMANDIE

A. DUDOUIT

*Laboratoire GEOgraphie PHysique et ENvironnement (GEOPHEN) ILETG - UMR - CNRS 6554,
Université de Caen, U.F.R. de Géographie, Esplanade de la Paix, BP 5186 - 14032 Caen cedex.
Tel : 33 - (0)2 31 56 63 84. Fax : 33 - (0)2 31 56 63 86. E-mail : dudouit@geo.unicaen.fr*

Résumé

Ce travail s'appuie sur l'analyse des données horaires de la station météorologique de Caen-Carpique et sur l'analyse des données horaires acquises par expérimentation sur le littoral de Ouistreham. L'étude de la vitesse et de la direction du vent a permis de définir les principaux effets aérologiques rencontrés dans la baie de Sallenelles, notamment, les effets de site et les effets thermiques (brise de mer). Une adaptation des bulletins de prévision météorologique côtière pour la pratique de la voile a pu être réalisée.

Abstract

This study is based on the analysis of the hourly archived meteorological data (wind direction and velocity records) of the meteorological station of Caen-Carpique, and on the analysis of the experimental hourly archived meteorological data (wind direction and velocity) of the Normandy coast (Ouistreham). This emphasizes the thermo-topographic winds along the Sallenelles bay : the small-scales and the land heating. So, modifying coastal weather forecast to the fencing sailing is submitted.

Mots-clés : effets de site, brise, climatologie, Basse-Normandie, France.

Keywords : small-scales, breeze, climatology, Basse-Normandie, France.

Introduction

L'affluence touristique associée au développement des sports liés au vent connaît un essor sur les côtes bas-normandes. Sur les littoraux, des changements rapides de la direction et de la vitesse du vent sont fréquemment observés en raison de l'existence d'effets météorologiques d'échelle fine. La quantification de ces phénomènes locaux permettrait de renforcer la sécurité maritime et offrirait aux régatiers la possibilité d'élaborer avec plus de précisions leur stratégie. En effet, en voile sportive, la principale composante de la performance est la connaissance du vent, tant dans le choix des voiles que dans sa bonne utilisation une fois sur l'eau. Ainsi, s'attendre à un effet d'abri ou de dévent ou à une circulation de brise de mer peut améliorer sensiblement les performances.

L'objectif de cette recherche est de caractériser les différents effets éoliens et thermiques présents à l'interface terre-mer en vue d'adapter les bulletins de prévision météorologique côtière aux besoins des régatiers.

Ce travail s'appuie sur l'analyse de plusieurs paramètres météorologiques enregistrés à un pas de temps court à la station de Météo-France de Caen - Carpiquet (station de référence officielle) et à Ouistreham lors de campagnes de mesures complémentaires sur le terrain. La prise en considération des bulletins de prévision nous a ensuite permis d'élaborer un « modèle » de prévision locale des conditions aérologiques de la baie de Sallenelles.

1. Problématique et enjeux scientifiques

La problématique de cette recherche est de montrer l'existence de perturbations locales du vent (direction et vitesse) et de la température de l'air sur un littoral, notamment celui de Ouistreham (Figure 1). Le secteur d'étude se caractérise par l'existence d'une côte basse, rectiligne (plaine maritime d'altitude inférieure à 10 mètres) et orientée 100°-280°. La baie dans laquelle se jette l'Orne est un plan d'eau apprécié par les navigateurs. A l'ouest, l'urbanisation et l'activité agricole sont importantes. A l'est, le littoral est constitué de dunes de quinze mètres d'altitude et de bois alors que dans la partie centrale de la baie apparaît un marais maritime.

Ce travail a eu pour objet de répondre à diverses questions :

- Comment une situation synoptique se traduit-elle localement dans la baie de Sallenelles ?
- Est-il possible de prévoir en fonction d'une situation synoptique précise les phénomènes météorologiques locaux ?
- La prévision des particularités aérologiques de la baie de Sallenelles est-elle possible ?

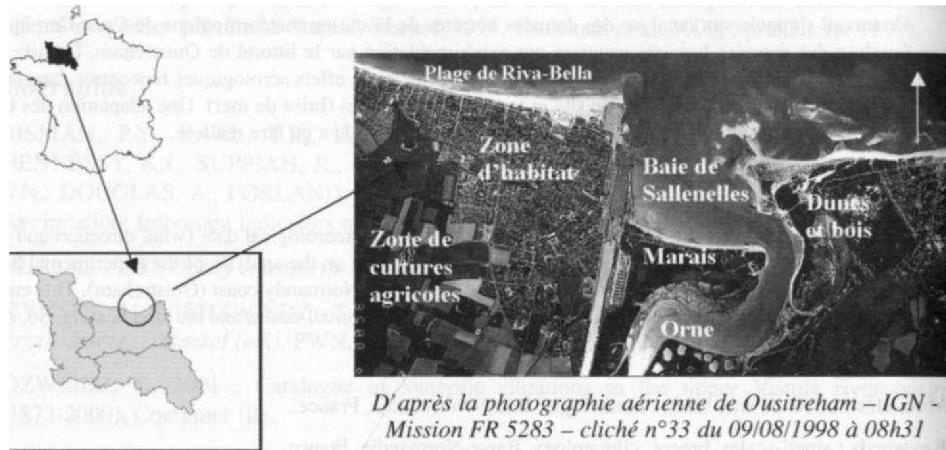


Figure 1 : Situation géographique de la baie de Sallenelles.

2. Méthodologie : acquisition d'une base de données météorologiques d'échelle fine

Comme l'objectif était de caractériser les différents effets météorologiques existants à l'interface terre-mer pour la pratique de la voile, l'étude s'est focalisée sur l'influence de la topographie selon la direction du vent au sein de la baie.

Les données utilisées dans cette recherche sont la direction et la vitesse du vent, la température de l'air et l'humidité relative enregistrées à la station de Météo-France de Caen-Carpique, à un pas de temps horaire pour la période allant de septembre 1999 à septembre 2000. D'autre part, le travail s'est appuyé sur ces mêmes paramètres météorologiques mesurés sur le terrain à Ouistreham, à un pas de temps horaire et à un pas de temps de la minute pour quantifier précisément les effets propres à la baie de Sallenelles, entre octobre 1999 et février 2000 avec deux stations automatiques Leader-Young Eole 50 (Figure 2). Il s'agit ici de définir une climatologie d'échelle fine du milieu environnant. Ces mesures ont été réalisées sur 2 sites différents (Figure 3). La station 1, sur le toit de l'école de voile, était située en bordure immédiate de la baie afin de caractériser les conditions aérologiques de la baie de Sallenelles. La station 2 était localisée sur le toit du poste de secours, en front de mer, sur la plage de Riva-Bella. Les deux stations étaient placées à une hauteur de dix mètres pour deux raisons : les données expérimentales étaient ainsi comparables avec celles mesurées par les réseaux de Météo-France et cette hauteur permettait de traduire exactement les conditions de navigation.

Par ailleurs, pour tenter de déterminer les phénomènes météorologiques locaux au regard des situations synoptiques prévues, l'étude s'est appuyée sur l'analyse des bulletins de prévision météorologique côtière de Météo-France. Ces bulletins indiquent la situation météorologique à J et J+1, le travail a donc consisté à étudier les prévisions faites pour le lendemain. La pression atmosphérique, la direction et la vitesse du vent, l'état de la mer (hauteur de la houle), les températures minimale et maximale de l'air et de la mer ont été retenues.

Les données ont ensuite fait l'objet de traitements statistiques.



Figure 2 : Station météorologique Leader-Young - Eole 50.

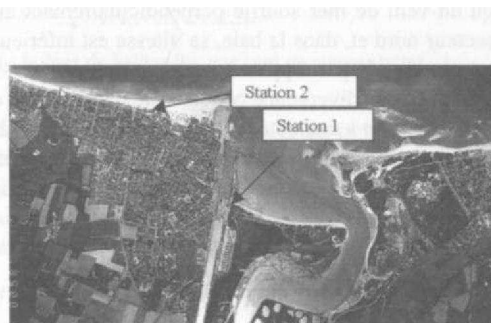


Figure 3 : Sites des mesures expérimentales.

3. Résultats et discussion

3.1. Mise en évidence des effets éoliens

Les écarts entre la prévision et les mesures de terrain concernant la direction et la vitesse du vent ont été attribués à l'existence d'effets locaux à la suite de l'analyse du vent à la station de Caen-Carpiquet (données Météo-France) et à Ouistreham (données expérimentales). Ces effets de site se définissent comme étant une modification locale du vent due à la topographie environnante (ESCOURROU, 1981). L'effet de site caractéristique des côtes basses, comme c'est le cas pour Ouistreham, est le frottement (BERNOT, 1994). Il se manifeste par une diminution de la vitesse du vent et une rotation de la direction du vent vers les basses pressions (Tableau 1).

Tableau 1 : Caractéristiques aérologiques du frottement à Ouistreham (exemple de mesures à pas de temps court) - Vv : Vitesse du vent, Dv : Direction du vent, Dst : Stabilité directionnelle.

VENT "LIBRE" : h=9m				
	Vv moy (nds)	Vv max (nds)	Dv moy (°)	Dv:Dst (°)
15/1 1/99 9:39	10	11.2	74	3
15/11/99 9:40	10.1	13.1	74	4
15/1 1/99 9:41	9.2	11.6	78	9
15/1 1/99 9:42	9.3	10.3	73	4
15/1 1/99 9:43	9.1	10.7	69	4
Moyenne	9.5	10.7	73.6	4.8

VENT "PERTURBE" : h=0,3m				
	Vv moy (nds)	Vv max (nds)	Dv moy (°)	Dv:Dst (°)
15/1 1/99 9:39	6.5	8.2	87	11
15/11/99 9:40	5.7	6.9	78	4
15/1 1/99 9:41	5.7	7.2	84	7
15/1 1/99 9:42	6.8	8	74	4
15/11/99 9 :43	5.9	7.4	72	7
Moyenne	6.1	7.5	79	6.6

Selon la direction du vent par rapport au trait de côte, le frottement entraîne quatre phénomènes météorologiques locaux particuliers (GOUARD, 1989) : l'effet de dévent, l'effet coussin, l'effet de divergence côtière et l'effet de convergence côtière.

Le dévent est une zone de faible intensité sous le vent d'une côte lorsque le vent souffle de terre perpendiculairement au littoral. Cet effet est rencontré dans la baie de Sallenelles par secteur sud. Il se caractérise par un vent plus faible en moyenne de 4 m.s^{-1} et orienté plus à gauche de 45° par rapport à la prévision (Figure 4b).

L'effet coussin est une zone calme au vent d'une côte due à un phénomène de rebondissement lorsqu'un vent de mer souffle perpendiculairement au trait de côte. Il a été observé à Ouistreham par secteur nord et, dans la baie, sa vitesse est inférieure en moyenne de 3 m.s^{-1} et la direction est plus gauche de 45° par rapport à ce que prévoit Météo-France (Figure 4a).

L'effet de divergence côtière se matérialise par une zone d'affaiblissement du vent lorsqu'il souffle parallèlement à une côte située à sa droite ; il est observable à Ouistreham par secteur est. Cet effet traduit dans la baie de Sallenelles par une vitesse inférieure en moyenne de 2.5 m.s^{-1} et une direction plus à gauche de 45° par rapport au vent prévu (Figure 4c).

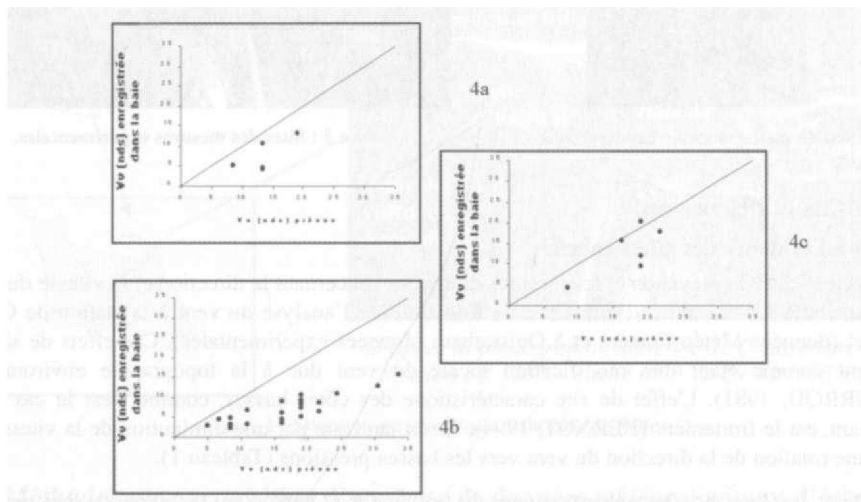


Figure 4 : Analyse de la vitesse du vent (nœuds) prévue et enregistrée dans la baie par vent de nord (4a), sud (4b) et est (4c) annoncé.

Le quatrième effet engendré par le phénomène de frottement est l'effet de convergence côtière zone de renforcement du vent lorsque ce dernier souffle parallèlement à une côte située à sa gauche. Il est présent par vent de secteur ouest à Ouistreham.

Mais si les trois premiers effets météorologiques locaux rencontrés à Ouistreham reflétaient la théorie, l'effet de convergence côtière n'a pu être mis en évidence dans la baie de Sallenelles. En effet, par vent de secteur ouest annoncé, le vent était en moyenne plus faible de $6,6 \text{ m.s}^{-1}$ et plus à gauche de 45° . Or, on aurait dû observer un vent de vitesse supérieure par rapport à la prévision, si l'effet de convergence côtière agissait. On a alors procédé à la comparaison des données enregistrées à l'école de voile avec celles mesurées sur la plage de Riva-Bella pour voir si la baie ne présentait pas de particularités aérologiques pour ce secteur de vent. En effet, par vent de secteur ouest, sa vitesse dans la baie de Sallenelles est inférieure à celle mesurée sur la plage de Riva-Bella (Figure 5), elle même supérieure à celle prévue. Par vent de secteur ouest la baie est protégée par de nombreuses habitations et les installations maritimes de Ouistreham. Il semblerait que cette "barrière topographique" efface le phénomène de convergence côtière dans la baie de Sallenelles et favorise un effet d'abri.

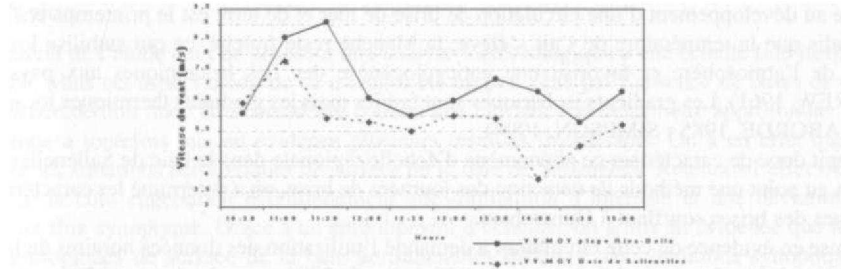


Figure 5 : Mise en évidence d'un effet d'abri dans la baie de Sallenelles par vent de secteur ouest.

Retenons que quelle que soit la direction du flux synoptique annoncé, le régatier pourra s'attendre à avoir un vent plus à gauche de 45° par rapport à la prévision. Par contre, l'écart entre la vitesse du vent prévue et celle rencontrée sur le plan d'eau variera en fonction de l'effet de site. Notons que, dans toutes les situations, le navigateur aura un vent plus faible que prévu. Un « modèle » de navigation a été déterminé à la suite de toutes ces analyses (Tableau 2).

Tableau 2 : « Mode d'emploi » pour naviguer dans la baie de Sallenelles.

	Nord	Est	Sud	Ouest
Effet de site rencontré	effet coussin au vent du relief et frottements générés par l'interface terre-mer	divergence côtière et frottements provoqués par l'interface terre-mer et la topographie	effet de dévent et frottements générés par l'interface terre-mer et la topographie	<u>légèrement plus loin que le rivage</u> : convergence côtière, <u>près du rivage</u> : frottements provoqués par l'interface terre-mer et la topographie
Stratégie à suivre	privilégier le large et la gauche du plan d'eau en se rapprochant du rivage	éviter zone sans vent près du rivage et privilégier la gauche du plan d'eau en se rapprochant du rivage	éviter la zone de dévent proche du rivage et privilégier la gauche du plan d'eau en se rapprochant du rivage	privilégier la zone de vent plus fort en faisant attention de ne pas se trouver dans la zone sans vent et exploiter la rotation du vent à gauche en se rapprochant du rivage

3.2. Mise en évidence des effets thermiques

Un second phénomène a été rencontré sur le littoral de Ouistreham. Il s'agit de l'effet thermique appelé brise de mer et brise de terre. La brise de mer est un vent diurne, d'échelle régionale, générée par réchauffement différentiel de l'air au-dessus de la terre et de la mer. Sur nos côtes, la période

favorable au développement d'une circulation de brise de mer et de terre est le printemps et l'été. En effet, tandis que la température de l'air s'élève, la Manche reste fraîche, ce qui stabilise les basses couches de l'atmosphère et favorise une anticyclonogenèse des Iles britanniques aux pays baltes (KENDREW, 1961). Les gradients isobariques sont faibles mais les gradients thermiques locaux forts (PEDELABORDE, 1985 ; SIMPSON, 1994).

Il s'agit donc de caractériser ce phénomène d'échelle régionale dans la baie de Sallenelles. Après avoir mis au point une méthode de détection des journées de brise, on a déterminé les caractéristiques climatiques des brises soufflant à Ouistreham.

La mise en évidence de cette circulation a demandé l'utilisation des données horaires de la direction et de la vitesse du vent, entre le mois de juillet et août 2001, enregistrées par Météo - France à Bernières, station littorale (unique) située à dix kilomètres à l'ouest de Ouistreham. Les journées de brise ont été détectées grâce à un brusque changement de la direction du vent associé à un net renforcement de sa vitesse. Ainsi, pour la journée du 17 août 2001 (Figure 6), l'apparition de la brise est identifiée par le renforcement du vent entre 2 et 4 m.s⁻¹ ainsi que par la rotation du vent de 80° en une heure. L'heure d'apparition de la brise est donc 12h30. Sa vitesse maximale est de 7 m.s.⁻¹ à 18h00. La disparition de la brise se traduit par une baisse progressive de la vitesse du vent jusqu'à 20h00 accompagnée par un retour à l'orientation du vent synoptique du matin. Ces données météorologiques numériques ont ensuite été croisées avec la situation synoptique de surface et à 850 hPa obtenue par l'analyse des bulletins météorologiques européens. La validation des journées de brise, sur une période de dix ans, entre les mois d'avril et septembre, est projetée (thèse en cours) par l'observation des images satellites recueillies sur le site du S A T M O S.

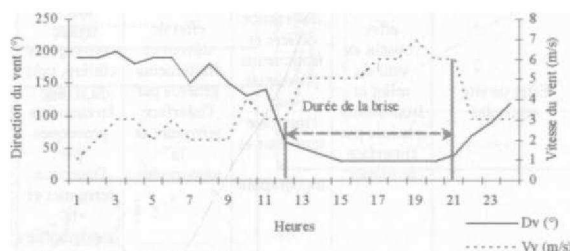


Figure 6 : Direction et vitesse du vent au cours d'une journée de brise : exemple du 17 août 2001.

Deux types de brise prédominent sur nos côtes. Le premier est de direction 30°-50° pour lequel le vent synoptique le matin est de direction 150°-170°. La seconde direction de brise observée est de 310°-330° avec un vent synoptique le matin de 190°-220°. La vitesse maximale de la brise est comprise entre 3 et 10 m.s⁻¹.

Concernant les situations synoptiques des journées de brise, trois scénarios ont été dégagés : les journées de brise par situation anticyclonique (58% des cas), par situation dépressionnaire (7% des cas) et par marais barométrique (35% des cas). Les situations anticycloniques ont davantage été analysées en raison de leur grande représentativité. Ainsi, trois types de situations anticycloniques ont été mis en évidence. Le premier type est défini lorsque l'anticyclone est situé sur l'Europe du nord, le deuxième quand l'anticyclone est sur l'Europe centrale et enfin, le troisième type est caractérisé par un anticyclone situé sur l'atlantique.

Conclusion

L'intérêt de l'étude était de proposer une analyse météorologique à une échelle fine jusqu'ici non pratiquée. Mais cet aspect inédit de ce travail a été un peu gêné par l'absence de bases de données. Cette recherche doit donc être considérée comme une introduction devant être approfondie.

L'étude a toutefois mis en évidence plusieurs résultats intéressants. On a en effet quantifié et modélisé les situations aérologiques de surface de la baie de Sallenelles. Retenons l'effet très perturbateur de la côte engendrant essentiellement une diminution d'intensité et une déviation vers la gauche du flux synoptique. Grâce à un emboîtement d'échelles, on a mis en évidence que les conditions aérologiques de surface de la baie de Sallenelles diffèrent des conditions synoptiques de la région (comparaison des bulletins de prévision avec les données enregistrées sur le littoral) d'une part, et diffèrent des conditions aérologiques de surface du milieu environnant (comparaison des données enregistrées dans la baie de Sallenelles avec celles mesurées sur la plage de Riva-Bella) d'autre part.

Remerciements

Je tiens à remercier le laboratoire GEOPHEN pour l'encadrement technique apporté (stations météorologiques de terrain), Olivier CANTAT pour m'avoir encadrée lors de ma maîtrise, Arnel COUDE et Stéphane COSTA pour leurs conseils et leurs relectures.

Bibliographie

- BERNOT, J.-Y., 1995 : *Météorologie locale*. Chiron, 351 p.
- ESCOURROU, G., 1981 : *Climat et environnement, les facteurs locaux du climat*. Masson géographie, 180 p.
- GOUARD, P., 1989 : *Voile : nouvelles techniques pour gagner*. Chiron, 255 p.
- KENDREW, W.G., 1961 : *The climates of the continents*. Oxford University Press, London, 608 p.
- PEDELAB ORDE, P., 1985 : *Les brises de mer et les brises de terre*. Géographie et recherche, 54, 55, 56.
- SIMPSON, J.-E., 1994 : *Sea breeze and local winds*. U.S.A. New York, Cambridge University Press, 234 p.

ANALYSE MICRO CLIMATOLOGIQUE DES VARIATIONS DU VEN EN FONCTION DES TEMPERATURES AU SPITSBERG

R. FURY W ET D. JOLY

Météo-France, 36 avenue de l'observatoire, 25000 Besançon;

email : rene.fury@meteo.fr

ThéMA, CNRS, 32 rue Mégevand, 25030 Besançon cedex;

email : daniel.joly@univ-fcomte.fr

Résumé

A échelle fine, hors de la présence de vent synoptique, la température et le vent sont liés : l'air se met en mouvement dès lors qu'un écart thermique sensible apparaît entre 2 lieux. Mais le degré de dépendance entre ces deux variables n'est pas fixé une fois pour toutes. Il dépend de nombreux facteurs au nombre desquels interviennent la configuration du terrain et les conditions atmosphériques qui règlent l'entrée d'énergie dans le système. C'est pour préciser ces liaisons que des mesures de températures à échelle fine couplées à 2 mesures de vent lors d'une campagne de terrain en Baie du Roi, au Spitsberg, ont été effectuées durant l'été 1999.

Abstract

At fine gray resolution, temperature and wind are highly correlated: sea-land or slope breeze appears correlative with temperature variation between two areas. This link changes according to different factors: land structure, type of weather (sunshine, cloudy, rainy, windy weather). To precise this process, a field sensors (temperature and wind) network was build close to Ny-Alesund, Kongsfjorden area on Svalbard. Measurements at high spatial time and spatial resolution were carried out in July and August 1999.

Mots-clés : température, vent, microclimatologie, mesure, Spitsberg.

Keywords : temperature, wind, microclimatology, measurements, Spitsberg.

Introduction

Lorsque deux lieux contigus présentent des températures contrastées, 2 masses d'air différent sont au contact et il s'en suit, en règle générale, un mouvement de l'air qui finit par réduire l'écart thermique. Ce processus fonctionne à toute échelle, depuis le niveau planétaire où il est responsable des vastes échanges entre zone tropicale et zone polaire, jusqu'au niveau micro-local avec l'apparition des brises de mer ou de versant. Des mouvements d'air à échelle encore plus fine peuvent prendre naissance entre les faces opposées de supports métalliques par exemple.

Pour se mettre en place, ce processus nécessite toutefois des écarts de température sensibles. Aussi est-il surprenant de le rencontrer dans les régions polaires, où, suite à la faible hauteur du sol au-dessus de l'horizon, l'énergie solaire incidente reste modeste, même au cœur de l'été. Deux études en avaient décrit les grandes lignes au Spitsberg. Joly (1994) a montré que la température et le vent varient quotidiennement de manière cohérente dans le cadre d'un phénomène de brise de mer, et ce avec d'autant plus de force, que le temps est plus ensoleillé. Par ailleurs, Brossard et Joly (2002), on décrit la variation spatiale de la température et de la fréquence du vent en Baie du Roi, sur un petit milieu situé entre des glaciers et un fjord (figure 1). Une forte corrélation lie ces deux variables du climat local : les sites qui présentent la température la plus élevée se situent au cœur du strandflat, l'abri des vents froids issus du fjord et des glaciers. Inversement, la frange littorale, fraîche, est affectée plus d'un jour sur deux par des vents d'est ; le pourtour froid des glaciers est presque en permanence sous l'influence de vents catabatiques.

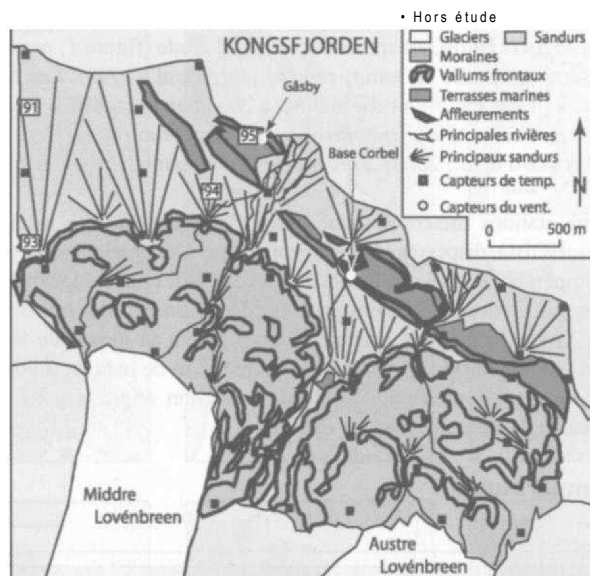


Figure 1 : Présentation de l'aire d'étude.

Or, en raison des contraintes qu'ils supportent, les écosystèmes arctiques sont très sensibles aux variations des conditions environnementales, la température et le vent notamment (Brossard et al., 2002). Pour comprendre les modalités de la distribution des plantes à grande échelle et évaluer leur adaptation aux modifications climatiques, il importait d'acquérir une connaissance fine des modalités qui relie la température au vent en ce milieu extrême. C'est dans ce cadre qu'une mission de recherche au Spitsberg (été 1999) a eu pour objectif d'instrumenter un petit secteur d'étude proche de la Base Jean Corbel, en vue d'acquérir des mesures concernant ces deux variables, température et vent. Pour ce faire, nous avons installé 50 capteurs de température sur l'ensemble de l'aire d'étude ainsi que deux stations où étaient enregistrés vent et température. Nous présentons des résultats pour deux périodes contrastées : beau temps calme les 19 et 20 juillet, temps couvert avec vent synoptique modéré les 28 et 29 juillet.

1. Aire d'étude et mesures

1.1. Terrain

L'aire d'étude est localisée en Baie du Roi (Spitsberg du Nord-Ouest), sur un strandflat, à l'aval de deux glaciers de type alpin. Entre le front actuel des glaciers et le vallum frontal qui marque leur extension maximale à la fin du XI^{e} siècle, prend place un amphithéâtre morainique complexe ; le paysage est composé de collines, de cuvettes et de chenaux secs le plus souvent. La végétation a colonisé ces espaces vierges et se présente sous la forme d'un piquetis de plus en plus clairsemé à mesure que l'on se rapproche des aires les plus récemment déglacées. Au nord du vallum, de vastes sandurs peu inclinés et lisses assurent le transit des eaux proglaciaires et festonnent la côte de cônes coalescents. Ces derniers sont entrecoupés de plages soulevées qui, calées derrière des affleurements rocheux, sont recouvertes d'une toundra climacique.

1.2. Les mesures

Les cinquante data-loggers HOBO, dispersés sur l'aire d'étude (figure 1) permettent de stocker un grand nombre de mesures à échelle de temps réduite (Joly et al., 1999). Les températures ont été mesurées « sous abri », à l'intérieur d'un tube incliné, à 20 cm au dessus du sol et au pas de temps de 6 minutes, du 11 juillet au 8 août 1999. Une méthode d'interpolation des températures à échelle fine (Fury et Joly, 1995 ; Brossard et al., 2002) a restitué les 240 champs thermiques quotidiens à résolution spatiale de 2 m.

Parallèlement, deux stations météorologiques plus classiques ont été installées pour caler 1 mesure faite par les HOBO dispersés dans le voisinage. Ces stations de type CR2M stockent diverses mesures de températures ainsi que la vitesse du vent. Elles ont été localisées sur un petit relief d'orientation NO-SE quasi identique, à moins de 2 km de distance. Elles ont mesuré la température sous abri normalisé, à 2 m de hauteur, et 2 températures à 10 cm au-dessus du sol, une sur le versant nord, une sur le versant sud de la ride. Le vent est mesuré à 2 m de hauteur au-dessus de la crête. La station « Gåsby » est localisée à proximité du fiord ; la station « Spitz » a été implantée à la base française, à 500 m environ de l'arc morainique externe.

2. Analyse des températures

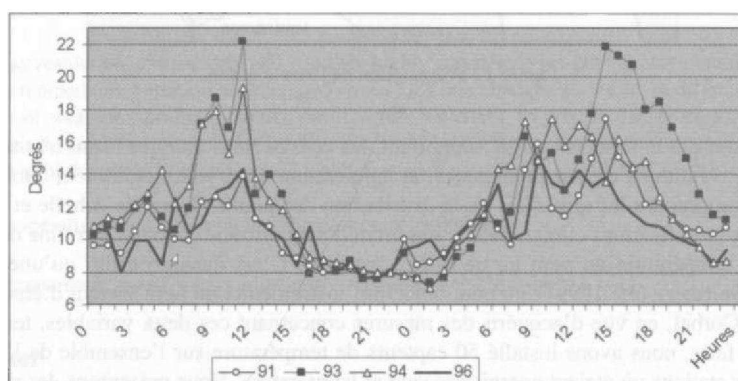


Figure 2 : Variation des températures horaires les 19 et 20 juillet en 4 stations.

L'analyse des températures à échelle fine (valeurs à 6 minutes) montre des fluctuations qui, dans certaines conditions, sont très rapides, quasi cycliques, comme une respiration (figure 2). Des zones se réchauffent puis se refroidissent rapidement. L'analyse pas à pas entre 14 h 00 et 15 h 18 le 2 juillet (figure 3) montre les fluctuations du chaud et froid au niveau des moraines.

Les variations entre postes voisins, séparés les uns des autres à peine de 300 m, sont très rapides dès lors que le ciel est relativement dégagé, c'est à dire lorsque que le rayonnement direct est important par rapport au diffus (figure 2). On voit l'air s'échauffer au-dessus des secteurs bien exposés la température augmenter. Cet air chaud s'évacue par convection, ce qui génère un écoulement d'air froid provenant des sources froides voisines -le fjord et les glaciers- ; cette arrivée d'air froid provoque une baisse des températures, une stabilisation de la masse d'air et le cycle recommence.

3. Analyse du vent

L'analyse des données vent au pas 6 minutes qui ont été stockées pendant la période estival permet de dégager 2 classes caractéristiques.

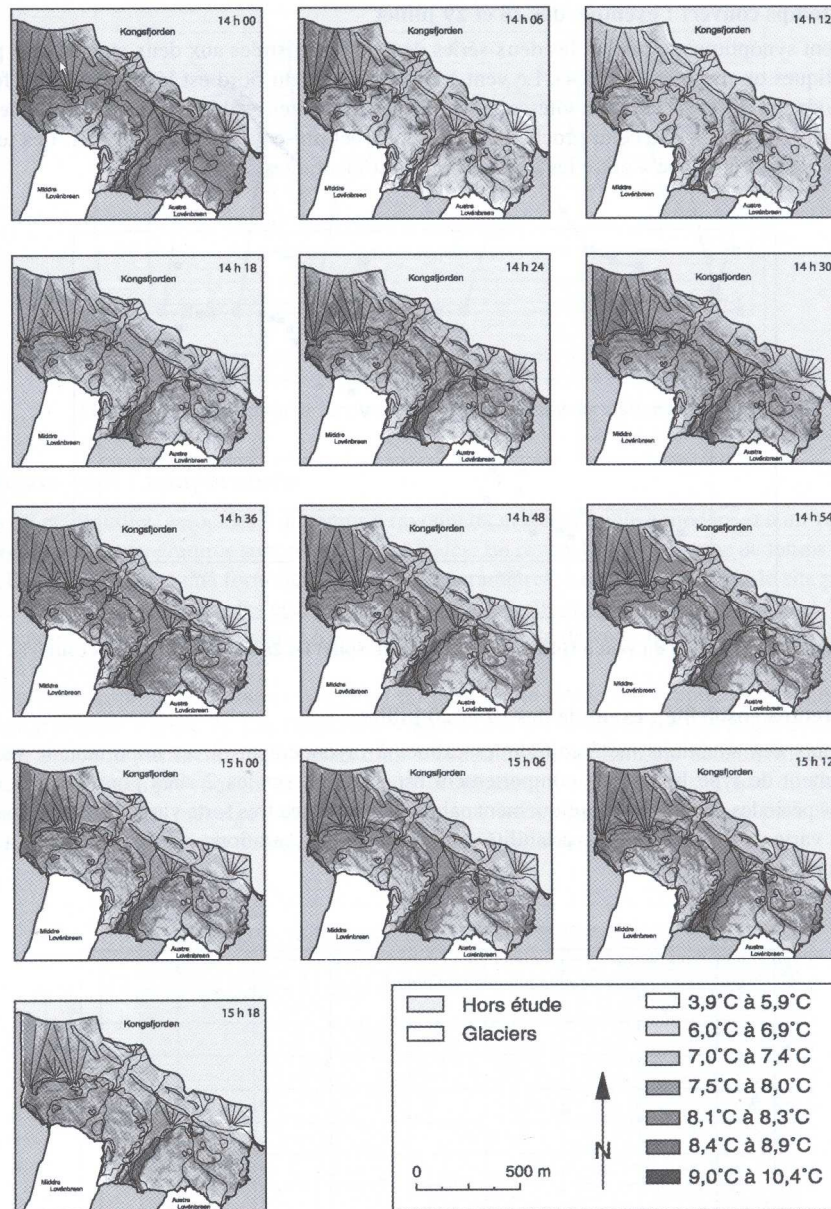


Figure 3 : Températures à intervalle de 6 minutes de 14 h à 15 h le 20 juillet 1999.

3.1. Par temps couvert : exemple des 28 et 29 juillet

Par vent synoptique dominant, les deux séries de vent enregistrées aux deux stations très proches sont identiques ou presque (figure 4). Le vent à Gåsby proche du fiord est légèrement plus fort. Sur cette période des 28 et 29 juillet la vitesse du vent entre les 2 sites est bien proportionnelle, le site Gåsby, plus « dégagé » que celui proche de la Base Corbel présente un vent plus fort. Les températures sous abri « normalisé » entre les 2 sites sont quasi identiques.

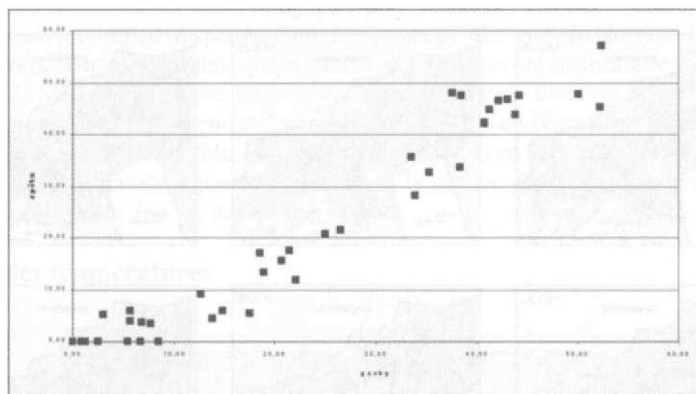


Figure 4 : Variation du vent à Gåsby et à la Base (site Spitz) les 28 et 29 juillet (temps couvert).

3.2. Par temps ensoleillé : exemple des 19 et 20 juillet

Au cours des situations météorologiques calmes à rayonnement direct important, le vent à un comportement de type brise. Son comportement est différent sur les 2 sites pourtant très voisins. Durant ces périodes de temps synoptiquement calme, le vent a une très forte variabilité. Sur une heure, sa vitesse varie de 0 à 3 m/s et sa variabilité spatiale, entre les 2 stations, est corrélativement importante (figure 5 et 6).

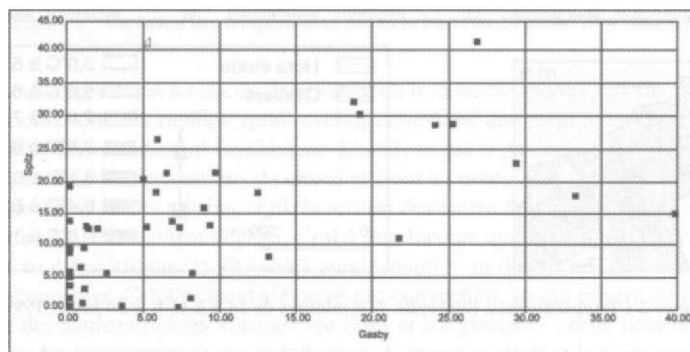


Figure 5 : Variation du vent à Gåsby et à la Base (site Spitz) les 19 et 20 juillet (temps ensoleillé).

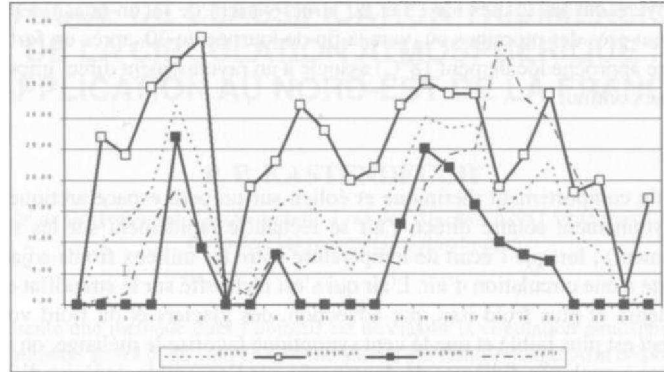


Figure 6 : Comparaison de la vitesse du vent entre les deux stations le 20 juillet.

4. Liaison vent / température

Les 28 et 29 juillet, associées à un temps à rayonnement direct faible à modéré et à un vent synoptique régulier, les températures sont relativement étales. En revanche, dans le type de temps stable (19 et 20 juillet), on assiste à une forte fluctuation des 2 paramètres. Le vent mesuré sur le site proche des moraines (Base) est soumis à des écarts importants à intervalle rapproché. La situation à 7 h, le 19, est bien caractéristique du processus : échauffement, une rafale de vent, homogénéisation des températures et le cycle recommence.

Les variations de la température sous abri normalisé à la Base (site « Spitz ») sont énormes sur cette même période (figure 7). Les fluctuations approchent les 3 degrés sur une heure et sont irrégulières. On trouve là l'influence de « bulles d'air » chaud qui se forment par échauffement local. Les ascendances générées provoquent ou favorisent l'écoulement d'air froid voisin, issu du fjord ou des glaciers qui génère un mélange puis, corrélativement, retour à une température plus fraîche. On retrouve le même effet sur les données de la station « Gásby » proche du fjord.

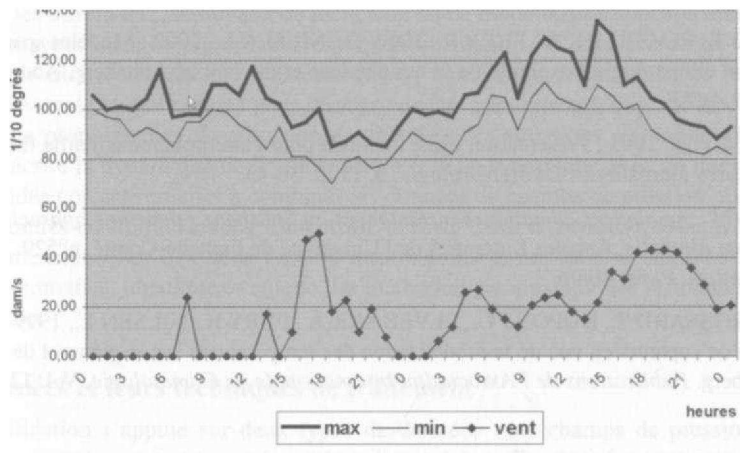


Figure 7 : Variation du vent et de la température les 19-20 juillet à la Base (site Spitz).

Les vents moyens sur les 2 sites les 19 et 20 juillet varient de façon quasi identique. Ils deviennent faibles, surtout près des moraines où, vers la fin de journée du 20, après un fort échauffement du sol (la température approche localement 18°C) associé à un rayonnement direct important, le brassage d'air devient quasi continu.

Conclusion

L'étude fine du comportement thermique et éolien sur un petit espace arctique montre que, dès lors qu'il y a rayonnement solaire direct, l'air se réchauffe rapidement sur les secteurs minéraux (moraines notamment) ; lorsque l'écart de température entre les milieux froids adjacents dépasse 3 à 4 degrés, on assiste à une circulation d'air. L'air qui s'est réchauffé sur le strandflat est remplacé alors par un air plus dense et plus froid issu, par advection, des glaciers et du fjord voisins. Lorsque le rayonnement direct est plus faible et que le vent synoptique favorise le mélange, on retrouve une température homogène à quelques dixièmes de degrés près sur l'ensemble de l'aire d'étude et le vent ne présente plus guère d'hétérogénéité.

Cette approche température/vent à échelle fine en milieu polaire illustre ce qui, sous nos latitudes plus basses, se passe lors des périodes anticycloniques calmes et froides ou de fortes chaleurs. Les hétérogénéités de l'occupation du sol en milieu urbain (bâtiments / espaces verts) peuvent générer, à échelle fine, des mouvements aérologiques entraînant, selon les cas, une aggravation ou au contraire une amélioration du vécu et du ressenti par les habitants grâce au gain ou à la perte quelques degrés. Cette première approche pourrait être poursuivie par une étude plus ciblée sur les phénomènes physiques associés. Des mesures plus complètes vent et direction ainsi que des profils verticaux de température seront en ce cas nécessaires pour approfondir le sujet.

Bibliographie

- BROSSARD T., EL V EB AKK A., JOLY D., NILSEN L., 2002 : Modelling index of thermophily by means of a multi-source database on Broggerhalvoya peninsula (Svalbard). *International Journal of Remote Sensing*, **23**, **21**, p. 4683-4698.
- BROSSARD T., ELVEBAKK A., FURY R., JOLY D., NILSEN L., 2003 : Spatial interpolation of temperature by coupling DE M and Remote Sensed Data; example taken on the forefield of the Loven Glaciers, Svalbard. Accepté, à paraître dans *International Journal of Climatology*.
- BROSSARD T., ELVEBAKK A., FURY R., JOLY D., NILSEN L., 2002 : Modèles spatiaux à grande échelle en climatologie : exemple de la température et du vent au Spitsberg. Accepté, à paraître dans le *B.A.G.F.*
- FURY R., JOLY D., 1995 : Présentation d'une méthode pour l'interpolation à maille fine (100 m) des températures journalières. *La Météorologie*, **8**, **11**, p. 36-43.
- JOLY D., 1994 : *Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg ; pour une approche méthodique par niveau d'échelle*. Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté, n°529, Diffusion Les Belles Lettres, Paris, 404 p.
- JOLY D., BROSSARD T., DUPONT G., ELVEBAKK A., FURY R., NILSEN L., 1999 : Localisation optimale de capteurs en vue de la modélisation des températures sur le piémont de deux glaciers au Spitsberg. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol. **12**, p. 460-467.

UNE MÉTHODE DE CLASSIFICATION TRIDIMENSIONNELLE DE LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE : APPLICATION AU NORD-EST DE LA FRANCE

P. P. KASTENDEUCH

Faculté de Géographie et d'Aménagement, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg CEDEX
kastendeuch@geographie.u-strasbg.fr

Résumé

Cet article présente une méthode dont l'objectif est de classer la circulation atmosphérique par l'utilisation du champ de pression au sol et du vent en altitude obtenu par radiosondage. Afin de pouvoir traiter simultanément ces deux types d'informations, les champs de pression sont convertis en données vectorielles grâce au calcul de vecteurs gradient, puis l'ensemble des données sont normalisées. L'algorithme de classification ascendante hiérarchique scinde le jeu de données en plusieurs classes. Une application sur le nord-est de la France est proposée.

Abstract

The aim of the method exposed into this paper is to classify the atmospheric circulation by the use of ground pressure fields and the radio sounding upper winds. To be able to treat simultaneously the two types of data, the pressure fields are converted to gradient vectors. After normalisation, the algorithm based on a cluster analysis gives several classes. An application over north east France is proposed.

Mots-clés : classification, situation synoptique, pression, radiosondages, circulation atmosphérique.

Keywords : classification, synoptique situation, pressure, radio-soundings, atmospheric circulation.

Introduction

Les études menées sur la ventilation aux échelles fines se heurtent souvent au problème de l'interférence des circulations aux différentes échelles et notamment celui de l'influence de la dynamique de l'atmosphère au niveau synoptique sur la circulation du vent au sol. D'autre part, pour réduire les difficultés, les travaux de recherche ou de modélisation sont souvent menés pour des « journées types » dites « représentatives » que l'on qualifie « d'advectives » ou « radiatives » en fonction de différents critères. Finalement, bon nombre de thématiques de recherches ne peuvent se passer de classifications pour déceler ces journées-types. L'objectif de cette communication est de proposer une classification automatisée des situations météorologiques qui soit capable de décrire la dynamique de l'atmosphère à échelle synoptique avec un nombre limité de variables. L'idée consiste en effet à combiner les données de champs de pression observés au sol et de vent mesurés en altitude le long d'un profil vertical. C'est en ce sens que cette classification se veut tridimensionnelle. Ces deux types d'informations seront traitées simultanément par un algorithme automatisé, identique et unique. La méthodologie ainsi que les résultats sont évoqués dans cet article.

1. Les données et leurs techniques de traitement

La classification s'appuie sur deux types de données : les champs de pression réduits au niveau de la mer et les vecteurs vent issus de radiosondages. Ces données sont a priori de nature différente (scalaire/vectorielle) et ne couvrent pas les mêmes dimensions de l'espace (horizontale 2D/altitude 1D), mais elles sont parfaitement complémentaires. Les champs de pression réduits

au niveau de la mer donnent une bonne idée de la tendance générale de l'advection dans les basses couches, là où les vents mesurés au niveau du sol ont une représentativité limitée en raison de la topographie, des obstacles et de la turbulence. Quant aux radiosondages, ils permettent de connaître l'état de la circulation au sein de toute la troposphère, un domaine où le vent est moins chaotique qu'en surface. Pour que les résultats soient statistiquement significatifs, les données ont été acquises sur la période la plus longue possible (1990-2000) et sous forme de données quotidiennes observées en milieu de journée.

Les pressions réduites au niveau de la mer proviennent du bulletin publié par l'Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, intitulé « Berliner Wetterkarte ». Un ensemble de 15 stations a été choisi pour couvrir de façon homogène un domaine circulaire limité à 169822 km² et centré sur Strasbourg (une station tous les 110 km environ). A partir de ces données, le champ de pression quotidien a été reconstitué par interpolation spatiale (méthode du Krigeage par point, qui est une technique d'interpolation exacte aux points de mesures) sur un domaine rectangulaire de 480 x 450 km, à une résolution de 10 km (49 colonnes x 46 lignes). Les vecteurs gradient ont ensuite été calculés pour chaque champ par la méthode des différences finies centrées. Ces vecteurs pointent vers les hautes pressions et leur intensité est proportionnelle au gradient de pression local. En définitive, ne sont utilisées que les informations concernant 25 vecteurs gradients uniformément répartis sur le domaine d'étude tous les 100 km (Figure 1a).

Les radiosondages proviennent des archives du British Atmospheric Data Centre (BADC). Il s'agit de ceux de la station synoptique de Nancy Essey localisée dans le domaine d'étude. Comme les vents sont fournis à des niveaux d'altitude hétérogènes (niveaux standards et certains niveaux « significatifs » conformes aux critères du « Met office »), les données ont fait l'objet d'une interpolation linéaire (préconisée par le BADC). Les profils de vent sont reconstitués entre 300 et 13700m par pas de 100m (Figure 1b) et 25 vecteurs sont extraits à des niveaux fixes sélectionnés avec une résolution décroissante en altitude (progression géométrique). A noter que ne sont retenus que les radiosondages ayant au moins 21 niveaux sur les 25 théoriques.

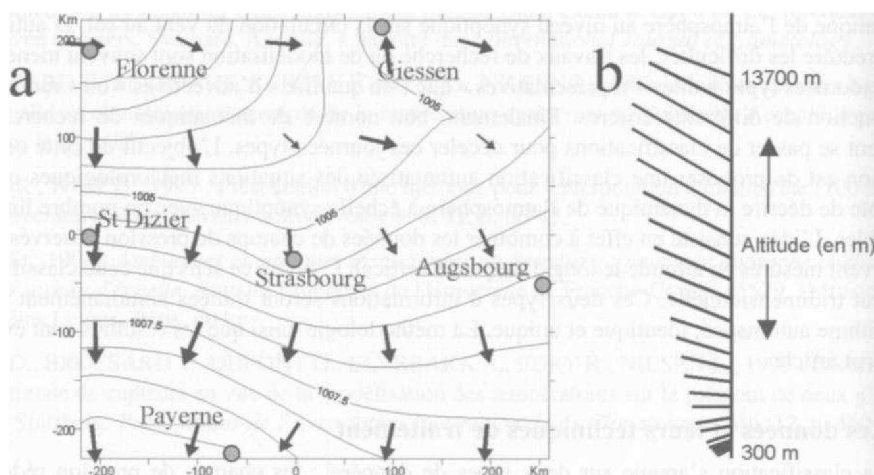


Figure 1 : (a) Un exemple de champ de pression reconstitué (un isobare tous les 0.5 hPa) et des 25 vecteurs gradient calculés. Quelques villes repères ont été ajoutées. Un exemple de radiosondage et des 25 vecteurs vents extraits entre 300 et 13700 m d'altitude (b).

Ainsi, pour représenter la dynamique de la circulation atmosphérique de chaque journée, dispose-t-on :

- 1) De 25 vecteurs extraits du champ de pression réduit au niveau de la mer. Ces vecteurs traduisent la direction et l'intensité du gradient pression.
- 2) De 25 vecteurs vent extraits du radiosondage de 12h à des altitudes fixes (1 vecteur par altitude)

Ces 2 jeux de données sont volontairement équilibrés afin d'accorder autant de poids aux processus au sol et en altitude. Après élimination des journées trop lacunaires, se sont 3591 journées qui vont pouvoir être traitées.

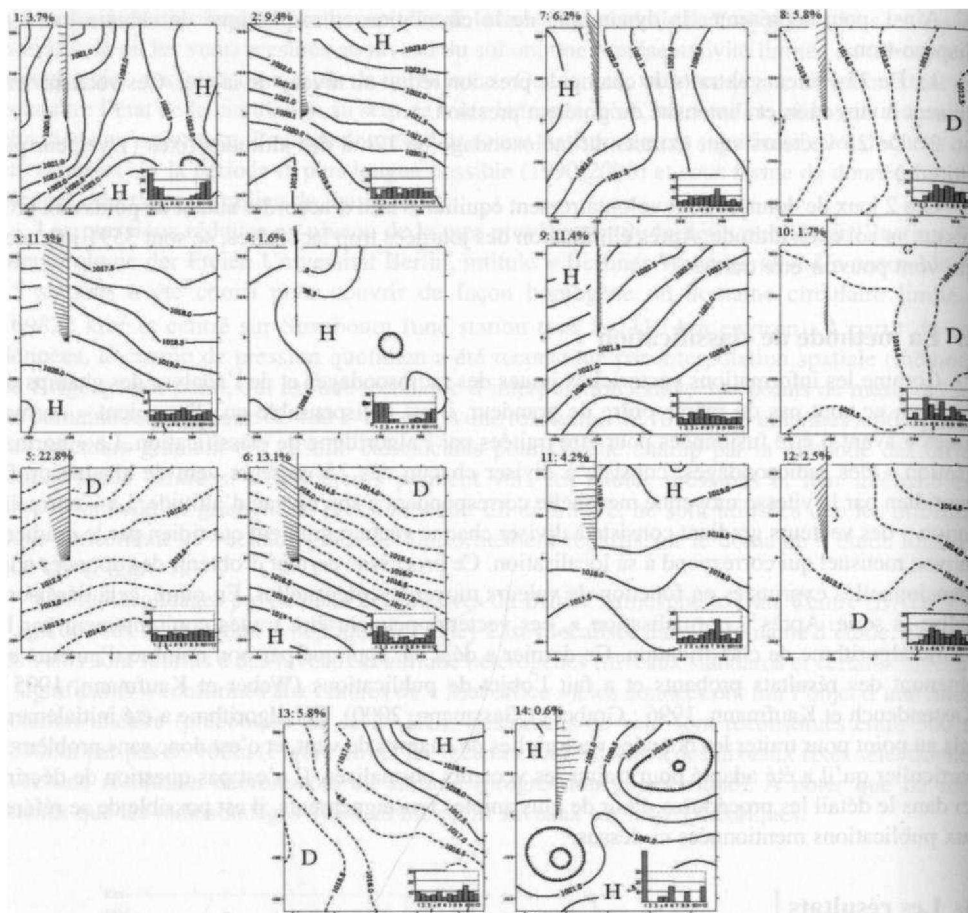
2. La méthode de classification

Comme les informations vectorielles issues des radiosondages et de l'analyse des champs de pression ne sont pas du même ordre de grandeur, il est indispensable qu'elles soient « normalisées » avant d'être fusionnées pour être traitées par l'algorithme de classification. La « normalisation » des radiosondages, consiste à diviser chacun des 25 vecteurs vent de chaque profil quotidien par la vitesse moyenne mensuelle correspondant à son niveau d'altitude. La « normalisation » des vecteurs gradient consiste à diviser chaque vecteur gradient quotidien par le gradient moyen mensuel qui correspond à sa localisation. Ce processus permet d'obtenir des données adimensionnelles exprimées en fonction de valeurs moyennes mensuelles. En outre, cela désaisonnalise la série. Après « normalisation », ces vecteurs peuvent être traités conjointement par le même algorithme de classification. Ce dernier a déjà été appliqué par bon nombre d'auteurs en obtenant des résultats probants et a fait l'objet de publications (Weber et Kaufmann, 1995 ; Kastendeuch et Kaufmann, 1996 ; Graber et Gassmann, 2000). Cet algorithme a été initialement mis au point pour traiter les données vectorielles de champs de vent, et c'est donc sans problèmes particulier qu'il a été adapté pour traiter les vecteurs normalisés. Il n'est pas question de décrire ici dans le détail les procédures. Pour de plus amples renseignements, il est possible de se référer aux publications mentionnées ci-dessus.

3. Les résultats

A l'issue du traitement, les circulations atmosphériques des 3591 journées ont été regroupées en un nombre volontairement restreint de 14 classes majeures. Malgré tous les efforts faits en ce sens, il n'existe pas de critère absolu pour justifier l'arrêt d'un processus de classification ascendante hiérarchique à un niveau donné. Cette faiblesse laisse à l'utilisateur le soin de déterminer le nombre de classes souhaité en fonction du degré de détails souhaité. Les figures 2, 3 et 4 montrent les résultats : chaque classe est identifiée par un numéro (de 1 à 14), est accompagnée de sa fréquence d'apparition sur les 11 ans (en %), d'un graphique d'occurrence annuel (histogramme), du champ de pression moyen de la classe (isobares) et d'un profil de radiosondage moyen (de 300 à 13700m). A noter que la pression moyenne dans le secteur d'étude est de 1017 hPa et que les isobares sont représentés en traits pleins pour des pressions plus hautes que la moyenne (H), et en trait discontinu pour des pressions plus basses que la moyenne (B).

La classe 5, est la plus fréquente (22.8%), c'est une classe dépressionnaire, les isobares sont orientés sud-ouest nord-est, et la circulation est de sud-ouest dans toute la troposphère avec un jet bien formé. Elle se produit légèrement plus fréquemment en automne que durant le reste de l'année. La deuxième classe la plus fréquente est la classe 6 (13.1%). Le champ isobarique est très contrasté entre des hautes pressions localisées au sud-ouest, et des basses pressions au nord-est, donnant une circulation d'ouest dans les basses couches qui tourne au nord-ouest au niveau



Figures 2-3-4 : Configuration des 14 classes avec leur champ de pression moyen, radiosondage moyen, répartition annuelle et fréquence. Les isobares inférieures à la valeur moyenne (1017) sont dessinés en pointillés.

du jet-stream bien formé. C'est une classe qui se produit préférentiellement en hiver. La classe 3 présente la même configuration que la classe 6, mais avec un champ de pression moins contrasté, plutôt supérieur à la valeur moyenne et avec des vitesses de vent moins élevées dans les basses couches. Cette classe est assez fréquente en été. A elles seules, ces trois classes représentent plus de 47% des journées.

La classe 4 présente une situation de marais barométrique avec de très hautes pressions sur tout le domaine, un vent quasi nul au sol surmonté d'un vent de nord en altitude. Comme le montre l'histogramme, c'est une classe typiquement hivernale. La classe 1 est également une situation typiquement hivernale avec un champ de pression plutôt anticyclonique, localisé à l'est du secteur, conduisant à des vents de sud dans les basses couches, tournant à l'ouest en altitude. La classe 2, qui fait 9.4% des cas est intéressante dans le sens où elle matérialise un champ de hautes pressions au nord-est, et la mise en place d'un vent d'est dans la basse troposphère s'inversant en haute altitude. Cette situation se produit en toutes saisons.

Les classes 7, 8 et 10 sont des variantes d'un même type de situation présentant des hautes pressions sur tout le flanc ouest à nord-ouest du secteur, avec différents profils de vent. Pour la classe 9 (11.4%), les hautes pressions se situent au nord-ouest, avec des vents de nord-est dans toute la troposphère. La classe 11 est une situation typique d'été, avec des hautes pressions au nord et surtout une augmentation graduelle des vitesses de vents entre les basses et les hautes couches. La classe 12 est plus fréquente au printemps et en automne et matérialise les remontées de sud sud-ouest. La classe 13 présente un cisaillement entre les vents des basses couches (est à sud-est) et d'altitude (sud-ouest). Elle est assez fréquente en automne. La classe 14 est très peu fréquente, son champ de pression n'est pas interprétable, mais elle révèle une particularité dans la configuration du radiosondage, avec des vents d'est soutenus vers 10000m, qui correspond à une inversion de la circulation atmosphérique habituelle dans toute la troposphère, avec des vitesses élevées.

Conclusion

Cet article présente les résultats d'une démarche qui vise à exploiter et à combiner les données de vent et de pression disponibles depuis de longues années dans le nord-est de la France afin de mieux comprendre l'évolution de la circulation atmosphérique dans ce secteur. Cette étude pour servir de cadre pour de futures recherches et notamment pour la compréhension de la circulation du vent dans le Fossé Rhénan. Ce n'est en effet qu'en couplant les informations obtenues à différentes échelles que peut s'élaborer une véritable climatologie du vent. Il reste donc à exploiter plus avant cette classification et à la mettre en relation avec les champs de vent réellement observés au niveau du sol.

Remerciements

Je tiens à mentionner le British Atmospheric Data Centre (B ADC) pour la fourniture des données de radiosondage.

Bibliographie

- GRABER W. K. et GASSMANN F. 2000. Real time modelling as an emergency decision support system for accidental release of air pollutants. *Mathematics and computers in simulation*, 52, p. 413-426.
- KASTENDEUCH P. P. et KAUFMANN P. 1996. Classification of summer wind fields over complex terrain. *Int. J. Climatol.*, 17, p. 521-534.
- WEBER R. O. et KAUFMANN P. 1995. Automated classification scheme for wind fields. *J. Appl. Meteor.*, 34, 5, p. 1133-1141.

EVALUATION DE L'ENERGIE EOLIENNE PAR LA DISTRIBUTION DE WEIBULL

F. YUCEF ETTOUMI¹, J.M. FALLOT², H. SAUVAGEOT[^]
et A. ADANE(I)

¹Faculté d'Electronique et d'Informatique, Département Télécommunications,
Laboratoire de Traitement d'Images et Rayonnement, Université des Sciences et de la Technologie,
(U.S.T.H.B), BP 32 16111 El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie ;

Email : ; Tél. / Fax : +213 21 24 71 87.

[^]Laboratoire des Systèmes Energétiques (LASEN), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne,
(EPFL), CH-1015 Lausanne.

^IUniversité Paul Sabatier Toulouse, Observatoire Midi Pyrénées, Laboratoire d'Aérodynamique,
Centre de Recherches Atmosphériques, 8, route de Lannemezan, 65300 Campistrous, France.

Résumé

Dans ce papier, une approche basée sur la distribution de Weibull, a été utilisée pour modéliser la vitesse de vent enregistrée selon une direction donnée. Elle permet de faire ressortir les principales propriétés statistiques des données tri-horaires de vent. Cette approche appliquée à quelques sites algériens, a été également testée sur des données horaires enregistrées à la station Chasserai (Jura suisse). Cette station siège de vents forts permet aussi de valider l'approche sur une échelle de temps plus faible c'est à dire : l'heure. Les mesures enregistrées dans une région donnée sont organisées en des fichiers mensuels selon les huit principaux secteurs de direction. Deux sortes de technique sont utilisées. L'une est une méthode graphique. L'autre repose sur le calcul itératif des moments. Les deux méthodes donnent des résultats similaires et permettent de calculer les paramètres de Weibull avec une bonne précision. Les distributions de Weibull ainsi obtenues permettent l'évaluation du potentiel éolien disponible en un site donné, pour chacun des douze mois de l'année e' pour chacun des huit secteurs de direction.

Abstract

In this paper, a Weibull distribution-based approach is used to get the statistical properties of wind data collected every three hours in thirty seven meteorological stations of Algeria and hourly wind data recorded in the station of Chasserai (Switzerland). For each month of the year, these data have been sorted into eight main sectors of direction. Two kinds of technique have been used. The first one is a graphical method. The second one consists in an iterative calculation of the moments. Both methods yield similar results and enable us to compute the Weibull parameters with a good accuracy. Thanks to the obtained Weibull distributions, the available wind potential is evaluated in a given location for each of the twelve months and each of the eight* directions.

Mots-clés : Statistique; Weibull; Météorologie; Vent; Energie.

Keywords: Statistics; Weibull; Meteorology; Wind; Energy.

Introduction

Les problèmes environnementaux font actuellement l'objet d'importantes préoccupations à l'échelle planétaire. On peut citer, par exemple, les problèmes de l'épuisement de certaines ressources naturelles et de la relève énergétique. Ainsi, le tarissement des ressources énergétiques d'origine fossile et notamment le pétrole est prévu dans un horizon très proche, même pour un pays comme l'Algérie qui jouit pourtant d'une certaine potentialité en pétrole et en gaz. C'est pourquoi l'emploi des énergies renouvelables serait de mise pour assurer à la fois la relève énergétique et un develop-

pement durable. L'énergie éolienne est l'une des plus anciennes mais la plus attractive des énergies de substitution [Darwish et Sayigh, 1988; Nfaoui *et al*, 1996; Hillring et Krieg, 1998; Horvath et Toth, 2001]. Actuellement, la recherche sur l'exploitation de ce type d'énergie est largement menée à travers le monde bien que le vent soit un phénomène aléatoire, non-stationnaire et à durée variable et relativement courte. Dans les basses couches de l'atmosphère, le vent joue un rôle crucial car il contribue énormément aux échanges thermiques entre l'atmosphère et la surface terrestre. Il participe au mécanisme d'évaporation des nappes d'eau et véhicule diverses particules en suspension dans l'air d'un endroit à un autre de la Terre. Il est responsable de l'érosion éolienne à laquelle est soumis le relief terrestre. En plus de son apport dans la connaissance climatique d'une région, il représente aussi une source appréciable d'énergie. En Algérie, la vitesse du vent et sa direction sont régulièrement mesurées dans l'ensemble des stations d'observation du réseau météorologique algérien, depuis de nombreuses années. Dans ce papier, une analyse statistique du vent, basée sur la distribution de Weibull, est menée en vue d'évaluer le potentiel énergétique éolien en Algérie. Ne disposant que de données trihoraires en Algérie et de vents pas assez forts, nous avons testé l'approche sur des données horaires provenant d'un site très venté, à savoir la station de Chasserai (Jura suisse), où les mesures sont effectuées à une échelle plus fine et en altitude. C'est une station automatique située sur un sommet jurassien bien dégagé à 1600 m par rapport au niveau.

1. Données

Les données du vent considérées dans cette étude, ont été collectées toutes les trois heures dans quelques stations météorologiques de l'Algérie pendant la période 1977/88. Les données du vent enregistrées, heure par heure, de 1991 à 2000, à la station de Chasserai (Jura suisse) ont aussi fait l'objet d'une analyse statistique. La direction et la vitesse du vent sont respectivement mesurées à l'aide d'une girouette et d'un anémomètre placés à 10m au dessus du sol dans les stations algériennes et à une hauteur de 60 m pour Chasserai. Les secteurs sélectionnés pour la direction du vent sont le Nord (N), le Nord Est (NE), l'Est (E), le Sud Est (SE), le Sud (S), le Sud Ouest (SO), l'Ouest (O) et le Nord Ouest (NO). Pour chacune des stations, ces données sont regroupées à l'échelle mensuelle selon chacun de ces huit secteurs.

2. Distribution de Weibull

Pour un site donné, représentons les mesures de la vitesse du vent obtenues pour un mois (m) et un secteur de direction (d), par une variable aléatoire (v) régie par la loi de Weibull. La distribution de Weibull s'écrit [Hennesey, 1977; Garcia *et al*, 1998] :

$$f(v) = \frac{k}{A} \left(\frac{v}{A}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{v}{A}\right)^k\right] \quad (1)$$

où, v, k et A sont respectivement la vitesse du vent, le facteur de forme (sans dimension) et le facteur d'échelle (en m/s).

La probabilité d'avoir une mesure (V) de la vitesse du vent, est :

$$F(V) = \int_0^V f(v)dv = 1 - \exp\left[-\left(\frac{V}{A}\right)^k\right] \quad (2)$$

Le moment d'ordre n de cette distribution est :

$$\mu_n = A^n \Gamma\left(1 + \frac{n}{k}\right) \quad (3)$$

La fonction gamma qui intervient dans cette expression, est de la forme :

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} \left(\frac{v}{A}\right)^{x-1} \exp\left(-\frac{v}{A}\right) d\left(\frac{v}{A}\right) \quad (4)$$

La moyenne \bar{v} (ou moment d'ordre 1) et l'écart-type σ de la distribution de Weibull valent alors :

$$\bar{v} = A\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad (5) \quad \sigma = A\left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)\right]^{1/2} \quad (6)$$

3. Méthode d'analyse

Deux sortes de méthode permettent d'évaluer les facteurs de forme (**k**) et d'échelle (**A**) :

- La première méthode consiste à linéariser des distributions cumulées. Pour ce faire, on opère une transformation logarithmique. D'où :

$$\ln[-\ln(1 - F(V))] = k \ln(V) - k \ln(A) \quad (7)$$

- La seconde est basée sur le calcul itératif des moments de la distribution de Weibull.

4. Estimation de l'énergie éolienne

A partir des mesures du vent, il est possible de calculer l'énergie éolienne disponible en un lieu donné. Dans la pratique, l'énergie éolienne annuelle, exprimée en kWh/m², est calculée à l'aide de la limite de Betz qui s'écrit [Hladik, 1984] :

$$E_B \text{ (kWh/m}^2\text{/an)} = 3,56 \sum f_i V_i^3 \quad (8)$$

où f_i est la fréquence correspondant à la vitesse V_i du vent, centre de la classe i .

Ce calcul peut se faire à l'aide de la distribution de Weibull, on obtient l'expression qui suit :

$$E_B \text{ (kWh/m}^2\text{/an)} = 3,56 A^3 \Gamma\left[1 + \frac{3}{k}\right] \quad (9)$$

5. Résultats et discussion

Toutes les valeurs, exprimées à une décimale près, des facteurs d'échelle (**A**) et de forme (**k**) la distribution de Weibull obtenus moyennant la méthode graphique et celle des moments, donnent lieu à des résultats similaires à 10% près pour toutes les stations. Les **figures 1 et 2** donnent la modélisation obtenue pour les stations d'Adrar et de Hassi Messaoud. Elles concernent chacun des huit secteurs de direction et chacun des douze mois de l'année. Pour l'ensemble des stations étudiées, l'adéquation de l'ajustement des données expérimentales aux données issues du modèle est effectuée à l'aide du test de Kolmogorov [Saporta, 1978]. Il montre que la distribution de Weibull ajuste convenablement l'ensemble des distributions expérimentales de la vitesse du vent aussi bien dans l'espace que dans le temps. Un autre critère de validation utilisé consiste à estimer le coefficient de corrélation. Nous trouvons que les valeurs obtenues se situent entre 0,94 et 0,98 (la **figure 3** illustre le cas de la station d'Oran). De façon générale, les résultats concordent avec l'observation. Les paramètres des modèles obtenus et la génération d'un nombre aléatoire uniformément distribué compris entre "0" et "1", permettent de produire des séquences synthétiques de la vitesse de vent. D'après les tests d'hypothèse, les résultats issus de la simulation sont en parfait accord avec ceux résultant de l'expérimentation pour l'ensemble des stations étudiées. La **figure 4** donne un exemple de résultats de la simulation obtenus pour Adrar et Hassi Messaoud. Cette manière de procéder permet de générer de

séries longues de la vitesse du vent pour un secteur de direction fixé. L'intérêt d'une telle démarche apparaît clairement lors de la conception du dimensionnement des systèmes de conversion d'énergie éolienne et de leur gestion optimale.

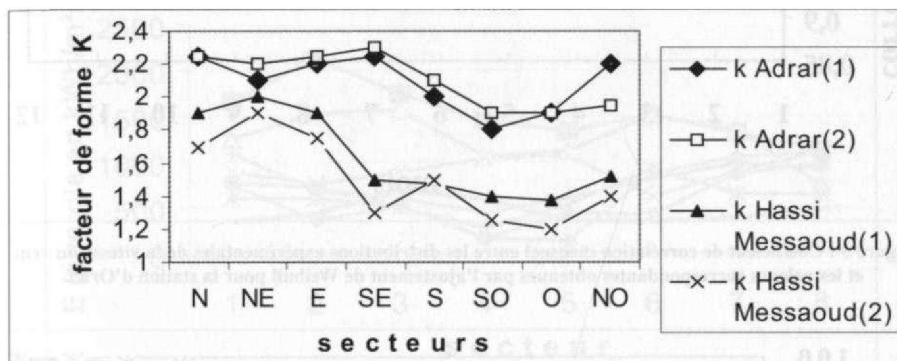


Figure 1 : Estimation des facteurs de forme (k) par la méthode graphique (notée 1) et par la méthode des moments (notée 2) pour les stations d'Adrar et de Hassi Messaoud

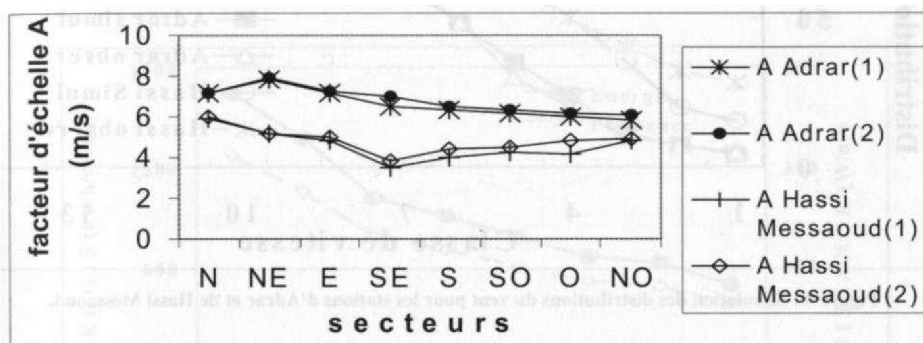


Figure 2 : Estimation des paramètres d'échelle (A) par la méthode graphique (notée 1) et par la méthode des moments (notée 2) pour les stations d'Adrar et de Hassi Messaoud.

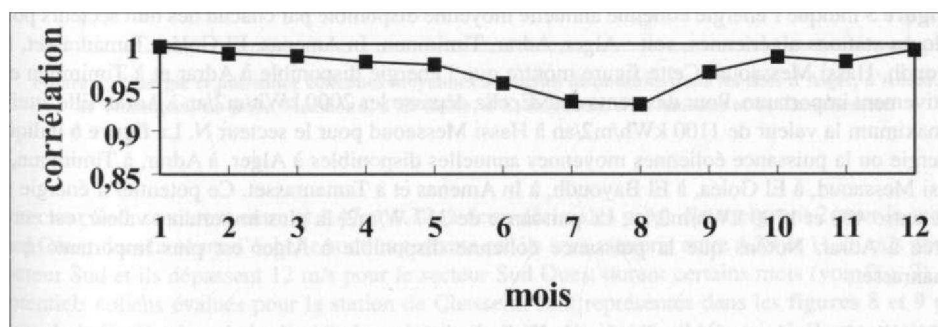


Figure 3 : Coefficient de corrélation mensuel entre les distributions expérimentales de la vitesse du vent et les valeurs correspondantes obtenues par l'ajustement de Weibull pour la station d'Oran.

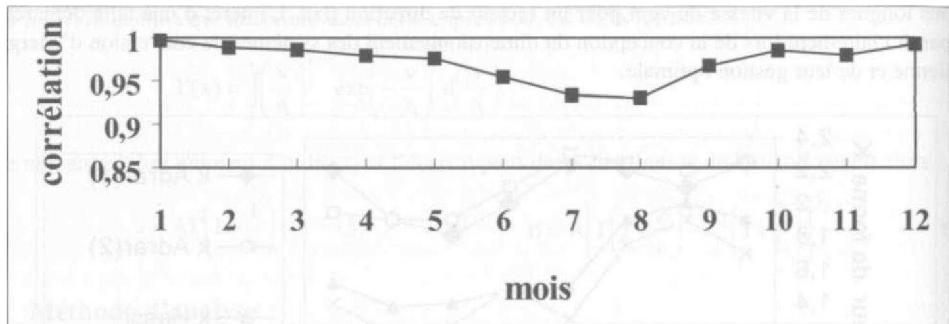


Figure 3 : Coefficient de corrélation mensuel entre les distributions expérimentales de la vitesse du vent et les valeurs correspondantes obtenues par l'ajustement de Weibull pour la station d'Oran.

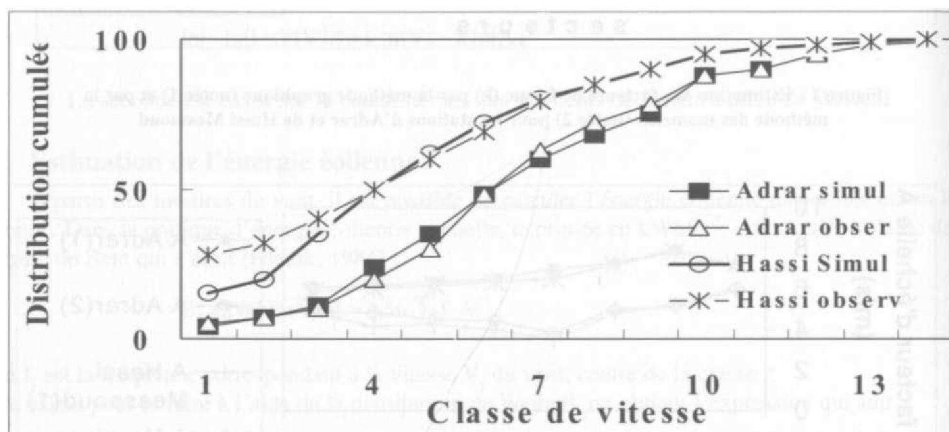


Figure 4 : Simulation des distributions du vent pour les stations d'Adrar et de Hassi Messaoud.

Ainsi, pour évaluer les performances ou le comportement de ces systèmes, il est nécessaire de connaître, de façon détaillée, les caractéristiques du vent du site où le système est appelé à évoluer. Les paramètres de Weibull ainsi calculés, permettent l'évaluation des ressources de l'énergie éolienne. La **figure 5** indique l'énergie éolienne annuelle moyenne disponible par chacun des huit secteurs pour quelques stations algériennes, soit : Alger, Adrar, Timimoun, In Amenas, El Goléa, Tamanrasset, El Bayouhd, Hassi Messaoud. Cette figure montre que l'énergie disponible à Adrar et à Timimoun est relativement importante. Pour des vents du NE, elle dépasse les 2000 kWh/m²/an à Adrar. Elle atteint au maximum la valeur de 1100 kWh/m²/an à Hassi Messaoud pour le secteur N. La **figure 6** indique l'énergie ou la puissance éoliennes moyennes annuelles disponibles à Alger, à Adrar, à Timimoun, à Hassi Messaoud, à El Goléa, à El Bayouhd, à In Amenas et à Tamanrasset. Ce potentiel d'énergie se situe entre 400 et 1700 kWh/m²/an. La puissance de 317 W/m², la plus importante valeur, est enregistrée à Adrar. Notons que la puissance éolienne disponible à Alger est plus importante qu'à Tamanrasset.

L'approche basée sur la distribution de Weibull s'adapte très bien aux données horaires du vent mesuré à la station de Chasserai (Jura suisse). Les coefficients de corrélation obtenus sont supérieurs à 0,95. Les tests d'ajustement valident ce type de modélisation. Les facteurs de forme obtenus pour

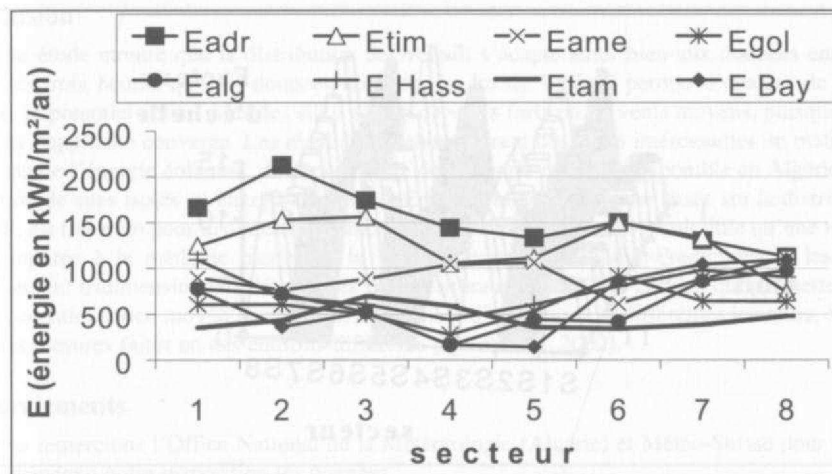


Figure 5 : Energie éolienne moyenne annuelle disponible par secteur pour quelques stations, soit : Alger (Ealg), Adrar (Eadr), Timimoun (Etim), In Amenas (Eame), El Goléa (Egol), Tamanrasset (Etam), El Bayouhd (Ebay), Rassi Messaoud (Ehass).

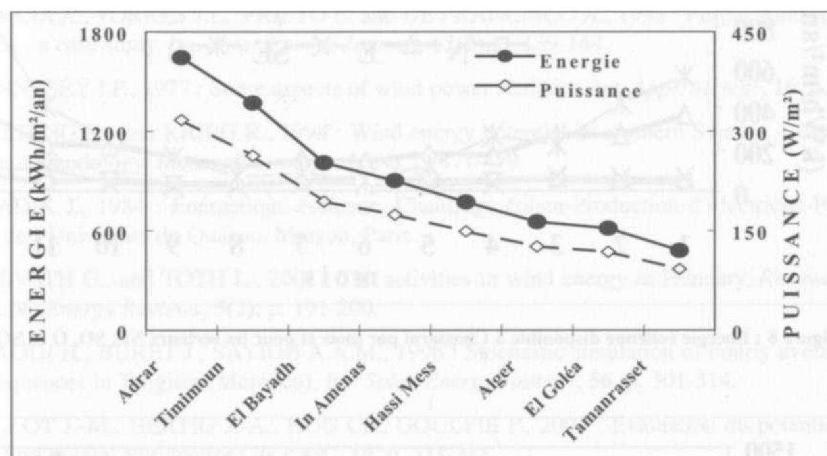


Figure 6 : Energie et puissance éoliennes moyennes annuelles disponibles dans les sites d'Alger, d'Adrar, de Timimoun, de Rassi Messaoud, cl * K1 Goléa, d'El Bayouhd, d'In Amenas et de Tamanrasset.

le secteur Sud, se situent entre et 1,47 et 1,72 (à deux décimales près). Us atteignent 2 pour le secteur Sud Ouest. Les facteurs d'échelle sont importants car ils sont compris entre 4,39 et 11,25 m/s pour le secteur Sud et ils dépassent 12 m/s pour le secteur Sud Ouest durant certains mois (voir Fig. 7). Les potentiels éoliens évalués pour la station de Chasserai sont représentés dans les figures 8 et 9 pour chacun des huit secteurs de direction et chacun des mois de l'année. L'énergie éolienne atteint une vingtaine de kWh/m² pour le mois de mai et pour la direction SE. Elle vaut 1400 kWh/m² en novembre pour la direction S O.

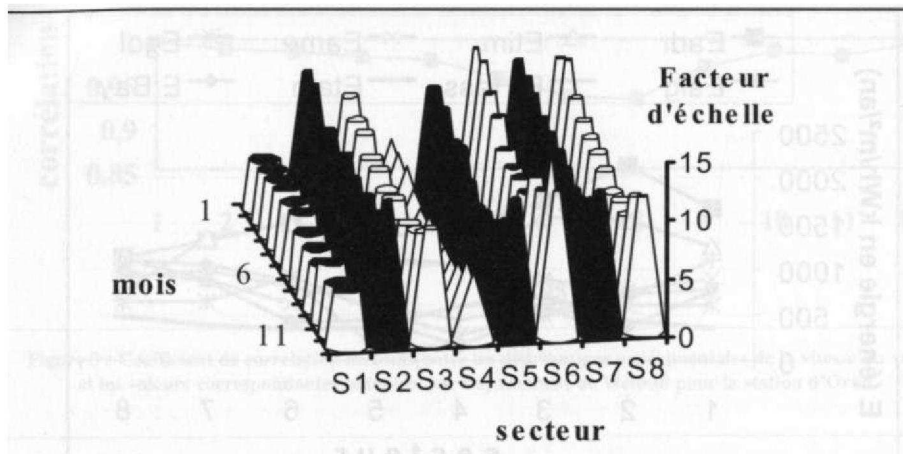


Figure 7 : Facteur d'échelle en ordonnée, pour chacun des douze mois de l'année et par secteur, soit S1, S 2, S 8 , pour la station de Chasseraï.

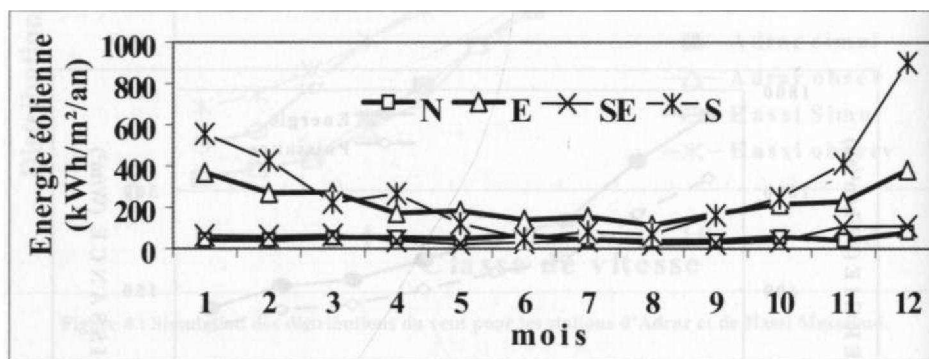


Figure 8 : Energie éolienne disponible à Chasseraï par mois et pour les secteurs NE, SO, O et NO.

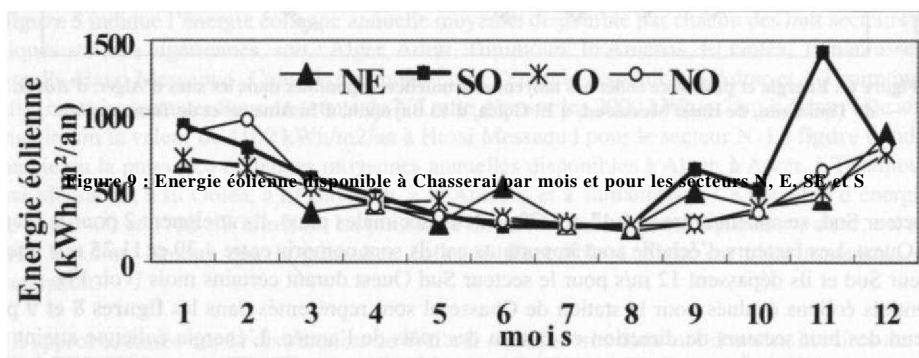


Figure 9 : Energie éolienne disponible à Chasseraï par mois et pour les secteurs N, E, SE et S

Conclusion

Cette étude montre que la distribution de Weibull s'adapte aussi bien aux données enregistrées toutes les trois heures que les données horaires. La loi de Weibull permet d'évaluer de la même manière le potentiel éolien dans des sites, sièges de vents forts ou de vents moyens, puisque dans les deux cas l'approche converge. Les résultats obtenus ouvrent des voies intéressantes en matière d'exploitation de l'énergie éolienne, de cartographie de l'énergie éolienne disponible en Algérie et d'alimentation de sites isolés en énergie électrique. En particulier, l'approche basée sur la distribution de Weibull, est très utile pour le dimensionnement des systèmes éoliens. Ils serait utile qu'une telle étude soit comparée à la méthode basée sur la MCP (Measure-Correlative-Prediction) et les modèles d'écoulement tridimensionnels développés par le laboratoire (LASSEN-EPFL), qui permettent d'évaluer le potentiel éolien moyen annuel pour l'ensemble d'une région, à différentes hauteurs, à partir de quelques mesures faites en des endroits différents [Fallot *et al*, 2002].

Remerciements

Nous remercions l'Office National de la Météorologie (Algérie) et Météo-Suisse pour avoir mis gracieusement à notre disposition les données.

Références

- DARWISH A.S.K., and SAYIGH A.A.M., 1988 : Wind energy potential in Irak. *Int. Solar and Wind Technology*, **5**, p. 215-222.
- GARCIA A., TORRES J.L., PRIETO E. and DE FRANCISCO A., 1998 : Fitting wind speed distributions : a case study. *Int. Solar Energy Journal*, **62(2)**, p. 139-144.
- HENNESEY J.P., 1977 : Some aspects of wind power statistics. *Int. Appl. Meteor*, **16**, p. 19-128.
- HILLRING B., and KRIEG R., 1998 : Wind energy potential in southern Sweden - Example of planning methodology. *Renewable energy*, **13(4)**, p. 471-479.
- HLADIK J., 1984 : Energétique éolienne. Chauffage éolien-Production d'électricité-Pompage, Presses de l'Université du Québec, Masson, Paris.
- HORVATH G., and TOTH L., 2001 : The activities in wind energy in Hungary, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, **5(2)**, p. 191-200.
- NFAOUI H., BURET J., SAYIGH A.A.M., 1996 : Stochastic simulation of hourly average wind speed sequences in Tangiers (Morocco). *Int. Solar Energy Journal*, **56**, p. 301-314.
- FALLOT J.-M., HERTIG J.-A., HUG Ch., GOULPIE P., 2002 : Evaluation du potentiel éolien dans le Jura Suisse. *Publications de l'AIC*, **14**, p. 311-318.
- SAPORTA G., 1978 : *Théories et méthodes de la statistique*, Paris, Technip.

Intensité de l'îlot de chaleur urbaine à Varsovie et circulation atmosphérique

Krzysztof Błażejczyk

*Institut de Géographie et de l'Aménagement du Territoire,
Académie Polonaise des Sciences, Varsovie, Pologne*

Resumé: Cet article présente les résultats de la campagne de mesures de la température de l'air à Varsovie pendant la période allant de 1 Juin 2001 à 31 Mai 2002. La température a été enregistrée automatiquement par des mini enregistreurs HOBO Pro. 14 stations ont été utilisées dans l'agglomération de Varsovie. L'intensité de l'îlot a été étudiée dans des masses d'air différentes. La plus grande intensité de l'îlot de chaleur à Varsovie est observée dans des masses d'air tropical et des masses d'air arctique.

Abstract: The paper presents the results of air temperature measurements made in Warsaw from June 2001 to June 2002. HOBO Pro mini loggers were used in this purpose. The measurement stations were situated in 14 points of Warsaw agglomeration. Intensity of urban heat island was studied for various air masses. The most intensive heat island in Warsaw is observed in tropical and arctic air masses.

Mots clés: îlot de chaleur urbain, Varsovie, masses d'air

Key words: urban heat island, Warsaw, air masses

Introduction

L'îlot de chaleur urbain est un trait essentiel du climat des villes (Hess et al. 1989, Oke 1978). Il y a en effet une grande absorption du rayonnement solaire par la surface active de la ville et aussi par l'émission de chaleur artificielle, produite par les activités humaines (Blażejczyk 1996; Mayer, Matzarakis 1997). L'îlot de chaleur est bien observé à Varsovie (Kozłowska-Szczesna et al., 1996; Wawer 1997). Les valeurs moyennes annuelles de la température de l'air enregistrées dans le centre de la ville, sont de 1,5°C plus élevées qu'à la périphérie (Fig. 1).

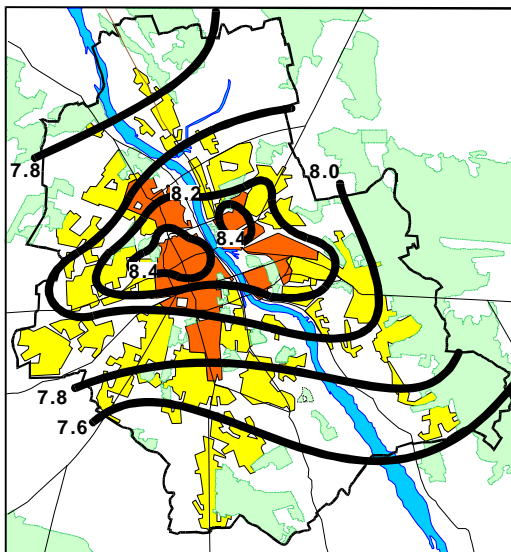


Fig. 1. Moyenne annuelle de la température de l'air à Varsovie, 1961-1980 (B. Krawczyk, dans Kozłowska-Szczesna et al. 1996)

Il est bien connu que la température de l'air dépend du caractère de la masse d'air. A la station météorologique de Warszawa-Okecie, les plus hautes températures sont observées dans une masse d'air tropical et les plus basses dans une masse d'air arctique (Blazejczyk 2002). Les masses d'air polaire continental montrent des températures très hautes en été et plus basses pendant l'hiver (Fig. 2).

La but de cet article est l'analyse de l'intensité de l'îlot de chaleur dans différentes parties de Varsovie pour des masses d'air variées.

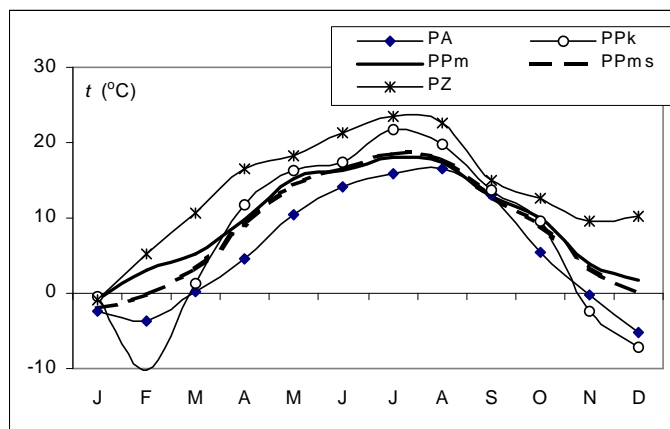


Fig. 2. Valeurs moyennes de la température de l'air dans des masses d'air différentes à Warszawa-Okecie, 1994-2001; PA - air arctique, PPK - air polaire continental, PPM - air polaire maritime, PPMs - air polaire maritime transformé, PZ - air tropical

Méthodologie

Pour examiner l'intensité de l'îlot de chaleur à Varsovie, un réseau spécial de mesures a été établi pour la période allant de 1 Juin 2001 à 31 Mai 2002. La température de l'air a été mesurée dans 14 points de l'agglomération de Varsovie en utilisant des mini enregistreurs HOBO Pro. Les points de mesure représentent différents types de l'aménagement du territoire urbain (Fig. 3).

Les valeurs de la température minimale (t_{min}) de chaque point de mesure ont été comparées avec celles enregistrées dans une station de référence (Borowa Góra), qui est située à 35 km au NE de Varsovie dans une zone rurale. Ainsi, les différences ont été calculées pour les températures minimales (dt_{min}). Pour chaque jour, le type de masse d'air a été défini en utilisant des cartes synoptiques.

Resultats

Les valeurs moyennes mensuelles des écarts (dt_{min}) avec la centre de Varsovie sont de 2-3°C pendant la période chaude et de 1-1,5°C pendant la période froide. L'îlot de chaleur d'étend dans toutes les zones urbanisées et aussi dans les jardins situés au centre de la ville. L'îlot de chaleur urbain n'atteint pas les quartiers périphériques (Fig. 4).

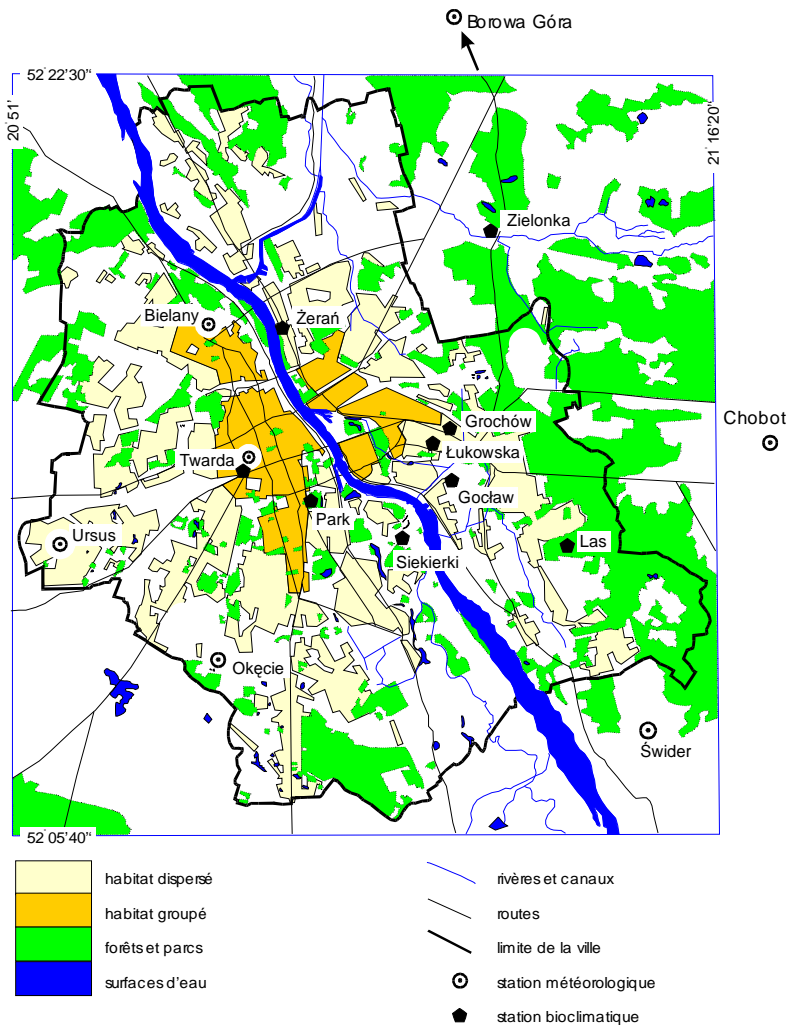


Fig. 3. Réseau special de mesures à Varsovie

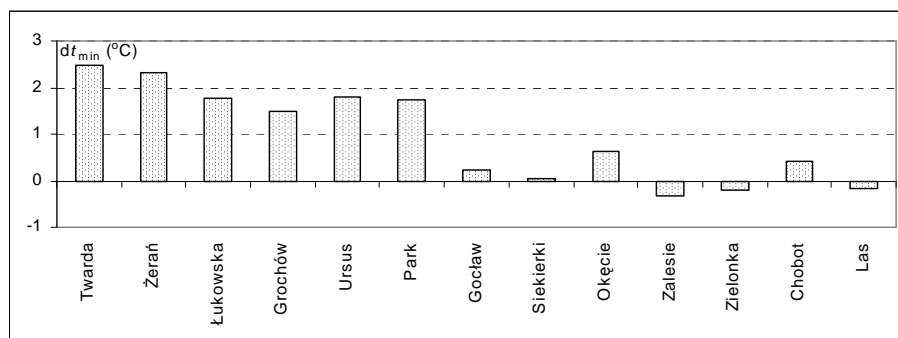


Fig. 4. Valeurs moyenne des différences de la température minimale de l'air (dt_{min}) par rapport à la station rurale de référence (Juin 2001 - Mai 2002)

En été, la plus grande intensité de l'îlot de chaleur est observée dans les masses d'air tropical et les masses d'air arctique. Par contre, on constate que l'îlot de chaleur est moins fort dans une masse d'air polaire continental (Fig. 5).

L'îlot de chaleur se forme 2 à 3 heures après le coucher du soleil et il disparaît 3 à 4 heures après le lever du soleil. Il est plus intens au lever du soleil avec des valeurs comprises entre 2 et 12°C. L'exemple de la figure 6 montre l'évolution de la température dans masse d'air

maritime transformée: le centre de la ville apparaît plus chaud de 5 à 7°C par rapport à la périphérie de Varsovie.

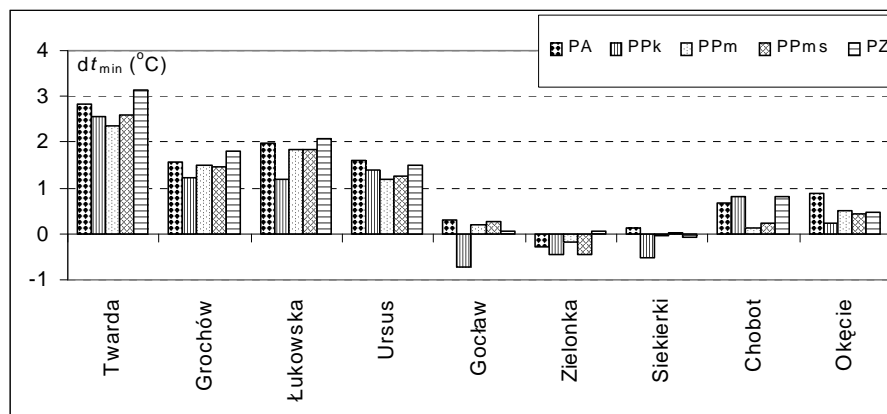


Fig. 5. Ecart moyen de la température minimale de l'air (dt_{\min}) par rapport à la station rurale de référence dans des masses d'air différentes à Varsovie (Juin-Décembre 2001); PA - air arctique, PPk - air polaire continental, PPM - air polaire maritime, PPms - air polaire maritime transformé, PZ - air tropical

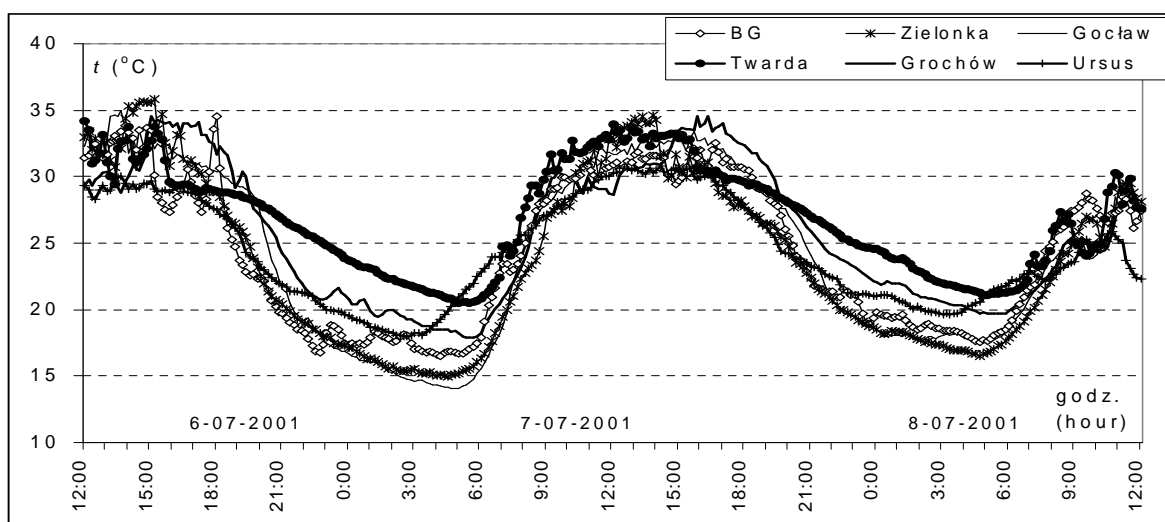


Fig. 6. Evolution journalière de la température de l'air en zone rurale (BG), dans des quartiers d'habitat dense (Twarda, Grochow, Ursus) et en zone suburbaine (Zielonka, Goclaw), dans une masse d'air polaire maritime transformé

References

- Blazejczyk K., 1996, Topoclimat de Varsovie. (en Polonaise) Conference Papers, 25: 13-25.
- Blazejczyk K., 2002, Influence de la circulation atmosphérique et facteurs locaux pour le climat et bioclimat de Varsovie. (en Polonaise) Dokumentacja Geograficzna, 26.
- Hess M., Niedzwiedz T., Obrebska-Starkłowa B., 1989, Bioclimat de Cracovie. (en Polonaise) Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 73.
- Kozłowska-Szczesna T., Blazejczyk K., Krawczyk B., 1996, Atlas de Varsovie, z. 4, IGiPZ PAN, Warszawa
- Mayer H., Matzarakis A., 1997, The urban heat island seen from the angle of human-biometeorology. [dans:] T. Ichinose (ed) Proceedings of the International Symposium on monitoring and management of urban Heat Island: 84-95.
- Oke T.R., 1978, Boundary layer climates. Methuen, London.
- Wawer J., 1997, Îlot de chaleur à Varsovie. (en Polonaise) Prace i Studia Geograficzne, 20: 145-197.

IMPACT DES BRISES THERMIQUES SUR LE TRANSPORT DES POLLUANTS ATMOSPHERIQUES DANS LA VALLÉE DE LA VILLE DE MEXICO

J. C. GALLARDO¹, D. A. PARRA¹, R. VILLASENOR¹,
P. MIRABEL², J.-L. PONCHE²

(1) Programme de Recherche en Protection de L'Environnement (PIMAS), Instituto Mexicano del Petróleo,
Av. Cien metros Nol52, México D.F., CP. 07730- Méx.
Tél.: + +52 3003 6904 - Fax: + +52 3003 8067- [Mél: jcarlos@imp.mx](mailto:jcarlos@imp.mx)

(2) Laboratoire de Physico-Chimie de l'Atmosphère - Centre de Géochimie de la Surface
(UMR 7517 du CNRS et Département de Chimie de l'Université L. Pasteur de Strasbourg),
1 rue Blessig, E-67084 Strasbourg Cedex.

Résumé

Dans le cadre des activités de recherche du Programme PIMAS¹ de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP), une étude d'impact des brises thermiques sur le transport des polluants réactifs dans la région de la Vallée de la Ville de Mexico (VVM) a été effectuée à l'aide de la modélisation à méso - échelle. Dans cette étude, une comparaison de deux modèles météorologiques : MEMO² et M M 5³ a été effectuée pour étudier les brises thermiques présentes dans la région. Un programme informatique a été réalisé pour générer, à partir des bases des données globales, les données topographiques et d'occupation du sol nécessitées par MEMO. La période d'étude choisie est celle du 4 au 11 mai 1998 et correspond à un épisode de pollution photochimique sur l'ensemble de la VVM. Les résultats obtenus avec les deux modèles météorologiques montrent que la circulation à méso-échelle dans la région de la VVM est influencée par le cycle diurne-nocturne associé aux brises thermiques (brises de vallée et de montagne) et non par la circulation à l'échelle synoptique. Ces brises thermiques sont suffisamment intenses pour influencer le transport des polluants et notamment l'advection nocturne d'ozone vers la périphérie de la VVM.

Abstract

In the frame of the research programme PIMAS¹ supported by the Mexican Petroleum Institute (IMP), mesoscale modelling techniques have been used to determine the impact of thermal breezes on the reactive pollutant transport in the Mexico City Valley (MCV). A comparison between two meteorological models, MEMO² and M M 5³ was performed in order to observe the differences between the winds fields predicted with these two models while studying the generation of the breezes in the region. Global databases provided the topographic and land-use information needed to run MEMO. The selected episode for model simulation corresponds to a pollution event recorded as one of most critical photochemical periods in 1998 (May 4-11). Both, MEMO and MM 5 predict the general trends when looking at mesoscale circulation in the M C V, which is influenced by daily-night cycles associated to thermal breezes (mountain and valley breezes). The synoptic scale did not show any influence and the most important effects were due to the regional winds. Thermal breezes are strong enough to influence, to a considerable degree, the horizontal transport of pollutants, especially the advection of ozone in the M C V at night (i.e., residual ozone that is transported to the valley).

¹ Programme de recherche en protection de l'environnement de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP)

² MESoscale MOdel (Moussiopoulos, 1995)

³ Mesoscale Model of 5th-Generation, Version 3 de la Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research - USA (Grell, et al., 1994)

Mots-clés : brises thermiques, études d'impact, modélisation méso - échelle, épisode photochimique, circulation synoptique.

Key-words : thermal breezes, impact studies, mesoscale modeling, photochemical episode, synoptic circulation.

Introduction

La Vallée de la Ville de Mexico (VVM) est une des régions très intéressantes à étudier où la qualité de l'air n'a cessé de se dégrader. La fréquence des épisodes de "smog" photochimique et de réduction de visibilité par les particules s'y est accrue. Au vu des implications en matière de santé publique notamment, cette dégradation a retenu toute l'attention des scientifiques et des pouvoirs publics. Récemment, Molina et al. (2000) ont montré que depuis 1988, la concentration d'ozone dans la VVM dépasse les normes durant plus de 290 jours par an (soit environ 80% du temps). Les niveaux d'ozone qui atteignent 300 ppb sont comparables à ceux des années 70 à Los Angeles (USA). A Mexico, depuis 1990, trois programmes d'amélioration de la qualité de l'air ont successivement démarré. Cela a débuté avec le programme intégral pour le contrôle de la pollution atmosphérique (PICCA) d'une durée de 4 ans (1990 à 1994) dont l'objectif principal était de réduire les émissions atmosphériques générées dans la VVM. Après cette période, de 1995 à 2000 a été lancé le programme pour améliorer la qualité de l'air de la région (PROAIRE). Dans ces deux programmes se sont développées plusieurs actions pour réduire les niveaux de pollution dans la VVM. Parmi les actions menées, il convient de citer en particulier : en 1990 l'obligation pour les véhicules de ne circuler qu'un jour par semaine, suivi l'année suivante par une reformulation du contenu des essences en composés organiques volatils (COV) réactifs, puis à partir de 1993 l'obligation pour les véhicules neufs d'être équipés de pot catalytique. En 1997, une nouvelle reformulation de l'essence (type « Magna ») a eu lieu et en 1999 la construction d'une nouvelle ligne du Métro est lancée, etc. D'une façon générale, les concentrations des polluants ont été réduites significativement à l'exception de l'ozone qui, bien que sa concentration n'ait pas augmenté, s'est maintenue à des niveaux assez élevés. Cette situation est fortement influencée du reste par des conditions climatiques souvent très défavorables. Après les résultats et l'expérience obtenus lors des deux programmes cités, Molina et al. (2000) ont proposé un projet décennal (2001-2010) de stratégie intégrale de gestion de la qualité de l'air pour la région, lequel a donné lieu au troisième programme (PROAIRE 2002-2010). A ce projet participent des chercheurs nationaux et internationaux (Université de Harvard et Institut Technologique du Massachusetts), ainsi que des pouvoirs publics nationaux. Le programme PIMAS de la EPA participe activement à ce projet en réalisant des études de modélisation de la qualité de l'air. Dans ce travail nous présentons les résultats obtenus sur l'étude des conditions climatiques à l'échelle locale et régionale de la VVM.

1. Zone et période d'étude

Pour affiner les résultats des champs de vents sur la VVM, plusieurs simulations emboîtées ont été réalisées afin d'obtenir les champs de paramètres météorologiques (vitesse et direction du vent, températures) avec une résolution spatiale suffisante pour reproduire les phénomènes de brises. Les domaines D1, D2 et D3 pris en compte par le modèle MM5, ainsi que ceux utilisés par MEMO, GG et FG, (correspondant aux domaines D2 et D3 respectivement) sont donnés dans la figure 1. Le domaine D1 comprend environ 1/3 de la superficie du Mexique et inclut une partie du Golfe du Mexique à l'Est et une partie de l'Océan Pacifique à l'Ouest. Il permet de définir les conditions aux limites pour le domaine D2 : orientations des vents régionaux dominants et des flux de vents synoptiques. Le domaine D2 se focalise sur la partie centrale du Mexique et prend en compte la topographie assez complexe. Il définit les conditions aux limites pour le dernier domaine D3 (5600 km²) qui correspond à la VVM (égale à 0,3 % du territoire mexicain). Il recoupe le domaine de l'inventaire

d'émissions (IE) dont les différentes contributions ont été réalisées par le Secrétariat de l'Environnement (SMA) du Gouvernement de District Fédéral (GDF) à Mexico. Cet IE sera indispensable pour les simulations ultérieures qui seront effectuées à l'aide des modèles MARS⁴ et MCCM⁵ dans la VVM. La zone d'étude D3 comprend deux zones administratives (voir D3, fig. 1): au centre se trouve le District Fédéral et autour de celui, une grande partie de l'Etat de Mexico. Dans sa totalité, D3 est considérée une zone urbanisée. La croissance de la population du District Fédéral a été extrêmement forte depuis les années 50 : de 29 000 habitants en 1950 à 4,3 millions en 1980 et 9,4 millions en 2000. Pour l'Etat de Mexico, cette croissance a été moins spectaculaire : 2,9 millions en 1950, 8 millions en 1980 et 8,8 millions en 2000. La population dans la VVM s'accroît cependant encore d'environ 3 % par an. Ce domaine concentre par ailleurs plus d'un tiers de l'industrie. Les émissions résultantes sont très importantes. Elles sont dues aux quelques 6200 sources ponctuelles industrielles et aux 150 millions de km parcourus chaque jour par plus de 3 millions de véhicules. Ces 2 sources nécessitent entre 40 000 et 50 000 m³ de combustible par jour.

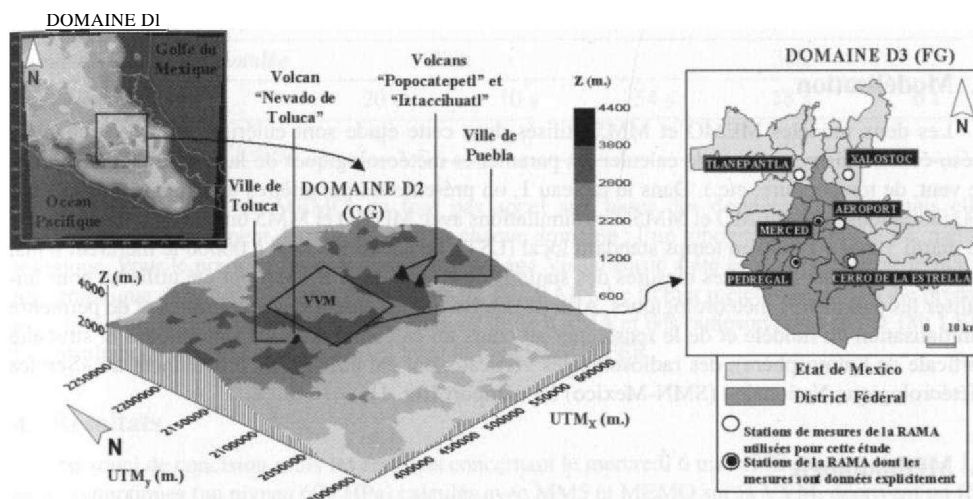


Figure 1 : Représentation des différents domaines de modélisation avec MM5 et MEMO, limites administrative de la zone de la VVM et localisation des stations de mesures de la RAMA.

La région de la VVM est localisée dans l'hémisphère nord à une latitude subtropicale (19,5°) et la topographie est celle d'une vallée située à 2240 m d'altitude encadrée par des chaînes de montagne qui culminent à 3952m au Sud et 3000m au Nord. A ces altitudes la pression atmosphérique est environ 23% plus basse que celle du niveau de la mer ce qui favorise d'autant les combustions incomplètes qui génèrent davantage de polluants dans l'atmosphère. Cette configuration favorise l'apparition et la persistance de nombreuses périodes d'inversions thermiques, qui en présence de conditions anticycloniques, empêchent quasiment toute dispersion des polluants. Comme toutes les grandes villes localisées dans des vallées peu ventilées et compte tenu de sa situation d'altitude (rayonnement solaire plus intense), la ville de Mexico subit d'importants problèmes de pollution photochimique (ozone) et de pollution due aux particules en suspension.

⁴ Model for Atmospheric dispersion of Reactive Species (Moussiopoulos, 1995)

⁵ Multiscale Climate Chemistry Model (Stauffer et al., 1994)

L'étude comparative des brises thermiques calculées avec ME MO et MM 5 a été effectuée durant la période du 4 au 11 mai 1998. Pendant cette période, toutes les conditions climatiques pouvant conduire à une pollution photochimique étaient réunies : faibles vitesses de vents (1 et 2 m/s en moyenne nocturne et diurne respectivement, qui empêchaient une dispersion efficace des polluants hors de la zone urbaine de la VVM, et régime de vents synoptiques régi par un flux de nord-est sur l'ensemble du domaine D 1. Ainsi des températures minimales et maximales de l'ordre de 16 et 33 °C respectivement ont été relevées durant toute cette période. Ces conditions ont ainsi favorisé le dépassement sur l'ensemble des journées du niveau IMECA⁶ d'alerte 2 pour l'ozone (230 ppb horaire). En effet, durant cette période, les cinq stations de mesure de la RAMA de l'agglomération du District Fédéral, Xalostoc (XAL), Tlalnepantla (TLA), Merced (MER), Cerro de la Estrella (CES) et Pedregal (PED), (voir D3 - fig. 1, pour la localisation) ont relevé 40 dépassements du seuil. Le maximum observé a été de 291 ppb, le 9 mai entre 15 et 16 heures. Cette valeur est très élevée comparativement à celles qui avaient été mesurées durant la même période sur une partie de l'Europe pour laquelle perdurait une situation également anticyclonique et une épisode de pollution (max. de 90-100 ppb le 11 mai) dans la région de Strasbourg (France) (Vinuesa, 2001).

2. Modélisation

Les deux modèles MEMO et MM5 utilisés dans cette étude sont eulériens tridimensionnels à méso-échelle. Ils permettent de calculer les paramètres météorologiques de la zone d'étude (champs de vent, de température, etc.). Dans le tableau 1, on présente les paramètres techniques utilisés dans les simulations avec MEMO et MM 5. Les simulations avec MEMO et MM 5 ont été effectuées à partir du mardi 5 mai à 18h00 en temps standard local (LST), ce qui correspond à 00h00 le mercredi 6 mai en temps universel (TU). Les mesures des stations du réseau de la RAMA ont été utilisées pour initialiser les paramètres météorologiques. Afin de déterminer les conditions aux limites et de permettre l'initialisation du modèle et de le renseigner au cours du calcul (conditions synoptiques et structure verticale de l'atmosphère), des radiosondages verticaux ont été utilisés. Ils proviennent du «Service Météorologique Nationale» (SMN-Mexico) à l'aéroport (fig. 1).

3. Méthodologie

Les simulations avec MM5 ont été réalisées en 5 étapes avec les modules de calcul suivants :

TERRAIN, qui génère la topographie et l'utilisation de sols pour chaque domaine, de manière automatique (par ftp) à partir d'une base de données américaine.

REGRID, qui adapte l'information de TERRAIN aux champs météorologiques, à l'échelle globale, calculés avec le modèle d'aviation AVN (Kalnay et al., 1996). Similaire à TERRAIN, le module REGRIDER obtient cette information à partir d'une base de données globale.

INTERPF, qui fait l'interpolation des données de REGRIDER avec les différents niveaux verticaux choisis dans la simulation.

MM 5 qui calcule les champs météorologiques pour chaque domaine.

GrADS qui permet la visualisation des résultats.

⁶ Indice Métropolitaine de la Qualité de l'Air pour la ville de Mexico,
<http://www.cce.org.mx/cespedes/publications/cuademos/c4.html>



Tableau 1 : Récapitulatif des paramètres techniques utilisés dans les simulations avec MEMO (DEC-ALPHA 2100A - 1GHz et 256 Mo RAM) et M M 5 (S GI-Origin 2000 - 1 GHz et 512 Mo R A M) .

	MEMO			MM5	
	C G (D2)	F G (D3)	DI	D2	D3
Type de grille (coordonnées)	UTM			UTM	
Résolution spatiale (km ²)	6 x 6	2 x 2	18 x 18	6 x 6	2 x 2
Nombre de cellules	48 X 48	36 X 40	65X65	49X49	37X43
Taille du domaine (km ²)	288 X 288	72 X 80	1170 X 1170	288 X 288	72 X 8 4
Nombre de niveaux	30 niveaux			23 niveaux	
Hauteur du plus bas niveau	0-20 m			0-20 m	
Altitude maximum (/sol)	6000 m			7000 m	
Durée de la période simulée	30 h			30h	
Incrément de temps	20 s	10 s	54 s	18 s	6s
Temps (simulation) Temps (calcul)	4	4.6		36	

Les simulations avec MEMO, ne font pas appel aux bases des données globales mais elles nécessitent principalement deux fichiers pour chaque domaine : l'un topographique et l'autre, météorologique. Pour le premier, un programme en langage Visual Basic a été écrit pour générer le fichier topographique de MEMO à partir de résultats de TERRAIN. Le fichier météorologique, a été préparé avec les informations disponibles aux 5 stations de la RAMA et des radiosondages (6h et 18h LST). Les résultats de MEMO sont visualisés avec le logiciel SURFER.

4. Résultats

Par souci de concision seuls les résultats concernant le mercredi 6 mai 1998 seront présentés. Les vents synoptiques (au niveau 600 hPa) calculés avec MM5 et MEMO sur la VVM, décrivent un flux provenant du Nord Nord-est (à 05L S T). Ce flux varie au cours de la journée pour passer à l'Est à 21 h LST. Les résultats obtenus avec MM5 et MEMO sont similaires et tout à fait cohérent entre eux à méso - échelle. Ils montrent tous les deux que la circulation dans la région de la VVM dépend essentiellement du cycle diurne-nocturne de brises thermiques et que l'influence des conditions synoptiques est minoritaire. Cependant cette circulation est quelque peu affectée globalement par les vents régionaux du sud-est qui sont amplifiés par l'effet de canalisation de l'ensemble de la vallée. Les brises thermiques sont suffisamment bien établies pour gouverner notablement les processus de transport et de brassage horizontal des polluants tout au long de la période modélisée.

Au niveau des vents régionaux et locaux, la figure 2 montre la comparaison entre les résultats de MM 5 et de MEMO (domaine D2 et CG) sur les champs des vents calculés pour la première couche de simulation à 10m du niveau du sol. Ces domaines ont été choisis car ils permettent de voir l'effet de vents régionaux sur les brises thermiques générées. Très tôt le matin, à 5h LST, les deux modèles sont tout à fait cohérents dans la VVM . A cette heure, les brises locales descendantes y sont présentes. Elles sont affectées par un flux de vent régional provenant du Sud-est, lequel canalise le vent dans la vallée. Par contre, les vents locaux ne sont pas affectés par les vents synoptiques. Au cours de la matinée, sous l'effet du soleil, on observe bien le développement des brises de vallée. A 13h L S T, ces brises de vallée sont présentes mais très atténuées par l'effet de réchauffement généralisé sur l'ensemble de la zone (réchauffement naturel dû à l'insolation et anthropique dû à la consommation

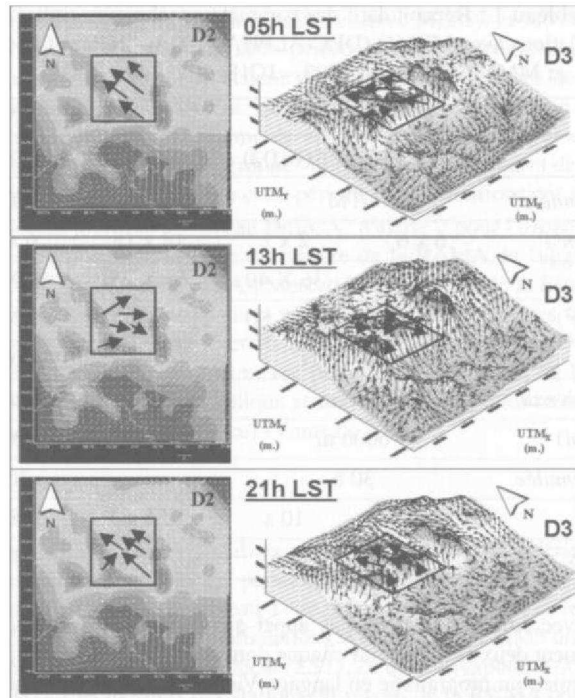


Figure 2 : Comparaison de champs de vents calculés avec MEMO et MMS à 05h00, 13h00 et 21h00 LST pour la journée du 6 mai 1998.

importante de combustibles dans la VVM). A cette heure, les vents dans la VVM ne sont plus affectés par la circulation régionale. En fin de journée (21h LST), les brises de montagnes se développent et reprennent de l'importance, mais sont influencées nettement par le flux de vent du Sud-est. A ce moment, l'effet de canalisation dans la vallée est plus important qu'auparavant.

A titre d'exemple, une comparaison ponctuelle de la température, de la vitesse et de la direction du vent (à 10 m d'altitude) calculés par MEMO avec deux stations de la RAMA (CER et MER) est présentée dans la figure 3. La comparaison avec MM 5 n'a pas été faite, puisque le développement d'un outil informatique pour obtenir ponctuellement les résultats de MM 5 est encore en cours. Il apparaît dans cette figure que les températures calculées par MEMO et MM5 ont les mêmes tendances journalières que les mesures relevées par la RAMA, malgré un écart systématique de 5 à 7 degrés en moyenne. Ceci peut s'expliquer en fonction de l'occupation du sol. MEMO nécessite pour chaque maille le pourcentage des 7 types d'occupation de sol existants. Cette information est obtenue par le programme TERRAIN qui travaille avec une seule classe d'occupation des sols par maille (celle qui est majoritaire), ce qui affecte la température de surface. Actuellement, un travail est en cours pour obtenir les 7 types d'occupation du sol à partir des données cartographiques à l'aide d'un système d'information géographique (SIG). Pour les vitesses de vent calculées par MEMO comparées à celles mesurées par la RAMA, malgré les faibles valeurs ($0-3 \text{ m.s}^{-1}$), le modèle arrive à reproduire la tendance journalière surtout pendant la nuit, MEMO. Finalement, la direction du vent calculée est acceptable par rapport à celle observée avant 17h L S T : avec des vents de Sud-est (240°) pendant la nuit et Nord-est ($60^\circ-80^\circ$) pendant la journée. Pour des raisons pratiques de visualisation des

directions de vents inférieures à 90°, toutes les valeurs ont été augmentées de 360°. La figure 4 montre les concentrations d'ozone troposphérique mesurées dans deux stations de la RAMA : MER et PED. La première, se trouve au centre ville alors que la seconde (PED) est située en zone résidentielle, tout près des montagnes du Sud-ouest.

Les stations MER et PED ont été sélectionnées, car elles relèvent, pour la période d'étude, les concentrations d'ozone dans la VVM, les plus basses et les plus élevées respectivement. Dans cette figure, il apparaît que pour la période d'étude, les pics d'ozone dépassent chaque après-midi la norme officielle mexicaine (HOppb), voire la norme IME CA « de mauvaise qualité, classée entre 230 et 350 ppb ». Egalement apparaissent l'effet important des brises thermiques sur le transport de la pollution atmosphérique. Durant la nuit un pic d'ozone de 60 ppb est observé en zone périurbaine près des montagnes (station PED) alors qu'il n'apparaît pratiquement pas dans l'autre station. Les concentrations en ozone relevées par la station MER (centre ville) sont caractéristiques d'une zone fortement urbanisée. Les maxima observés en début d'après midi résultent de l'action conjuguée des émissions anthropiques (trafic routier et industrie), de la température et de l'ensoleillement. La forte décroissance des concentrations en début de soirée est liée à l'arrêt des réactions photochimiques produisant l'ozone (disparition du rayonnement solaire) ainsi qu'à la destruction de l'ozone par les émissions. Durant la journée, la situation est similaire pour la station PED (zone périurbaine). Toutefois les maxima observés sont beaucoup plus élevés (le double pour la journée du 7 mai). Cette différence peut s'expliquer par un régime chimique différent. En zone urbaine la concentration des NO_x est suffisamment élevée (> à quelques ppb) pour que ces mêmes NO_x se comportent comme des inhibiteurs de la production d'ozone. En zone périurbaine, les concentrations relatives de NO_x sont moins élevées (entre quelques dizaines de ppt et quelques ppb) et ne sont pas limitantes pour la production d'ozone (Académie des sciences, 1993).

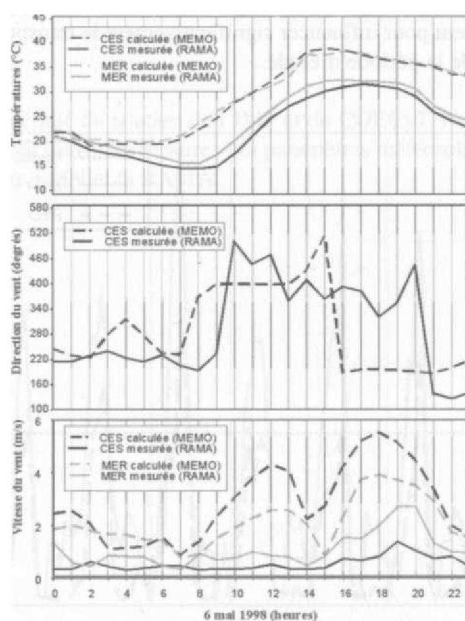


Figure 3 : Comparaison entre les résultats du modèle MEMO et les mesures des stations Cerro de la Estrella (CES) et Merced (MER) pour les paramètres de température, de vitesse et direction du vent le 6 mai 1998.

Les máximas secondaires observés la nuit à la station PED (et dans une moindre mesure à la station MER) ont une toute autre origine. Cette augmentation d'ozone nocturne semble directement liée à l'advection d'ozone accumulé durant la journée sur le relief montagneux ou l'ozone est peu consommé faute d'émissions anthropiques. Cette advection qui résulte des brises de montagne qui se développent à la faveur de la nuit cesse au lever du soleil (inversion des brises thermiques). L'ozone précédemment advecté est alors consommé selon les mêmes mécanismes que ceux prévalant au centre ville et les niveaux d'ozone diminuent jusqu'à des concentrations comparables à celles du centre ville. Les maxima secondaires sont beaucoup plus faibles au centre ville car l'effet des brises de montagne est considérablement réduit d'une part par l'îlot de chaleur urbain et d'autre part par la rugosité de la canopée urbaine. Les émissions nocturnes peuvent également contribuer à diminuer les niveaux d'ozone au centre ville. En période nocturne, le fond d'ozone au centre ville (MER) se situe aux environs de 8 ppb avec des maxima atteignant 20 ppb alors qu'en zone périurbaine, ces valeurs sont respectivement de 30 et 60 ppb. Les impacts de ces brises thermiques sur le transport de polluants réactifs dans la VVM, seront davantage développés à l'aide de la modélisation photochimique (MARS et MCCM). Ces modèles sont actuellement en application pour la région de la VVM.

Conclusion

La période étudiée du 4-11 mai, correspondait aux principaux pics d'ozone de l'année 1998. Dans les cinq stations principales du réseau RAMA, la norme officielle mexicaine (110 ppb) a été dépassée systématiquement. Durant cette période, la qualité de l'air a été qualifiée comme "mauvaise" selon la norme mexicaine, I M E C A. Les résultats obtenus avec M M 5 et MEMO montrent un bon accord entre les deux modèles et décrivent correctement la circulation à méso - échelle dans la région de la VVM. Celle-ci est gouvernée par le cycle diurne-nocturne de brises thermiques et non par la circulation à l'échelle synoptique, même si la présence des vents régionaux du sud-est amplifié l'effet de canalisation de la VVM affecte quelque peu le régime des brises thermiques. Ces dernières s'expriment néanmoins suffisamment pour influencer significativement le transport et le brassage horizontal des polluants tout au long de la période d'étude.

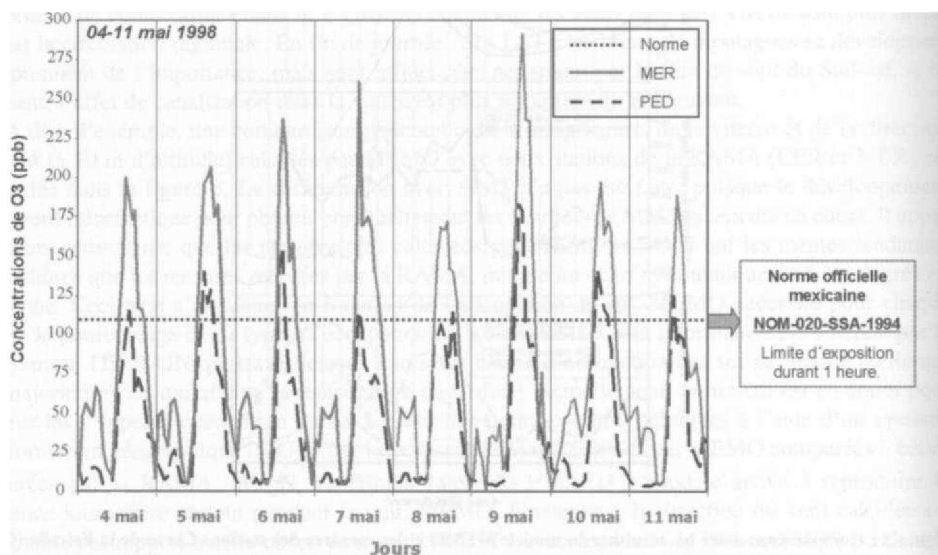


Figure 4 : Concentrations d'ozone mesurées par les stations Merced (MER) et Pedregal (PED) du réseau de mesure de la RAMA, pour la période d'étude.

Elles ont, en outre, permis d'expliquer les variations temporelles journalières des niveaux d'ozone troposphérique. Cette étude peut être considérée comme une étude préliminaire sur l'étude de la qualité de l'air de la région de la VVM. De plus, il reste utiliser les modèles de dispersion photochimique et valider l'inventaire d'émissions achevé récemment, ainsi que réaliser certaines études d'impact qui servent à améliorer la mauvaise qualité de l'air de la ville de Mexico. Ces points seront la prochaine étape à développer.

Bibliographie

- ACADÉMIE DES SCIENCES, 1993 : Ozone et propriétés oxydantes de la troposphère, rapport n° 30, Ed. Technique et Documentation - Lavoisier, Paris (France), pp 77-79.
- GRELL G. A., DUDHIA J. et STAUFFER D. R., 1994 : A description of the fifth-generation Penn State/ NCAR Mesoscale Model (MM5). Technical Report, NCAR. Tech Note TN-398+SRT
- MOLINA M. J. et MOLINA L. T., 2000 : Integrated strategy for air Quality management in the M C M A. MIT, Cambridge, M A, Report 7.
- MOUSSIOPOULOS N., 1995 : The Eumac Zooming Model, a tool for local-to-regional air quality studies. *Meteorolog. Atmos. Phys.*, 57, pp 115-133.
- STAUFFER D. R. et SEAMAN N. L., 1994 : Multiscale four-dimensional data assimilation, the model MCCM. /. *Appt. Met.* 33, pp 416-434.
- VINUESA J.-F., 2001 : Modélisation de la qualité de l'air: Impact a l'échelle locale et régionale de l'utilisation de carburants automobiles modifiés. Thèse de Doctorat de l'Université L. Pasteur, Strasbourg, France.

Remerciements

M. D. A. PARRA a bénéficié du soutien de 1TMP et du COECyT. Nous adressons nos remerciements aux organismes qui ont fourni les mesures des paramètres météorologiques et de qualité de l'air nécessaires, en particulier le S M N et la R A M A.

CATASTROPHE « NATURELLE » : LES INONDATIONS DEVASTATRICES DU 9 ET 10 NOVEMBRE 2001 À BAB EL OUED (ALGER, ALGÉRIE)

Y. DJELLOULI¹ ET A. SACI²

UMR CNRS 6590 - ESO (Espaces Géographiques et Sociétés)
Université du Maine, avenue Olivier Messiaen, 72 085 LE MANS cedex 9
E-mail .Yatma. Djellouli@univ-lemans.fr

Office National de Météorologie (ONM)
Avenue Khémisti, Dar El Beida, Alger
E-mail : a.saci@meteo.dz

Résumé

Après une longue sécheresse, les zones littorales nord et nord-ouest de l'Algérie, ont connu une situation météorologique exceptionnelle les 9 et 10 novembre 2001. Il s'agit d'un événement pluviométrique important à caractère orageux, qui a touché plusieurs sites et en particulier les hauteurs de la partie ouest de la ville d'Alger, avec un noyau sur la région de Bouzaréah. Une des plus anciennes stations météorologiques de l'Algérois, Bouzaréah, a connu des précipitations avec des cumuls en 24 heures de 262,2 mm (O.N.M., 2001), jamais enregistrés en un siècle de fonctionnement et représentant le 1/3 de l'eau reçue en moyenne, par an (durée de retour plus que séculaire !).

Au cours de ce travail, nous tenterons une analyse de la situation météorologique durant la période de ces deux jours et une étude historique qui nous permettra de voir si des événements de cette ampleur ont déjà touché ces régions et si ces inondations remarquables ne présentent pas de périodicité.

Nous examinerons également les différentes causes qui ont contribué aux impacts tragiques, notamment la position géographique de la région touchée, l'occupation du sol et les caractéristiques urbanistiques. En effet, la situation a provoqué une catastrophe nationale, par des pertes humaines avec plus d'un millier de morts et de nombreux disparus, mais aussi des dégâts matériels très coûteux.

Aurait-on pu éviter de si grands dégâts ? avec quels moyens ?

Abstract

After a long dry season, the northwestern and northern coastal zones of Algeria experienced an exceptional weather pattern on November 9 and 10, 2001: it was a strong rainfall event with stormy characteristics which affected a number of areas, particularly the heights of the western part of Alger's city, including the Bouzaréah region. Bouzaréah, one of the oldest weather stations in Alger, experienced precipitation with accumulations reaching 262.2 mm in 24 hours ; such accumulations, representing one third of the average annual precipitation, had never been registered so far, since the station was created a century ago.

This paper studies the weather pattern during the two days of this exceptional event and the historical background of the disaster. Our purpose is to find out if such important phenomena had already affected the areas concerned and if these floods do not present a form of periodicity.

We also see many causes of the disaster, particularly the geographical conditions, human settlements in the area and the urban characteristics. As a matter of fact, it was a national disaster, with a great number of casualties - more than a thousand dead and numerous missing people - and very costly material damages.

Could the authorities have avoided such important damages? How?

Mots clés : catastrophe naturelle, inondation, Alger, Algérie.

Keywords : natural hazard, flood, Alger, Algeria.

Introduction

L'année 2001 a été marquée par plusieurs catastrophes naturelles à travers le monde. Les inondations dans la capitale algérienne ont été remarquables. Les précipitations qui se sont abattues le 9 et 10 novembre 2001 ont été si particulières tant par leur intensité que par la quantité. A la station de Bouzaréah, le cumul des pluies a atteint 262,2 mm en 24 h, ce qui a entraîné une inondation aux conséquences désastreuses, au vu des pertes humaines, matérielles et économiques. Cet événement a touché tout l'ouest algérien bien que les impacts soient plus ressentis sur la capitale. Une analyse de la situation nous aidera à comprendre ce qui s'est passé, quelles ont été les causes principales de cette catastrophe, si les services de la météorologie nationale ont pu donner l'alerte aux décideurs suffisamment à temps, et pourquoi tant de dégâts en si peu de temps, qu'on aurait peut-être pu éviter ?

1. Présentation de l'étude

1.1. Situation géographique

L'Algérie appartient au domaine du climat méditerranéen, caractérisé par une grande variabilité des précipitations durant la période froide ou relativement froide, un photopériodisme et un thermo-périodisme quotidien et saisonnier et surtout une sécheresse estivale (DAGET, 1977). Le pays a été touché par plusieurs catastrophes naturelles dans les décennies précédentes, notamment des sécheresses et des inondations, dont les plus meurtrières ont été celles de l'automne 2001. C'est le bassin versant de l'oued Koriche, avec une superficie d'environ 10 km², qui a été très affecté par les pluies diluviennes qui se sont abattues le 9 et 10 novembre 2001. La dénivellation de plus de 300 mètres, la forme compacte et ramassée avec une pente de 45% par endroits et le déboisement du monticule algérois à la faveur de l'urbanisation, ont favorisé le drainage rapide vers Bab el Oued (**figures 1 et 2**). Le réseau hydrographique est constitué de quatre oueds dont le plus important, l'oued Ben Lazzhari, prend sa source au sud-est de Bouzaréah et rejoint l'oued Koriche à l'exutoire duquel se situe le quartier populaire de Bab el Oued à très forte urbanisation. L'intensité des pluies et le drainage rapide ont provoqué un débit de pointe de la crue au niveau de la passerelle de Triolet estimé à 730 m³/s pour un volume écoulé d'environ 2 600 000 m³ (Agence Nationale des Ressources hydrauliques, 2001).

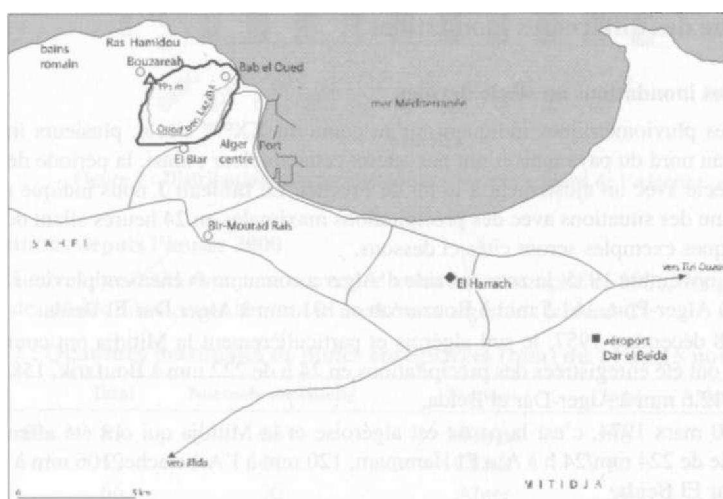


Figure 1 : Situation de l'Algérois.

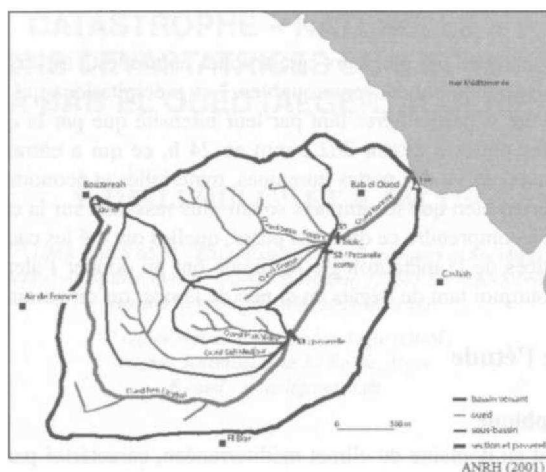


Figure 2 : Bassin versant de l'Oued Koriche.

1.2. Sources de données

Pour cette étude, diverses sources ont été utilisées :

- les données météorologiques avec les relevés annuels, mensuels, décennaires et journalières qui ont été recueillies auprès de l'Office National de Météorologie (Alger- Dar el Beida),
- les données hydrographiques et hydrologiques qui proviennent du Ministère des Ressources en Eau et de l'Agence Nationale des Ressources hydrauliques (2001),
- les chiffres de l'état global des dommages causés qui ont été fournis par le Groupement Economique de Contrôle Technique de la Construction (GE CO TE C, 2002),
- la visite sur le terrain, les rencontres avec des acteurs et d'autres sources encore nous ont permis de mieux comprendre ce qui s'est réellement passé.

2. Historique des différentes inondations

2.1. Principales inondations au siècle dernier

Les données pluviométriques indiquent qu'au cours du XX^e siècle, plusieurs inondations se sont produites au nord du pays mais n'ont pas atteint cette ampleur ; ainsi, la période de retour serait proche d'un siècle avec un ajustement à la loi de Frechet. Le **tableau 1** nous indique que la région algéroise a connu des situations avec des précipitations maximales en 24 heures allant de 80 à plus de 260 mm. Quelques exemples seront cités ci dessous.

Le 11 et 12 novembre 1935, la zone urbaine d'Alger a connu un événement pluvieux en 24 heures avec 162 mm à Alger-Port, 161.5 mm à Bouzaréah et 101 mm à Alger Dar El Beida.

Le 17 et 18 décembre 1957, le sud algérois et particulièrement la Mitidja ont connu des pluies diluviennes où ont été enregistrées des précipitations en 24 h de 222 mm à Boufarik, 158 mm à Alger-Université et 112.6 mm à Alger-Dar el Beida.

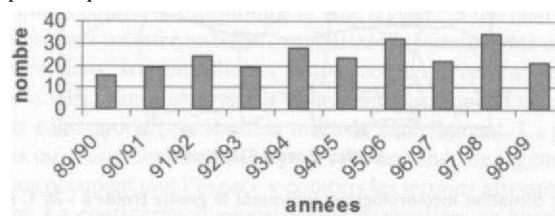
Le 29 et 30 mars 1974, c'est la partie est algéroise et la Mitidja qui ont été affectées avec un épisode de pluie de 224 mm/24 h à Ain El Hammam, 120 mm à l'Arbatache, 106 mm à Blida et 86.7 mm à Alger Dar El Beida.

L'analyse des différents épisodes pluvieux au nord de l'Algérie indique qu'en moyenne, 47% des inondations surviennent en automne, 30% au printemps, 21 % en hiver et 2% en été.

Tableau 1 : Quantités de précipitations maximales en 24 h durant un siècle dans des stations algéroises.

	Bouzaréah	Alger Dar el Beida		Alger Université		El Harrach		Bir Mourad Rais	
	mm en 24h	mm en 24h		in m en 24h		mm en 24h		mm en 24h	
25.10.1908	104.3								
31.10.1911	134.0					1911	85.5		
15.10.1912	82.6					1912	114.2		
30.03.1916	84.3					1916	82.0		
29.11.1927	83.2					1923	85.5		
17.05.1928	83.5					1931	111.6		
21.09.1934	101.4					1934	106.0		
11.11.1935	161.1	1935	101.0			1935	104.3		
09.12.1936	100.5	1936	125.2			1936	110.1		
07.04.1939	94.8	1957	112.6			1954	98.9		
11.11.1945	116.8	1959	104.4			1957	128.3		
08.04.1954	114.5	1960	83.0	1954	142.7	1959	92.2	02.02.1954	135.2
17.12.1957	109.6	1963	116.5	1957	158.5	1963	144.0	09.10.57	108.3
07.06.1959	82.3	1964	108.0	1960	99.2	1964	96.5	08.11.1964	104.5
29.01.1960	80.5	1967	83.0	1963	82.3	1971	153.5	27.12.1969	106.5
08.12.1964	108.3	1970	88.7	1964	127.2			29.03.1974	94.6
06.01.1965	88.5	1971	136.6	1965	84.8			09.10.1984	115.0
07.12.1971	82.6	1972	91.6	1969	97.8			10.11.2001	145.0
09.03.1972	65.2	1973	124.3	1971	88.8				
20.03.1988	89.5	1974	86.7	1973	89.8				
02.01.1994	80.1	1978	93.3	1978	85.4				
20.11.1999	116.1	1984	155.3						
10.11.2001	262.2	1986	100.1						
	1992	92.5							

Durant la dernière décennie, de « sévères perturbations » pluvieuses, soient 25 par an en moyenne comme le montre le **figure 3**, ont affecté le pays (Ambar, 2001). C'est dire que ces événements deviennent de plus en plus fréquents.

**Figure 3 : Distributions des précipitations « sévères » (nord de l'Algérie).**

2.2. Inondations depuis l'année 2000

Le 14-15 novembre 2000, tout juste une année avant la catastrophe de 2001, des perturbations ont occasionné des pluies diluviennes sur tout le nord ouest algérien (**tableau 2**).

Tableau 2 : Quantités maximales de pluies enregistrées (mm) du 14 au 15 novembre 2000.

Stations	Total	Normale mensuelle	Stations	Total	Normale mensuelle
Mostaganem	81	68	Miliana	86	87
Oran	59	44	Chleff	50	50
Arzew	66	30	Alger	59	93
Tlemcen	58	63	Béni Saf	56	49
Mascara	49	59	Sidi Bel Abbès	45	38

Ces fortes pluies automnales sont souvent dues aux perturbations du front polaire. Elles sont provoquées par l'arrivée de masse d'air polaire ou arctique qui se régénèrent fortement lorsqu'elles parviennent sur les eaux chaudes de la Méditerranée. Les forts flux de chaleur et d'humidité de la mer vers les masses d'air sont en effet prépondérants dans l'intensification des perturbations.

2.3. Précipitations du 9 et 10 novembre 2001

Après avoir détecté les perturbations cinq jours avant, les services de prévision ont émis un Bulletin Météorologique Spécial le 8 novembre à l'attention de tous acteurs concernés, signalant **des** chutes de pluie sous forme d'averses orageuses de 20 à 30 mm en 6 h sur tout l'ouest et le centre **du** pays. La situation météorologique synoptique en surface durant le 9 et 10 novembre a été caractérisée par un temps perturbé et une dépression très creuse de 995 hPa centrée sur l'Algérie. En altitude, la présence d'un thalweg étroit très marqué, s'étend depuis le nord de l'Europe vers l'ouest **de** l'Algérie avec une goutte froide à -28°C qui est restée stationnaire sur le pays (**figure 4**). De plus la poussée d'air chaud vers le littoral centre et ouest a intensifié l'instabilité dans les couches moyennes de l'atmosphère.

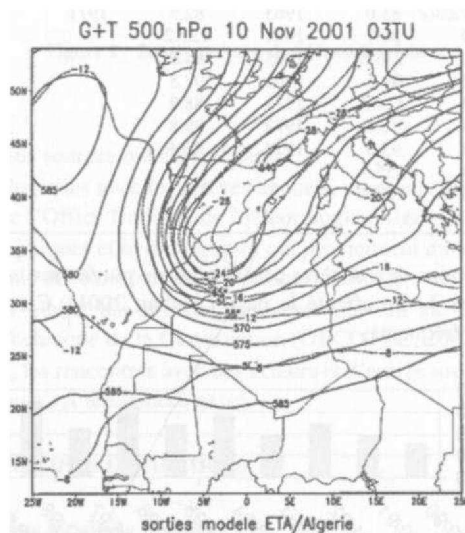


Figure 4 : Situation météorologique indiquant la goutte froide à -28°C (10/11/01).

Ainsi les quantités de pluie qui se sont abattues le 9 et 10 novembre 2001 sur une partie de la ville d'Alger constituent un record tant par leur intensité, leur importance et les catastrophes qu'elles ont provoquées. La station météorologique de Bouzaréah, située au sommet de la colline d'Alger à 34^{A} . m d'altitude, a enregistré 262.2 mm en une durée continue de 18 heures, dont la moitié, 132 mm en 6 heures. Ces quantités n'ont jamais été enregistrées dans la station depuis son ouverture datant de plus d'un siècle. Par ailleurs, cette année a été marquée par un printemps, un été et un début d'automne relativement secs (**Figure 5**), avec seulement 441.3mm pour la station d'Alger dont la moyenne est de 760 mm. Bouzaréah, plus touchée par la catastrophe a reçu 732 mm, avec plus de la moitié en automne (372.6 mm) et près de 70% en 24 heures soient 262.2 mm. Les précipitations journalières de la station de Bir Mourad Rais montrent bien la continuité et l'intensité (**figure 6**). Pendant ce temps, la grande banlieue d'Alger a reçu entre 26 et 50 mm. Cependant, si les effets ont été plus ressentis dans l'Algérois, cet événement pluvieux a touché aussi tout le nord-ouest algérien puisque l'Oranie a enregistré entre 90 et 190 mm.

Peut-on parler de périodicité ? Certes non, mais ces dernières années, on assiste à des événements extrêmes qui sont de plus en plus nombreux et fréquents ; est-ce en rapport avec le réchauffement de la planète et les changements climatiques ?

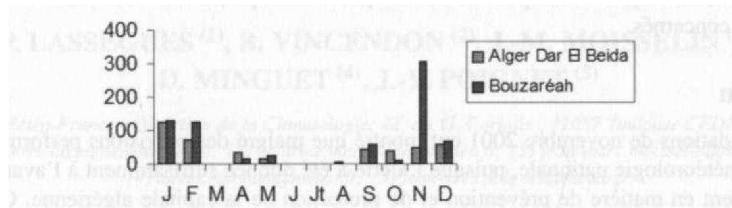


Figure 5 : Précipitations (mm) à Alger Dar el Beida et Bouzaréah en 2001.

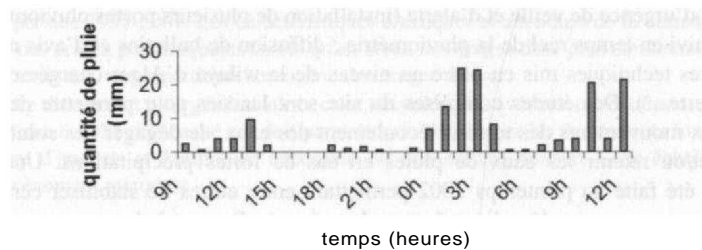


Figure 6 : Histogramme de pluie de l'événement du 9 et 10/11/2001 à Bir Mourad Rais.

3. Causes et impacts des inondations de novembre 2001

Les inondations qui ont affecté l'Algérois en novembre 2001 sont dues à plusieurs causes dont les plus importantes sont anthropiques. En plus du caractère remarquable des pluies diluviennes abattues sur la ville, il faut noter que la colline qui surplombe la ville d'Alger et qui était recouverte d'une forêt de pins d'Alep et autres espèces méditerranéennes, stabilisant le terrain, a été complètement déboisée et envahie par des constructions, souvent illicites surtout ces dernières années à cause de la guerre civile et de l'exode vers la ville, plus « sécurisée ». Il faut dire aussi que la ville d'Alger, conçue pour 500 à 600 000 habitants en supporte près de trois millions actuellement. La population algéroise a quintuplé depuis les trois ou quatre dernières décennies et la demande de logement s'est accrue ; c'est ainsi que les constructions occupent tout l'espace y compris les terrains glissants et accidentés, accentuant de ce fait l'érosion. La configuration géographique particulière du bassin versant accélère les écoulements en cas de pluie très forte, d'autant plus que peu d'ouvrages ont été proposés pour la protection d'Alger et particulièrement de la commune de Bab El Oued, située en contre bas et bordant la mer. De plus, l'imperméabilisation des sols a été accentuée par la construction de routes et pis encore, une voie rapide qui dessert les hauteurs d'Alger vers le centre de Bab El Oued se situe dans le lit de l'oued Koriche, ce qui a accentué davantage l'écoulement de l'eau et le transport des boues et débris lors de la tragédie.

Ces inondations ont eu de très lourds impacts et ont provoqué une catastrophe nationale tant par les pertes humaines que des dégâts matériels. En effet, selon les informations publiées par plusieurs sources, on note plus d'un millier de morts et de nombreux disparus. Les dégâts matériels s'élèvent à quelques dizaines de milliards de dollars. Les expertises réalisées par COGETEC (2002) ont permis de dénombrer 4 252 habitations endommagées avec 3 449 très touchées dont 1 186 graves (80% concentrées à Bab El Oued et Bouzaréah), habitations souvent non entretenues et séculaires pour la plupart. Ainsi, les eaux ont largement contribué à accélérer les mouvements de glissement et les fissures du vieux bâti.

Ces nombreux dégâts ont permis de dresser un diagnostic et de recommander la mise en place d'une politique de maintenance du patrimoine public immobilier et d'entretien des biens privés. La nécessité d'établir une carte des risques en fonction d'une classification des sols, de veiller aux règles d'urbanisation, de respecter scrupuleusement le plan d'occupation des sols constituent les priorités des services concernés.

Conclusion

Les inondations de novembre 2001 ont montré que malgré des prévisions performantes des services de la météorologie nationale, puisque l'alerte a été donnée suffisamment à l'avance, des insuffisances restent en matière de prévention et de protection de la capitale algérienne. Quelques mois après la catastrophe et après avoir dressé un bilan, plusieurs dispositions ont été prises par l'Etat. On peut citer le renforcement des capacités des services météorologiques qui a permis la mise en place d'un dispositif d'urgence de veille et d'alerte (installation de plusieurs postes pluviométriques pour la mesure et le suivi en temps réel de la pluviométrie ; diffusion de bulletins et d'avis météorologiques vers les services techniques mis en place au niveau de la wilaya d'Alger chargée de la gestion du dispositif d'alerte...). Des études complètes du site sont lancées pour permettre de déterminer les risques liés aux mouvements des terres, l'écoulement des eaux, de dégager des solutions permettant de canaliser et/ou retenir les eaux de pluies en cas de fortes précipitations. Une campagne de reboisement a été faite au printemps 2002 permettant entre autres de stabiliser certains talus. Des immeubles dangereux seront démolis et feront place éventuellement à des espaces verts. Afin d'éviter d'autres catastrophes, un plan de prévention et de protection d'autres communes qui risquent d'être touchées doit être mis en place prochainement.

Bibliographie

- AM BAR B., 2001 : Les perturbations météorologiques extrêmes en Algérie. *Séminaire sur les catastrophes naturelles*, Ain Témouchent, Algérie, 8 p.
- ANRH, 2001 : *Note technique sur l'événement pluvieux du 9 au 10 novembre 2001*, Ministère des Ressources en eau, 11 p.
- DAGET P., 1977 : Le bioclimat méditerranéen, caractères généraux, méthodes de classification *Vegetatio*, 34, 1, p. 1-20.
- DAGET Ph. et DJELLOULI Y., 1991 : Le climat méditerranéen change-t-il ? La sécheresse d'Alger au cours des cent dernières années, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 4, Dijon, p. 187-191.
- DJELLOULI Y., KERMADI S., MOUCHET B. et GAUDIN S., 1998 : Les inondations dans le bassin versant de la Sarthe : les impacts, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 11, p. 125-133.
- GARRY G., 1995 : Vaison la Romaine : retours d'expérience. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, n° 2, Paris, p. 131-145.
- GECOTEC, 2002 : Intempéries du 10 novembre 2001. Retour sur une catastrophe. *Le Contrôleur Technique de la Construction*, n° 25, Ain Témouchent, 16 p.
- ZEBIRI A., 1994 : Evaluation du risque d'inondation à Constantine : méthodologie d'approche, *Méditerranée*, n° 3-4, Aix Marseille, p. 23-30.

ÉTUDE CLIMATOLOGIQUE DES ÉVÉNEMENTS Foudre ET DETERMINATION D'UNE ÉCHELLE D'INTENSITÉ

P. LASSEGUES⁽¹⁾ », B. VINCENDON⁽²⁾, J.-M. MOISSELIN⁽³⁾,
D. MINGUET⁽⁴⁾, J.-Y. POIGNET⁽⁵⁾

Météo-France ; Direction de la Climatologie: 42, av. G. Coriolis ; 31057 Toulouse CEDEX;

(1) pierre.lassegues@meteo.fr, (2) beatrice.vincendon@meteo.fr, (3) jean-marc.moisselin@meteo.fr

(4) david.minguet@meteo.fr, (5) jean-yves.poignet@meteo.fr

Résumé

Les données du réseau Météorage permettent d'établir une climatologie des événements foudre sur la France pour la période 1997-2001. Les caractéristiques classiques et attendues de la climatologie des orages sont précisées : des orages plus fréquents en été qu'en hiver, des orages d'été plus nombreux au Sud-Est qu'au Nord-Ouest du territoire, une répartition homogène des orages d'hiver.

Dans le cadre d'un projet plus général sur la caractérisation des événements extrêmes en 5 classes, il est ensuite proposé une échelle d'intensité qui doit permettre de positionner les événements foudre. Cette échelle utilise le nombre d'impacts et l'amplitude maximale sur une surface donnée. Cette échelle est testée avec succès sur un événement marquant.

Abstract

The data of the Météorage network make it possible to establish a French climatology of the lightning events over the period 1997-2001. The traditional and awaited climatological characteristics of the thunderstorms are specified. Lightning events are more frequent in summer than in winter. In summer, there is a gradient from North-West to South-East while in winter, the distribution is rather homogenous.

Within the framework of a more general project on the characterization of the extreme events in 5 classes, it is then proposed an intensity scale of lightning events. This intensity scale uses the number of impact and the maximum amplitude on a given surface. This scale is tested successfully on an outstanding event.

Mots-clés : foudre - échelle d'intensité - risque - vulnérabilité.

Keywords : lightning - intensity scale - risk - vulnerability.

Introduction

La foudre provoque de nombreux dommages humains (30 décès par en France en moyenne) ou économiques (départs d'incendie, perturbation du réseau électrique). L'utilisation croissante de l'électronique accroît notre vulnérabilité face à ce phénomène. Un moyen d'étudier et de mieux comprendre ce phénomène est d'en effectuer une climatologie.

Le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (MEDD) vise la mise en place d'échelle d'intensité en 5 classes pour différents aléas. A terme, les événements seront qualifiés à travers ces échelles. Les informations sur l'intensité physique des phénomènes pourront être mises en regard des dégâts constatés et des politiques de prévention en place à travers un système d'information qui devra faciliter les retours d'expériences. En collaboration avec d'autres partenaires, le CEMAGREF et le bureau d'étude Géosciences-Consultants (titulaire du marché), Météo-France a répondu à l'appel d'offre du MEDD pour les aléas relevant de sa compétence. La climatologie des événements nous permet dans un premier temps de décrire et critiquer les paramètres susceptibles d'être retenus pour positionner les événements sur une échelle d'intensité Foudre. L'échelle est ensuite construite en tenant compte de contraintes générales (échelle simple, mémorisable et utilisable) et des demandes spécifiques du MEDD (échelle sans caractère saisonnier ou régional). Cette échelle, telle qu'elle a été

proposée au MEDD et décrite dans [CEMAGREF et al., 2002], est testée ensuite sur un événement particulier.

1. La climatologie des événements foudre

1.1. Le réseau Météorage

Avant 1987, nous disposions en France seulement du niveau kéraunique (le nombre de jours par an où le tonnerre a été entendu), sans informations précises sur les caractéristiques des impacts et réelles possibilités d'étude. A partir de 1987, un réseau de mesure de détection de la foudre a été implanté sur le territoire français, permettant ainsi de recueillir dans une base de données des informations sur les éclairs nuages-sol. Outre la localisation et la datation des impacts, il est possible d'extraire de cette base des renseignements sur leur amplitude et leur polarité [Helloco et al., Cadiou et al.]. Le passage à la technologie IMPACT (IMProved Accuracy from Combined Technologies) fin 1996 a permis d'affiner la précision de localisation entre 1 et 2 km sur une grande partie du territoire, contre une dizaine de kilomètres précédemment. Cette amélioration majeure nous pousse à retenir 1997 comme date de départ de la climatologie. L'autre paramètre généralement retenu pour mesurer la performance du réseau est l'efficacité de détection; elle est actuellement de 90%.

1.2. Les précédentes études climatologiques

De nombreux auteurs se sont intéressés à la foudre. Une synthèse des connaissances sur le phénomène est disponible dans [Chèze et Pircher, 1993]. Des études climatologiques descriptives de la foudre ont été effectuées grâce aux renseignements recueillis dans la base de données depuis 1987. Ces études ont par exemple permis de réaliser, pour la période allant de 1988 à 1994, un Atlas Foudre pour les 22 régions économiques françaises, donnant ainsi des informations sur le nombre moyen d'impacts par km² pour des périodes annuelles et mensuelles. L'étude [Lassègues et al., 1997] a également permis d'établir une climatologie descriptive de la foudre, mais plus précise, portant sur l'amplitude et la polarité des impacts de foudre sur la France.

1.3. Elaboration de la climatologie des événements foudre

Une climatologie d'événements se distingue des climatologies plus classiques par le fait que nous nous intéressons uniquement au cas où le phénomène a eu lieu, en nous rapprochant le plus possible des dimensions spatiales et temporelles du phénomène étudié : la France est découpée en pavés de 20 km de côté. La superficie des pavés est donc assez proche des dimensions caractéristiques d'un orage. Les orages sont des événements typiques de la méso-échelle. Les lignes de grain sont rangées dans l'échelle méso-» et les orages en *supercell*, font partie de la subdivision méso-» [Orlansky, 1975]. Les pavés rassemblent en moyenne 2 à 3 communes pour les zones rurales, ce qui n'est pas très éloigné de la vision communale du MEDD pour l'utilisation de l'échelle d'intensité. Le pas de temps est de 24 heures, et seuls les impacts disposant d'une erreur de localisation faible sont retenus. Enfin, les arcs en retour ne sont pas étudiés.

1.4. Enseignements tirés de la climatologie des événements foudre

Le nombre d'orages par pavé en hiver est assez homogène sur le territoire, et assez faible : inférieur à 4 orages par an en moyenne (fig. 1 A). En été le nombre de jours d'orages est plus important et présente un gradient vers le sud est assez marqué (fig. 1B). La moitié du territoire métropolitain présente un nombre annuel d'orages supérieur à 15 jours. L'effet des reliefs Alpains et Pyrénéens est assez marqué également (noyaux de plus de 25 orages par été).

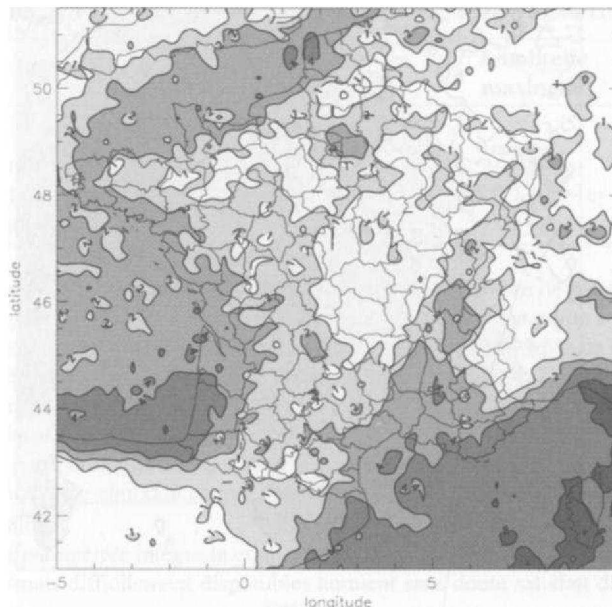


Figure 1A : Nombre de jours d'orage en hiver (de novembre à mars) ; période 1997-2001.

Le nombre d'impacts par pavé présente les mêmes caractéristiques saisonnières, mais les phénomènes exceptionnels peuvent toucher toutes les régions. Le critère de l'amplitude (traitée en valeur absolue) confirme cette dernière caractéristique, aucune région n'est à l'abri d'impacts de très forte amplitude.

2. L'échelle d'intensité des événements foudre

2.1 Objectifs et contraintes

L'objectif de cette échelle est de pouvoir classer une commune qui a subi un épisode orageux particulier, selon la fréquence de l'intensité de l'événement. Cette échelle d'intensité est un des éléments d'un système d'information général du MEDD sur les événements naturels qui facilitera le retour d'expérience. L'échelle qui est présentée ci-après a été proposée au MEDD qui décidera de sa pertinence et de son avenir.

Contrairement à d'autres phénomènes (par exemple les tornades avec l'échelle Fujita ou les cyclones avec l'échelle Saffir-Simpson), il n'existe pas d'échelle reconnue, simplement quelques seuils d'alerte généralement dans le domaine aéronautique. Roeder (1999) décrit les règles d'alerte de la NASA liées aux possibilités de décollage des engins à Cap Canaveral aux Etats-Unis. Ces règles s'appuient sur la présence d'éclair à proximité de la trajectoire prévue et sur le champ électrique moyen. La notion de "super-éclair" est établie à partir de 250 kA [Shimura, 1999]. Ces approches ou ces seuils correspondent peu aux demandes du MEDD.

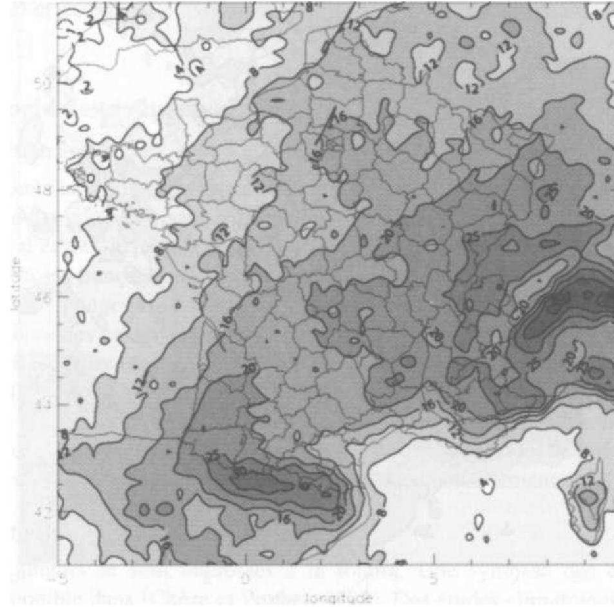


Figure 1B : Nombre de jours d'orage en été (de mai à septembre) ; période 1997-2001.

Les choix faits lors de l'étude climatologique correspondent bien aux exigences du MEDD : les dimensions spatiales sont proches de la commune, le réseau de détection actuel et permettra de qualifier aisément les événements à venir. Le MEDD ne souhaite pas donner à l'échelle un caractère ou fonctionnement saisonnier ou régional de l'échelle : cela impose de mélanger les différents pavés de l'étude (restreints au territoire français). Il nous faut donc à ce stade :

- Choisir parmi les paramètres directement accessibles dans la base, nombre d'impacts quotidiens, somme quotidienne des amplitudes, amplitude maximale quotidienne, amplitude moyenne quotidienne;
- Bâtir une échelle en 5 classes, avec des seuils mémorisables (arrondis).

2.2. Choix des paramètres de l'échelle

Lors des phénomènes orageux, le nombre des éclairs et leur intensité sont à prendre en compte (**tous les éclairs sont dangereux, les éclairs les plus forts étant les plus dangereux**). Les critères potentiels sont : le nombre d'impacts, la somme des valeurs absolues des amplitudes, l'amplitude maximale, la moyenne de l'amplitude. L'absence d'échelle existante conduit à en construire une sur une base statistique des corrélations (choix des paramètres) et des fréquences (choix des seuils) et aussi sur des critères subjectifs (choix des arrondis par exemple) ou visuels.

Pour déterminer les deux paramètres, l'idée est d'associer à celui du nombre d'impacts un de ceux relatifs à l'amplitude (en valeur absolue). Cependant, les deux paramètres retenus devant être faiblement corrélés pour être discriminant, on calcule les coefficients de corrélation linéaire de chaque couple de paramètres. Sont présentés ci dessous les résultats de la corrélation.

Tableau 1 : Matrice de corrélation pour chaque couple de variable.

	Nombre d'impacts	Somme des amplitudes	Amplitude maximale	Moyenne des amplitudes
Nombre d'impacts	1	0,96	0,23	-0,11
Somme des amplitudes	0,96	1	0,36	0,00
Amplitude maximale	0,23	0,36	1	0,67
Moyenne des amplitudes	-0,11	0,00	0,67	1

La taille de l'échantillon est de 155738 : cela correspond au nombre de pavés sur lesquels il y a eu orage durant la période 1997 à 2001 (un même pavé est compté autant de fois qu'il a connu de journées d'orage), sur le territoire métropolitain. Ce résultat représente 5,6% de la totalité des pavés scrutés. Les paramètres les moins corrélés sont le nombre d'impacts et l'amplitude moyenne. Une considération purement statistique conduirait à retenir ces deux paramètres. Cependant, la corrélation entre le nombre d'impacts et l'amplitude maximale est également assez faible. De plus l'amplitude maximale est plus pertinente que l'amplitude moyenne vis-à-vis des dommages que la foudre est susceptible d'engendrer. Le choix du couple de paramètres se porte donc sur le nombre d'impacts et l'amplitude maximale.

Le choix de ces paramètres intègre la contrainte de disponibilité : des paramètres élaborés (type énergie, puissance) mais difficilement disponibles auraient sans doute satisfait davantage les spécialistes de la foudre.

2.3. Classes retenues et fonctionnement de l'échelle

Pour obtenir la fréquence des occurrences des couples, 50 classes de même largeur (23 pour le nombre d'impact et 1881,5 kA pour l'amplitude maximale) sont définies pour chacun des deux paramètres (les fréquences par classe sont présentées dans la figure 2). Les couples de données les plus fréquents correspondent à un nombre d'impacts de l'ordre d'une à quelques dizaines d'impacts, et à une amplitude maximale de l'ordre d'une cinquantaine de kilo ampères. Cependant, cet ordre de grandeur du nombre d'impacts (une dizaine) peut correspondre à de très fortes amplitudes maximales. De même, l'ordre de grandeur de l'amplitude maximale (une cinquantaine de kilo-ampères) peut correspondre à un grand nombre d'impacts. Ces faits illustrent à nouveau la faible corrélation existant entre ces deux paramètres.

La figure 2 constitue un support visuel pour la détermination des seuils permettant d'obtenir nos cinq classes de fréquence d'événements. La première classe doit correspondre aux cas les plus fréquents (a priori les moins dangereux), les suivantes comportant des fréquences d'occurrences de plus en plus faibles (suivant approximativement un rapport 2 entre chaque classe). On souhaite se rapprocher des pourcentages suivants : classe 1 à 50 % des événements, classe 2 à 25 %, classe 3 à 15 %, classe 4 à 7 %, classe 5 à 3 %.

Pour définir arbitrairement un premier seuil pour chaque paramètre, on utilise deux sources d'informations : la visualisation du graphe précédant ainsi que la connaissance des valeurs moyennes de ces paramètres (16,4 pour le nombre d'impact et 59,7 pour l'amplitude maximale). Les seuils devant être arrondis, les premiers seuils correspondent à 20 impacts et 50 kA.

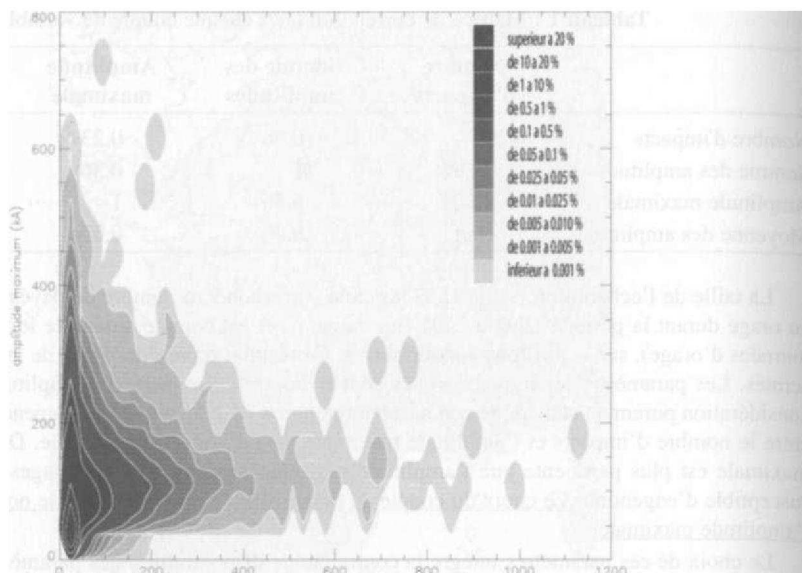


Figure 2 : Répartition des fréquences d'occurrence des couples (nombre d'impacts, amplitude maximale).

Le choix des autres seuils est tributaire des distributions des valeurs de chacun de ces paramètres. Ces dernières sont visibles soit sur le graphe précédent, soit sur leur fonction de répartition. Si la décroissance de la population du nombre d'impacts est très rapide lorsque ce nombre augmente, elle est plus progressive dans le cas de l'amplitude maximale. Ces observations conduisent à choisir une évolution plutôt exponentielle des seuils concernant le nombre d'impacts, et une évolution linéaire de ceux de l'amplitude maximale. Ces seuils sont les suivants :

- Nombre d'impacts (N) : seuil de 20, 40, 80 et 160;
- Amplitude maximale (Amax) : seuils de 50, 100, 150 et 200 kA.

L'échelle proposée est donc la suivante (Tableau 2) :

Tableau 2 : Echelle d'intensité de la foudre.

		Nombre d'impact N				
		1 < N < 20	20 < N < 40	40 < N < 80	80 < N < 160	160 < N
Amplitude maximale Amax (kA)	Amax < 50	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5
	50 < Amax < 100	Classe 2	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5
	100 < Amax < 150	Classe 3	Classe 3	Classe 3	Classe 4	Classe 5
	150 < Amax < 200	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 5
	200 < Amax	Classe 5	Classe 5	Classe 5	Classe 5	Classe 5

La classe communale est donc déterminée à partir des intensités physiques sur le pavé incluant la commune, en retenant la classe maximale donnée par chacun des critères. Les classes doivent vérifier les pourcentages d'occurrences de chaque classe espérés. Les résultats obtenus sont les suivants, ce

qui est effectivement le cas : 48,6% des événements pour la classe 1, 27,9% pour la classe 2, 14,1% pour la classe 3, 6,2% pour la classe 4 et 3,1% pour la classe 5.

On peut définir également la Classe 0 comme l'absence d'orage sur le pavé. En cas de plusieurs communes touchées et pour limiter les requêtes, on propose de découper la zone touchée en n pavés et d'appliquer l'intensité du pavé à toutes les communes qu'il contient. Si une commune est sur plusieurs pavés, il est proposé de choisir le maximum des classes sur chacun des pavés concernés. La classe de l'événement père (par exemple la ligne de grain traversant la France) peut être définie par le cumul des intensités sur le pavé, le cumul des intensités communales ou la classe maximum sur l'ensemble des pavés.

2.4. Exemple de tests sur un événement récent : orages sur le Nord-Est du 23 juillet 2001

Des orages démarrent sur le relief des Vosges et du Jura, et deviennent nombreux à partir du lundi 23 à 16h légales, tandis que de nouveaux orages éclatent en Lorraine. Des orages éclatent un peu plus tardivement sur le Nord-Est de la Franche-Comté, ainsi qu'en plaine d'Alsace, de façon très isolée. Ces orages s'évacuent lentement vers le Nord au cours de la nuit du lundi 23 au mardi 24. Des interventions sont mentionnées dans pratiquement tous les départements du Nord-Est, sauf le Jura (épargné) et le Bas-Rhin (touché de façon très éphémère). Le département de la Moselle est le plus touché : c'est là que se sont produits les orages les plus durables et probablement les plus violents, au vu des densités de foudre et des images radar. Il ne s'agissait pas d'orages généralisés, mais d'orages isolés suffisamment nombreux et violents pour générer des dégâts en de multiples endroits.

Les résultats communaux sont les suivants : Strasbourg est en classe 2 (N=29 impacts, Amax=29,3 kA), Mulhouse est en classe 3 (N=42 impacts, Amax=44,0 kA), Geishouse est en classe 3 (N=79 impacts, Amax=82,7 kA), Lunéville est en classe 5 (N=163 impacts, Amax=43,4 kA).

Il est intéressant de noter que ces orages isolés concernant tout le Nord-Est de la France sont clairement distinguables vis-à-vis de leur activité électrique. De plus, les classes communales reflètent au moins qualitativement les dégâts plus ou moins importants occasionnés par ces orages. En effet, aucune intervention n'a été mentionnée dans le Bas-Rhin (Strasbourg est en classe 2), contrairement au Haut-Rhin (Mulhouse et Geishouse sont en classe 3). Enfin, Lunéville qui a connu des dégâts importants (magasins inondés, cheminée foudroyée) est bien en classe 5. D'autres tests ont été menés sur d'autres événements et confirment la pertinence de l'échelle.

Conclusion

L'étude climatologique établit ou confirme plusieurs résultats intéressants. Pour la fréquence des orages, on observe un gradient positif du Nord-Ouest au Sud-Est. Cependant cette fréquence est affectée par les saisons : sur l'ensemble de la France, le nombre de jours d'orage en hiver est nettement moins élevé qu'en été. Une échelle d'intensité du phénomène foudre selon les critères proposés par le M E D D a été élaborée. L'absence d'échelle reconnue pour un tel événement nous a laissé une grande marge de manœuvre quant au choix de la méthode, des seuils et du mode de fonctionnement. L'échelle obtenue présente l'avantage d'être facilement exploitable en mode opérationnel, puisqu'elle ne fait intervenir que des paramètres directement accessibles à partir de la base de données foudre : nombre d'impacts, amplitude maximale. Le choix de ces deux paramètres tient compte du fait que le danger augmente avec le nombre d'éclairs (qui sont tous potentiellement dangereux) et du fait que les éclairs les plus forts sont les plus dangereux. L'échelle comprend cinq niveaux, caractéristiques de la fréquence de l'événement, qui permettent de positionner une surface carrée de 20 km de côté ayant subi un épisode orageux, et partant, une commune à l'intérieur de cette surface.

Cependant, le lien entre l'intensité du phénomène et les dégâts engendrés n'est pas systématique. En effet, il est possible qu'une faible intensité de foudroiement soit à l'origine de dégâts importants, tandis qu'une forte peut n'avoir aucune conséquence. Ce type de liens pourrait être étudié via la base de données de retour d'expérience du MEDD. Cependant le caractère aléatoire de la foudre nous

empêche d'envisager une échelle où les liens entre intensité physique et dégâts seront forts et systématiques : ces relations doivent se vérifier sur un grand échantillon et avec des critères assez souples.

Bibliographie

- CHEZE J.-L., PIRCHER V., 1993 : *Electricité atmosphérique et systèmes orageux*, La Météorologie, 8^{ème} Série, n°4.
- LASSEGUES P., HELLOCO F., KERDONCUFF M., GUEGUEN C, 1997 : *Eléments d'une climatologie des caractéristiques des impacts de foudre*, note interne du SCEM n°26.
- HELLOCO F., LE BOULCH M., TOURTE J.L., 1989 : *Météorage : le réseau national de surveillance des orages*, revue R G E n°3.
- CADIOU M., SOCIETE METEORAGE, 1995 : *Phénomènes météorologiques, orages et coups de foudre*, revue MetMar n°166.
- CEMAGREF, GEOSCIENCES -CONSULTANTS, METEO-FRANCE, 2002 : *Détermination d'échelles d'intensité en 5 niveaux pour différents aléas*, étude réalisée pour le MEDD, rapports de synthèse.
- ORLANSKII., 1975 : *A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric processes*, Bulletin American Meteorological Society, Vol. 56, N° 5.
- ROEDER W.P. et al, 1999 : *Lightning Launch Commit Criteria for America's Space Program*, 11th International Conference on Atmospheric Electricity, NASA/CP-1999-209261.
- S HI MURA T. et al, 1999 : *Characteristics of "superbolt" related winter thunderclouds over the Japan Sea*, NASA, 11th International Conference on Atmospheric Electricity, NASA/CP-1999-209261.

FREQUENCE DES INTEMPERIES ET DES PRECIPITATIONS ABONDANTES EN VALAIS (ALPES SUISSES OCCIDENTALES) DURANT LE 20^{EME} SIECLE

S. ATTINGER ET J.-M. FALLOT

*Institut de Géographie, Université de Lausanne, BFSH 2, CH-1015 Lausanne, Suisse
E-mail : sylvianeattinger@freesurf.ch ou Jean-Michel.Fallot@igul.unil.ch*

Résumé

L'analyse de la fréquence des épisodes très pluvieux (> 100 mm en 3 jours) en Valais durant le 20^{ème} siècle montre une augmentation sensible de ces derniers à partir de 1975 dans les régions proches du versant Sud des Alpes (Haut-Valais). Cette tendance s'observe principalement en automne et elle semble résulter d'un renforcement de l'activité des situations météorologiques cycloniques du Sud-Ouest à Sud-Est.

Abstract

The frequency analysis of episodes with heavy precipitation (> 100 mm in 3 days) during the 20th century in the canton of Valais shows a significant increase of these episodes since 1975 in the regions near the southern alpine slope (Haut-Valais). This trend is particularly obvious in autumn and seems to result from strongest activity of southerly cyclonic meteorological situations.

Mots-clés : Précipitations abondantes, intempéries, situations météorologiques, classification de Hess-Brezowsky, Valais, Haut-Valais, automne, 20^{ème} siècle.

Keywords : heavy precipitation, bad weather, meteorological situations, Hess-Brezowsky classification, Valais, Haut-Valais, autumn, 20th century.

Introduction

Plusieurs études ont montré que le réchauffement du climat devrait notamment s'accompagner d'une hausse des précipitations extrêmes et moyennes en Europe centrale (Bader et Kunz, 1998 ; Frei et al., 2000 ; Frei et Schaer, 2001). En Suisse, une telle augmentation est perceptible pour les fortes précipitations (> 50 mm en 24 heures) depuis 1975 et elle concerne surtout 2 régions : les Préalpes orientales et le Valais (Fallot, 2000). D'où l'intérêt de vérifier si une telle hausse ne se rencontre pas aussi pour des précipitations abondantes tombant durant au moins 3 jours, car elles sont à l'origine des intempéries les plus graves dans les Alpes, à l'image des épisodes critiques de septembre 1993 et d'octobre 2000 qui ont affecté le Sud des Alpes et le canton du Valais (Attinger, 2002). Une attention particulière a donc été portée sur ce canton, région intra-alpine sensible, d'autant qu'il est prévu d'entreprendre une 3^{ème} grande correction des eaux du Rhône après ces deux épisodes d'intempéries catastrophiques.

1. Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Valais

Pour cette étude, nous avons d'abord analysé quelques épisodes avec des précipitations abondantes et identifié les situations météorologiques ayant provoqué des intempéries importantes en Valais (cf. figure 1) durant le 20^{ème} siècle. Ensuite, nous avons comptabilisé le nombre d'épisodes avec des précipitations abondantes supérieures à 100 mm en 72 heures durant le 20^{ème} siècle pour 8 stations réparties sur l'ensemble du Valais et ayant fonctionné sans interruption depuis 1901. Afin

de mieux documenter les variations régionales et locales, cette analyse a inclus 22 autres stations pour une période plus courte (1961-2000).

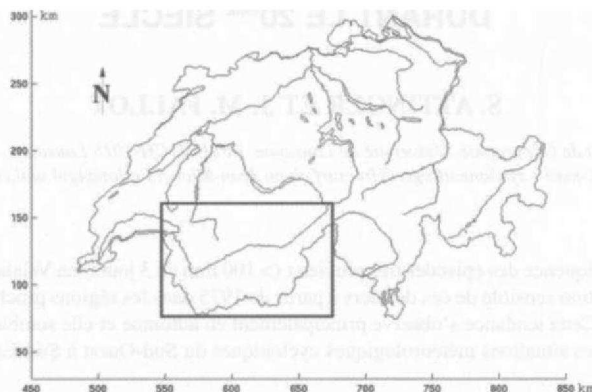


Figure 1 : Localisation de la région d'étude en Suisse.

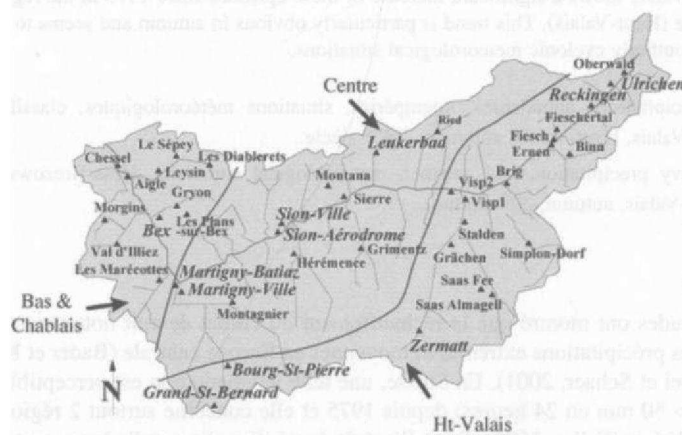


Figure 2 : Localisation des stations pluviométriques utilisées et division de l'espace étudié en 3 régions en fonction de leur régime pluviométrique. Les stations en service depuis 1901 sont représentées en italique.

Le territoire étudié a été subdivisé en 3 grandes régions (**figure 2**) en fonction de leur régime pluviométrique, à savoir le Haut-Valais assez proche du Sud des Alpes, le Valais central et le Bas Valais & Chablais proche du Nord des Alpes suisses (Attinger, 2002).

La **figure 3** illustre l'évolution des épisodes très pluvieux sur l'ensemble du 20^e siècle pour les différentes régions. Etant donné que la région du Bas-Valais et Chablais ne comporte qu'une seule station en service depuis 1901, nous l'avons intégrée au groupe du Valais central. De plus, nous avons décidé d'isoler la station du Grand-St-Bernard, car ses résultats présentent une évolution singulière depuis le début des années 80, lorsqu'elle a été automatisée. Dans les 2 autres groupes ainsi constitués, le nombre d'épisodes très pluvieux fluctue plus ou moins fortement durant le 20^e siècle, mais il augmente sensiblement dans le Haut-Valais depuis le milieu des années 70.

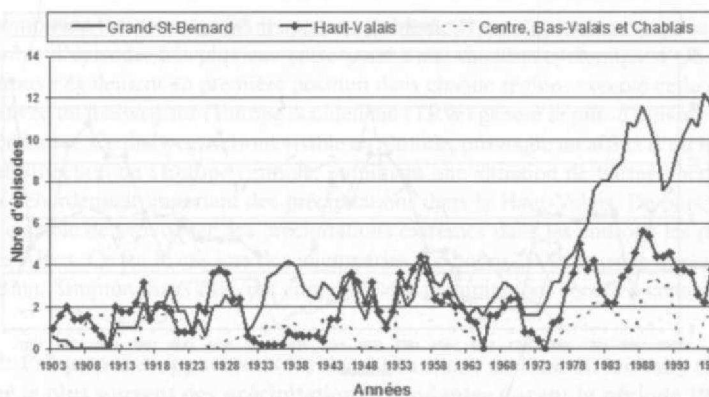


Figure 3 : Evolution de la fréquence des épisodes très pluvieux (> 100 mm en 3 jours) en Valais durant le 20^{ème} siècle (8 stations) : moyennes mobiles sur 5 ans.

Pour la période 1961-2000 (figure 4), les 22 stations supplémentaires disponibles confirment une certaine augmentation des épisodes avec des précipitations abondantes depuis 1975, notamment dans le Haut-Valais. Dans cette région, ces épisodes se rencontrent le plus souvent au printemps et en automne (figure 5) lorsque les situations de barrage au Sud des Alpes sont les plus fréquentes. Les années 1980 se signalent par un nombre élevé d'épisodes très pluvieux au printemps. Mais l'automne reste la saison la plus touchée par les précipitations abondantes et la fréquence de ces dernières a sensiblement augmenté durant la dernière décennie du 20^{ème} siècle.

Parmi ces nombreux épisodes très pluvieux, 2 d'entre eux (22-24 septembre 1993 et 13-15 octobre 2000) ont provoqué des crues catastrophiques dans la partie supérieure du bassin du Rhône. L'automne constitue en effet la saison la plus critique en matière d'intempéries dans cette région pour 2 raisons principales : la forte évaporation de la mer Méditerranée à cette période de l'année ainsi que la limite élevée de l'isotherme 0°C. En conséquence, l'air méditerranéen doux et très humide peut occasionner durant les mois de septembre à novembre des précipitations extrêmement abondantes et essentiellement liquides sur les reliefs alpins par effet de barrage, ce qui conduit à un ruissellement très élevé.

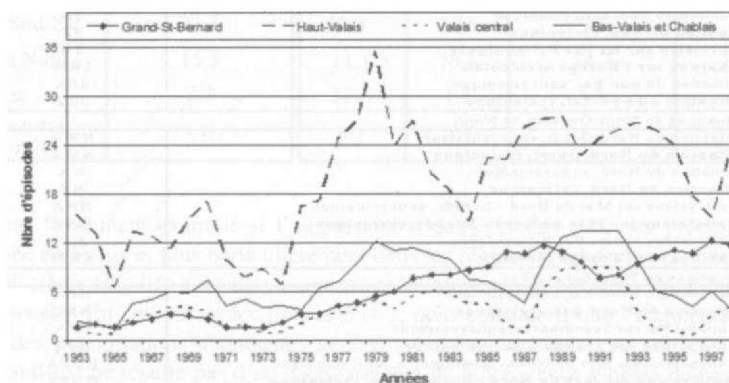


Figure 4 : Evolution de la fréquence des épisodes très pluvieux (> 100 mm en 3 jours) en Valais durant la période 1961-2000 (30 stations) : moyennes mobiles sur 5 ans.

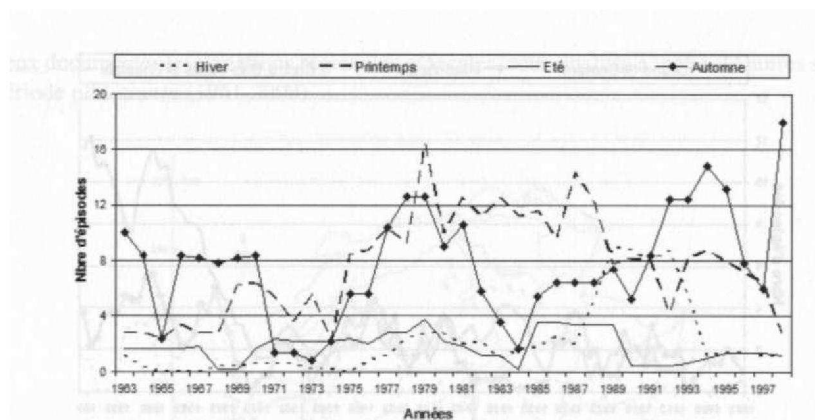


Figure 5 : Evolution saisonnière de la fréquence des épisodes très pluvieux (> 100 mm en 3 jours) dans le Haut-Valais (sans le Grand St-Bernard) durant la période 1961-2000 : moyennes mobiles sur 5 ans.

2. Evolution des types de temps à l'origine des épisodes avec des précipitations abondantes

Nous avons ensuite identifié les situations météorologiques typiques les plus souvent à l'origine des précipitations abondantes mesurées dans les 3 grandes régions du Valais, à partir de la classification de Hess-Brezowsky (HB) effectuée tous les jours par l'Institut allemand de Météorologie depuis 1881 jusqu'en 1998. Cette classification (**tableau 1**), qui se base sur la position des grands centres d'action influençant le temps en Allemagne ainsi que sur la direction générale des flux sur l'Europe centrale, distingue 29 situations météorologiques typiques (Gerstengarbe et Werner, 1993).

Tableau 1: Les situations météorologiques de Hess-Brezowsky (HB) classées selon la direction générale de l'advection. Les situations cycloniques sont représentées en gras

Type de situation météorologique selon la classification de HB	Abréviation
A. Situations d'Ouest	
1. Situation d'Ouest, anticyclonique	WA
2. Situation d'Ouest, cyclonique	WZ
3. Situation d'Ouest, méridionale	WS
4. Situation d'Ouest "formant un angle"	WW
B. Situations du Sud-Ouest, Sud et Sud-Est	
5. Situation du Sud-Ouest, anticyclonique	SWA
6. Situation du Sud-Ouest, cyclonique	SWZ
7. Situation du Sud, anticyclonique	SA
8. Situation du Sud, cyclonique	SZ
9. Dépression sur les Iles Britanniques	TB
10. Thalweg sur l'Europe occidentale	TRW
11. Situation du Sud-Est, anticyclonique	SEA
12. Situation du Sud-Est, cyclonique	SEZ
C. Situations du Nord-Ouest et du Nord	
13. Situation du Nord-Ouest, anticyclonique	NWA
14. Situation du Nord-Ouest, cyclonique	NWZ
15. Situation du Nord, anticyclonique	NA
16. Situation du Nord, cyclonique	NZ
17. Anticyclone sur Mer du Nord - Islande, anticyclonique	HNA
18. Anticyclone sur Mer du Nord - Islande, cyclonique	HNZ
19. Anticyclone sur les Iles Britanniques	HB
20. Thalweg sur l'Europe centrale	TRM
D. Situations du Nord-Est et d'Est	
21. Situation du Nord-Est, anticyclonique	NEA
22. Situation du Nord-Est, cyclonique	NEZ
23. Anticyclone sur Scandinavie, anticyclonique	HFA
24. Anticyclone sur Scandinavie, cyclonique	HFZ
25. Anticyclone sur Mer du Nord - Scandinavie, anticyclonique	HNFA
26. Anticyclone sur Mer du Nord - Scandinavie, cyclonique	HNFZ
E. Centre d'action sur l'Europe centrale	
27. Anticyclone sur l'Europe centrale	HM
28. Pont de haute pression sur l'Europe centrale	BM
29. Dépression sur l'Europe centrale	TM

Pour l'ensemble du territoire étudié, il apparaît (**tableau 2**) que la situation responsable de loin du plus grand nombre d'épisodes très pluvieux correspond à une situation cyclonique d'Ouest (WZ). Cette dernière se retrouve également en première position dans chaque région, excepté celle du Haut-Valais où la situation avec un thalweg sur l'Europe occidentale (**TRW**) génère le plus d'épisodes avec des précipitations abondantes. Ce thalweg, surtout visible en altitude, provoque un afflux d'air humide du Sud-Ouest à Sud en direction de l'Europe centrale, entraînant une situation de barrage active au Sud des Alpes avec un débordement important des précipitations dans le Haut-Valais. De plus, cette situation est également capable de provoquer des précipitations extrêmes dans les endroits les plus proches du versant sud des Alpes. Ce fut le cas lors des intempéries d'octobre 2000, puisque quelques stations de cette région (Binn, Simplon, Saas Fee) ont enregistré des précipitations record à cette occasion.

Tableau 2: Fréquence d'apparition (%) des 6 situations de Hess-Brezowsky (HB) ayant provoqué le plus souvent des précipitations abondantes durant la période 1961-1998.

HB	Valais & Chablais	HB	Ht-Valais	HB	Centre	HB	Bas & Chablais	HB	Grand-St-Bernard
WZ	25.3	TRW	21.5	WZ	47.3	WZ	47.3	WZ	32.8
TRW	13.3	WZ	13.5	WS	8.8	ws	14.9	TRW	11.1
WS	7.2	TB	6.7	swz	7.4	NWZ	5.5	WS	7.6
TRM	6.4	SA	6.3	NWZ	7.4	TRM	4.4	TRM	6.2
NWZ	4.7	HNfZ	5.3	TRM	6.8	SWZ	4.0	WW	5.5
TB	4.3	SEZ	5.1	TRW	5.4	WW	3.3	TB	4.4
TOTAL	61.1	TOTAL	58.5	TOTAL	83.1	TOTAL	79.3	TOTAL	67.6

Si on regroupe les situations HB en fonction de la direction générale des flux sur l'Europe centrale, on remarque que les situations cycloniques d'Ouest amènent le plus souvent des précipitations abondantes en Valais, suivies de celles du Sud-Ouest à Sud-Est, puis de celles du Nord-Ouest à Nord (**tableau 3**). Dans le Haut-Valais, les situations du Sud-Ouest à Sud-Est viennent par contre largement en tête devant celles d'Ouest, ce qui souligne une fois encore le caractère particulier de cette région.

Tableau 3: Fréquence d'apparition (%) des situations regroupées de Hess-Brezowsky (HB) ayant provoqué des précipitations abondantes durant la période 1961-1998.

Situations regroupées	Valais & Chablais	Ht-Valais	Centre	Bas & Chablais	Grand-St-Bernard
Ouest	36.0	17.5	58.8	66.9	46.2
Sud-Ouest à Sud-Est	33.5	52.3	19.6	9.5	30.0
Nord-Ouest à Nord	15.3	11.1	15.5	14.2	13.4
Nord-Est à Est	8.7	12.6	1.4	3.3	6.5
Centre d'action sur l'Europe centrale	5.0	5.3	3.4	4.4	2.8

Nous avons finalement examiné si l'augmentation des épisodes avec des précipitations abondantes observée en Valais et plus particulièrement dans les régions proches du versant sud des Alpes durant le 20^{ème} siècle était liée à un accroissement de la fréquence de certaines situations cycloniques de Hess Brezowsky. En comparant les figures 6 et 7, nous constatons que l'augmentation observée depuis 1975 des précipitations abondantes générées par les situations cycloniques d'Ouest et du Sud-Ouest à Sud-Est ne résulte pas d'un accroissement de la fréquence globale de ces situations-là. Nous en déduisons donc qu'un pourcentage plus élevé de situations d'Ouest et du Sud-Ouest à Sud-Est est capable de générer des précipitations abondantes dans les régions du Valais situées à proximité du versant sud des Alpes depuis le milieu des années 70.

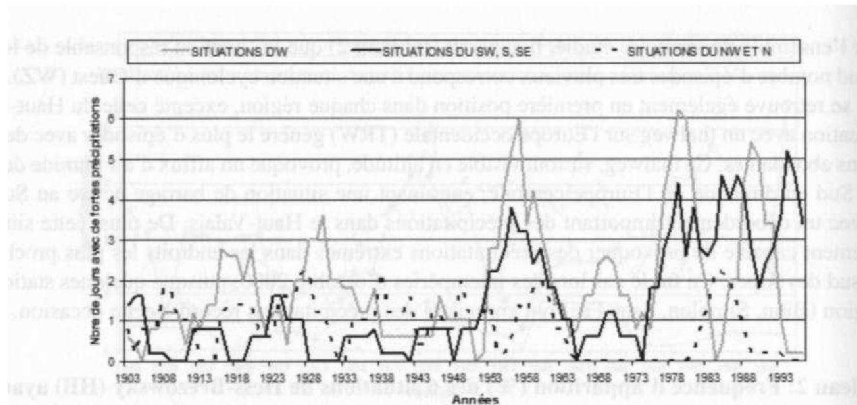


Figure 6 : Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes selon la direction de l'advection générale correspondante pour l'ensemble du Valais & Chablais (sans le Grand St-Bernard) durant la période 1901-1998 : moyennes mobiles sur 5 ans.

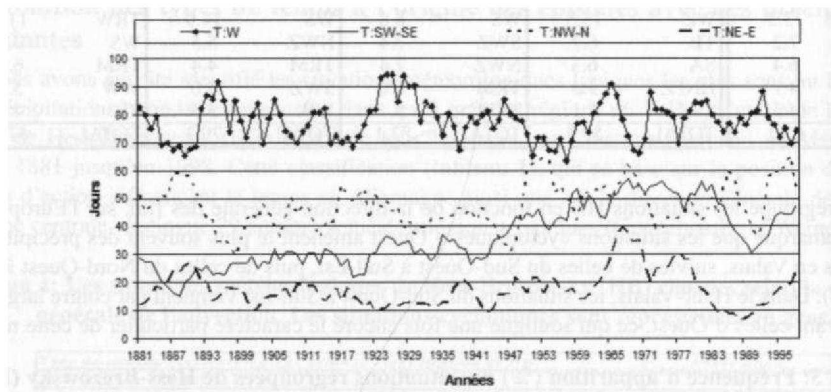


Figure 7 : Evolution de la fréquence des situations cycloniques (1) de Hess-Brezowsky pour la période 1881-1998 : moyennes mobiles sur 5 ans.

Conclusion

L'étude de la fréquence des épisodes avec des précipitations abondantes au niveau des Alpes suisses occidentales sur l'ensemble du 20^{ème} siècle montre que ceux-ci augmentent sensiblement dans la région du Haut-Valais à partir du milieu des années 70. La prise en compte de stations supplémentaires pour la période 1961-2000 confirme cette tendance et nous permet de préciser qu'elle se ressent principalement en automne dans cette région-là.

Dans un deuxième temps, l'utilisation de la classification de Hess-Brezowsky nous a permis d'identifier les situations météorologiques le plus souvent à l'origine de ces épisodes très pluvieux. Il apparaît que les situations cycloniques d'Ouest provoquent le plus fréquemment des précipitations abondantes sur l'ensemble du territoire étudié. Seule la région du Haut-Valais est davantage exposée aux advections cycloniques de secteur Sud-Ouest à Sud-Est. Parmi celles-ci, la situation météorologique caractérisée par un thalweg sur l'Europe occidentale (TRW) génère les précipitations durables les plus fréquentes et abondantes, pouvant atteindre des valeurs considérables à proximité du versant sud des Alpes.

Enfin, nous avons constaté que la tendance à la hausse des épisodes très pluvieux s'explique principalement par une augmentation des précipitations abondantes générées par des situations du

Sud-Ouest à Sud-Est et dans une moindre mesure d'Ouest. Etant donné que la fréquence globale de ces situations cycloniques n'a pas augmenté dans le même temps, nous pouvons en déduire qu'un pourcentage plus élevé de ces dernières est capable de générer des précipitations abondantes depuis le milieu des années 70. Cette tendance, qui se ressent particulièrement dans le Haut-Valais durant la saison automnale, confirmerait ainsi les résultats des modèles climatiques qui prévoient une lente évolution du climat de la Suisse vers un climat de type méditerranéen et une intensification des événements extrêmes (Bader et Kunz, 1998 ; OcCC, 1998 ; OcCC, 2002).

Bibliographie

- ATTINGER S., 2002 : *Etude des intempéries et des précipitations abondantes en Valais durant le 2^Qème siècle*. Mémoire de licence de l'Université de Lausanne non publié, 81 p. + annexes.
- BADER S. et KUNZ P. 1998 : *Climat et risques naturels - La Suisse en mouvement*. Rapport scientifique final PNR 31. GEORG Genève, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 312 p.
- FALLOT J.-M., 2000 : Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20^e - siècle. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Volume 13, p. 100-109.
- FREI C, DAVIES H. C., GURTZ J. et SCHAER C, 2000 : Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, 1, p. 281-299.
- FREI C. et SCHAER C, 2001 : Détection probabilistic of trends in rare events : Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *Journal of Climate*, 14, p. 1568-1584.
- GERS TENGARBE F.W. et WERNER P.C., 1993 : *Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmut Brezowsky 1881-1992*. Berichte der Deutschen Wetterdienstes n° 113, Offenbach am Main, 249 p. Rapport périodiquement réactualisé sur Internet à l'adresse suivante : www.pik-potsdam.de/~uwerner/gwl
- OcCC, 1998 : *La Suisse face au changement climatique - Impacts des précipitations extrêmes*. Rapport sur l'état des connaissances. Organe consultatif en matière de recherche sur le climat et les changements climatiques (OcCC), Proclim, Berne, 33 p.
- OcCC, 2002 : *Das Klima ändert auch in der Schweiz. Die wichtigsten Ergebnisse des dritten Wissensstandsberichts des IPCC aus der Sicht der Schweiz*. Organe consultatif en matière de recherche sur le climat et les changements climatiques (OcCC), Proclim, Berne, 46 p.

SIGNIFICATIVITE DES TENDANCES PLUVIOMÉTRIQUES PLURIANNUELLES

I. Haidu

Université Babeş-Bolyai de Cluj-Napoca, Faculté de Géographie, 5-7 rue Clinicilor,
3400 Cluj-Napoca, Roumanie, ionel_haidu@yahoo.com

Résumé

L'interprétation des tendances climatiques citées dans la littérature est souvent influencée par la méthode de travail utilisée, par la longueur de la série et par la façon de définir les composantes de la série temporelle. C'est pourquoi ce travail examine les sommes annuelles des précipitations de 20 stations d'Europe, du point de vue de plusieurs hypothèses stochastiques. La tendance globale, déterminée par ajustement polynomial sur l'ensemble de la série, ne coïncide pas toujours pour la dernière sous-période (10-20 ans) avec le sens de la tendance sur cette sous-période. La méthode de différenciation est avantageuse du point de vue technique (risque réduit d'erreur dû à la technique de travail), mais elle a l'inconvénient de ne pas permettre la visualisation et l'interprétation globale ou par sous-périodes de la dynamique du niveau moyen de la série. On montre que la série de précipitations annuelles peut être considérée comme la réalisation d'un processus stochastique non-ergodique, composé d'une série stationnaire ergodique, et d'une variable aléatoire déterminée par l'existence de tendances propres à des sous-ensembles de la série. Seules les tendances sur ces séquences sont exemptes de la subjectivité résultant de l'augmentation ou la réduction de la longueur de la série temporelle. L'élimination de la composante des tendances séquentielles, destinée à stationnariser la série, permet automatiquement l'élimination de la tendance globale. Cette approche des tendances permet la modélisation stochastique avec un moindre risque de produire des erreurs dues à la méthode utilisée; en outre, elle a l'avantage de permettre la visualisation de la dynamique du niveau moyen de la série.

Abstract

The significance of multiannual pluviométrie trends. The interpretation of the climatic trends quoted in the literature is often influenced by the method used, by the length of the series and by the way how the components of the temporal series have been selected. This is why this paper examines the annual precipitation sums from 20 European stations from the point of view of several stochastic hypotheses. The global trend, determined by polynomial adjustment over the whole time series, does not always coincide for the last sub-period (10-20 years) with the direction of the trend of the sub-period in question. The differentiation method has technical advantages (low error risk due to the technique used), but it does not allow the visualisation and interpretation of the dynamics of the mean level of the series globally or by sub-periods. This paper demonstrates that the series of annual precipitation can be considered as a stochastic non-ergodic process composed of an ergodic stationary series and an aleatory variable determined by the existence of trends common to sequential series. Only sequential trends are free of the subjectivism resulting from the increase or decrease of the length of temporal series. By the elimination of the component of sequential trends, in order to stationarise the series, the global trend is eliminated automatically. This approach allows stochastic modelling with a lower risk of producing errors due to work methods; moreover, it has the advantage to allow the visualisation of the dynamics of the mean level of the series.

Mots clés : tendances globale et séquentielles, précipitations, processus stationnaire non-ergodique.

Key words : global and sequential trends, precipitation, non-ergodic stationary process.

Introduction

Les nombreuses études parues dans les dernières années ne concluent pas de façon certaine en ce qui concerne l'augmentation ou la diminution des quantités annuelles de précipitations au niveau régional. L'interprétation des différentes tendances citées est souvent influencée par la méthode de

travail utilisée, par la longueur de la série, et par le mode de définition des composantes (séquences) de la série temporelle. Il n'y a pas une opinion unanime sur la définition des tendances, ni une méthodologie adéquate d'analyse des séries chronologiques en fonction des caractéristiques statistiques et physiques du processus considéré. Les séries pluviométriques annuelles sont les plus simples du point de vue des caractéristiques statistiques. Pour l'analyse statistique des sommes annuelles des précipitations atmosphériques il existe à l'heure actuelle plusieurs possibilités d'approche qui résultent des caractéristiques stochastiques de ces séries. De telles séries d'observations annuelles, enregistrées ponctuellement dans une station, peuvent être considérées comme la réalisation de l'un des types suivants de processus stochastiques: processus non-stationnaire, processus stationnaire non-corrélé connu aussi comme bruit blanc, processus stationnaire. La nécessité de faire un choix entre les hypothèses ci-dessus réside dans le fait que dans le cas d'une modélisation (reconstitution d'une série avec une erreur minimum) à l'échelle de temps pluriannuelle, l'élimination d'une tendance polynomiale de la série temporelle peut insérer artificiellement, en fonction de l'outil mathématique utilisé, des artefacts sur la série résiduelle et peut donc conduire à des conclusions erronées (Box et Jenkins, 1976; Brokwell et Davis, 1987; Kendall et Ord, 1990; Hipel et McLeod, 1994).

Dans ce contexte, qui reste non-conclusif malgré l'abondance de titres consacrés au sujet, la présente étude analyse les sommes annuelles des précipitations atmosphériques dans les stations climatiques suivantes: Aberdeen (1871-1980), Athènes (1895-1980), Belgrade (1888-1980), Berlin (1851-1980), Bucarest (1858-1990), Budapest (1841-1980), Copenhague (1821-1980), Iasi (1858-1980), Jérusalem (1861-1980), Lisbonne (1864-1980), Lodève (France, 1902-1992), Madrid (1860-1980), Milan (1768-1980), Moscou (1881-1980), Nicosie (1900-1980), Paris (1874-1980), St. Petersburg (1880-1980), Rome (1782-1980), Sibiu (1850-1990), Sulina (1858-1990), Vienne (1851-1980).

Le but de ce travail est d'examiner les séries de données du point de vue des hypothèses stochastiques mentionnées ci-dessus et de proposer une nouvelle hypothèse, le processus stationnaire non-ergodique, qui permet d'identifier et de visualiser les tendances séquentielles indépendamment de la longueur de la série de données. Cette méthode est adaptée au contexte des mesures météorologiques, à savoir longueur limitée de la période instrumentale et longueur « illimitée » du point de vue statistique du phénomène climatique. Pour l'ensemble de la période de manifestation d'un certain phénomène climatique, on dispose d'une « fenêtre » d'observation de seulement 150-200 années. Conformément à l'hypothèse de processus stationnaire non-ergodique, l'augmentation ou la diminution de la longueur de la série de données ne devrait pas influencer l'allure des tendances séquentielles ni les résultats d'une modélisation mathématique de la série. Ce travail ne se propose pas d'identifier les causes des tendances, ni de donner d'explications sur les périodes humides ou sèches, ou d'établir des liens entre le changement climatique global et les tendances pluviométriques. Son objectif est de mettre en œuvre une méthode de travail plus adaptée à la longueur finie et réduite des séries pluviométriques.

1. Différentes interprétations des tendances selon les procédures actuelles de définition et modélisation

Les études consacrées aux cumuls annuels de précipitations sont contradictoires en ce qui concerne l'existence ou le sens de tendances. Brazdil et Tarn (1990) mettent en évidence une tendance linéaire d'augmentation des précipitations sur la période 1881-1980 au Danemark, aux Pays Bas, en Allemagne, Pologne, ainsi qu'une diminution de celles-ci en Tchéquie, Slovaquie, Autriche, Hongrie. Goosens et Berger (1986), à partir de l'analyse statistique des séries les plus longues de précipitations annuelles de l'ouest de l'Europe, concluent qu'il n'y a pas de changements significatifs à long terme, ceux-ci étant caractérisés uniquement par des fluctuations de courte durée entre les valeurs minimales et maximales. Il n'y a que les précipitations de Lyon et De Bilt qui présentent des tendances claires à

l'augmentation après 1900. Palmieri et al. (1991) considèrent que les séries des sommes annuelles des précipitations en Italie ne présentent pas de tendance pour les 100 dernières années. Schönwiese et Birrong (1990) mettent en évidence une tendance linéaire positive des précipitations pour le nord de l'Europe et négative pour le sud de l'Europe. Carbonnel et Hubert (1994) arrivent à des résultats similaires, remarquant une diminution brusque, d'environ 20 - 25 %, de la majorité des séries pluviométriques en Roumanie et Bulgarie, à partir de 1983.

D'autres études sont moins affirmatives quant au choix entre l'existence d'une tendance ou la simple manifestation de la variabilité naturelle du climat. Schönwiese et al. (1990) examinent les conséquences de l'augmentation de la teneur en gaz à l'effet de serre sur 301 séries de précipitations saisonnières en Europe, entre 1880-1985, et concluent que le sud-ouest de l'Europe est soumis à une augmentation des précipitations hivernales, tandis que pour les autres saisons on note une diminution des précipitations dans certaines régions de l'Europe du Sud. En analysant 12 séries pluviométriques de la Péninsule Balkanique (1894 - 1985), Maheras et Kolyva-Machera (1990), montrent que la prédominance de la circulation méridionale est à la source de l'apparition de la tendance à la diminution des quantités annuelles de précipitations. Globalement, la plupart des stations sont caractérisées par une stabilité de la pluviométrie. Les séries des stations d'Athènes, Bucarest, Sibiu, Sofia, Sulina et Zagreb ne présentent aucune tendance. A Belgrade et Salonique apparaît une tendance positive à partir de 1935.

A partir de ces données, on peut craindre que l'évaluation des tendances pluviométriques soient le reflet d'une certaine subjectivité car l'identification et l'interprétation de celles-ci sont significativement influencées par la longueur de la série de données et la façon de définir la tendance. Par exemple, certains auteurs procèdent au test statistique de la tendance, et si celui-ci ne dépasse pas un certain seuil de signification, la série de données est considérée stationnaire, même si les représentations graphiques indiquent une croissance ou décroissance monotone.

L'utilisation de polynômes d'ajustement de différents degrés pour filtrer les séries, peut être en apparence contradiction avec les tendances dérivées sur les 20-30 dernières années de l'échantillon. A Rome, aussi bien qu'à Jérusalem, le calcul d'une tendance linéaire conclut à une diminution des précipitations, alors que les tendances polynomiales au-dessus du 5e degré indiquent une augmentation des quantités de précipitations durant les 20 dernières années. En Europe Centrale (Berlin, Vienne, Budapest) aussi bien qu'à Milan, le niveau général des séries reste relativement constant comme le montre la tendance linéaire, mais avec un ajustement, par exemple, du 6ème degré, pour la dernière sous-période d'approximativement 20 années il apparaît une augmentation quantitative évidente des précipitations. Copenhague est dans le même cas.

2. L'approche stochastique de la série continue

Du point de vue stochastique, les séries chronologiques peuvent être approchées de deux manières différentes. Elles peuvent être considérées soit comme le reflet d'un phénomène ayant un régime continu d'évolution, soit comme l'image de l'évolution d'un phénomène en régime discontinu. Les approches basées sur l'hypothèse de continuité sont les mieux connues: processus stationnaire non-corrélé (connu aussi comme bruit blanc), processus stationnaire et processus non-stationnaire.

2.1. Processus stationnaire non-corrélé (bruit blanc)

L'assimilation des totaux annuels des précipitations à un processus stationnaire non-corrélé est très en vogue chez les hydrologues, en particulier chez ceux ayant une formation mathématique, et chez les ingénieurs en général. Vandewiele (1988) considère que les sommes annuelles des précipitations atmosphériques sont imprévisibles, car ayant une espérance mathématique et une variance indépendantes du temps. En outre, la corrélation entre différentes années peut être considérée comme nulle quel que soit le décalage de temps (lag k). Du point de vue stochastique, un tel processus est sta-

tionnaire et non-corrélé. Le processus stationnaire non-corrélé, appelé aussi bruit blanc, noté $\{z_t\}$ est le processus pour lequel la corrélation (et la covariance) entre les différentes variables aléatoire: du processus est égale à zéro.

(une certaine valeur indépendante du temps)

$$\begin{cases} E z_t = 0 \\ \text{var } z_t = \sigma_z^2 \\ \text{cov}(z_t, z_{t+k}) = 0 \quad \forall k \end{cases} \quad \text{Dans ces conditions, le problème de l'existence d'une tendance ne se pose pas}$$

2.2. Processus stationnaire

En étudiant l'influence de la tendance des précipitations sur le ruissellement, certains hydrologues ont trouvé des arguments pour considérer les sommes annuelles des précipitations comme reflétant un processus stationnaire. Salas et al. (1980) ont observé, en analysant 1141 séries de précipitations aux Etats-Unis, que les précipitations annuelles, étant indépendantes dans le temps, sont très proches des caractéristiques d'un processus stochastique stationnaire. Le processus aléatoire $\{z_t\}$, où $t \in \mathbb{Z}$, est stationnaire si:

$$\begin{cases} E x_t = m_x \\ \text{var } x_t = \sigma_x^2 \\ \text{cov}(x_t, x_{t+k}) = \lambda_k \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{La moyenne et la variance de la variable aléatoire} \\ \text{sont indépendantes dans le temps.} \\ \text{La covariance entre deux variables aléatoires du} \\ \text{même processus est indépendante du temps et} \\ \text{dépend uniquement de lag } k \text{ (décalage de temps).} \end{array}$$

Les séries de données qui présentent les caractéristiques spécifiques aux processus stationnaires peuvent être modélisées à l'aide de certains modèles ARMA (Box et Jenkins, 1976; Kottegoda, 1980; Brockwell et Davis, 1987; Hipel et McLeod, 1994). On sait à partir de la littérature spécialisée qu'un certain type de modèle ARMA n'est acceptable que lorsque la série résiduelle (série primaire dont on a éliminé la série simulée) présente les caractéristiques d'un processus stationnaire non-corrélé. Dans une telle approche, le premier problème qui se posera sera celui de la stationnarisation des séries, soit par une différenciation d'un certain ordre, soit par l'identification et l'élimination de la tendance.

La littérature spécialisée indique que dans le cas de la modélisation stochastique, le choix de la tendance la plus adéquate est basé sur le degré de différenciations successives à partir duquel les résultats de cette opération demeurent constants. Cette méthode est avantageuse du point de vue technique (risque réduit d'erreur dû à la méthode de travail), mais elle a l'inconvénient de ne pas permettre la visualisation et l'interprétation de la dynamique du "niveau" moyen à l'échelle de l'ensemble de la série ou par sous-périodes. Les logiciels élaborés pour la modélisation stochastique (ITSM, MHTS, Prognosis) prévoient aussi l'option d'identification de la tendance polynomiale et de son élimination ultérieure. Mais on considère que l'ajustement polynomial ainsi réalisé est propre, en général, à l'hypothèse du processus stochastique non-stationnaire.

2.3. Processus non-stationnaire

A la différence de nombreux hydrologues, les climatologues suspectent l'existence de changements climatiques globaux susceptibles d'affecter l'évolution des divers éléments du Climat. De ce fait l'approche des totaux annuels des précipitations nécessite un recours à l'hypothèse de processus stochastique non-stationnaire. Pour expliquer la non-stationnarités, on procède, en règle générale, à l'identification des tendances polynomiales qui ont l'avantage de permettre la visualisation de l'évolution du niveau moyen de la série. Ullrich et al. (1991) observent que le sens de la tendance linéaire peut changer à long terme. Ainsi, pour la période 1889-1988, la tendance à l'augmentation des précipitations est établie pour l'Europe de l'Ouest, la Scandinavie, le nord-ouest de la Russie, et une diminution des précipitations est notée en Europe Centrale et du Sud. Pour la période 1959-1988,

la plus grande partie de l'Europe est affectée par une diminution linéaire des précipitations, la tendance à l'augmentation étant observée seulement en Suède et dans le nord-ouest de la Russie.

Le choix de la tendance polynomiale la plus adéquate (parmi plusieurs variantes possibles) est basé sur l'intensité du lien entre la série primaire et la série ajustée. Normalement, à mesure que la puissance du polynôme d'ajustement augmente, le coefficient de détermination R^2 augmente lui aussi. A titre de démonstration, on présente les résultats d'ajustements successifs à l'aide de polynômes de degrés croissants (du 1er au 6e degré) de la série de précipitations annuelles enregistrées à Rome sur une période de 200 ans, 1781-1980 (**Figure 1**). La meilleure tendance, au sens du coefficient de détermination, est donnée, dans ce cas, par le polynôme du degré le plus grand (6e degré dans notre cas) pour lequel $R^2 = 0,15$. Mais l'allure de la tendance change radicalement de telle sorte que, pour la dernière sous-période, celle qui nous intéresse le plus, des sens opposés peuvent apparaître. Cette inadéquation pour la dernière sous-période complique beaucoup l'interprétation réelle du phénomène et l'utilisation de l'ajustement polynomial dans le but de la poursuite de la modélisation. Ceci est une illustration de la non pertinence des tendances polynomiales dans l'optique d'une modélisation stochastique. Nous considérons que la tendance globale polynomiale n'a qu'une signification relative, son allure dépendant de la longueur de la série, et présentant souvent des contradictions aux extrémités.

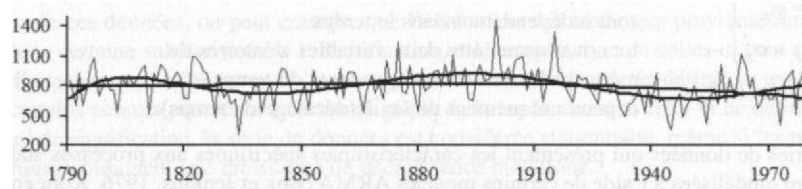


Figure 1 : Sommes annuelles des précipitations (mm) de Rome, auxquelles se superposent deux tendances polynomiales. Pour les dernières années, la courbe du 3^{ème} degré prédit une décroissance, alors que celle du 6^{ème} degré prévoit une augmentation.

3. Approche stochastique d'une série discontinue et conséquences pour la modélisation

Du fait des limitations des tendances polynomiales et de la méthode de différenciation, il apparaît nécessaire de développer une nouvelle approche qui permette à la fois la visualisation de l'évolution du niveau moyen de la série et sa modélisation stochastique, et qui soit insensible à la longueur de la série temporelle. Pour une période ou sous-période donnée on définira une tendance unique qui aura à la fois une signification physique et en même temps un niveau acceptable de significativité statistique. L'hypothèse du processus stationnaire non-ergodique répond à ces exigences. En effet, une série de précipitations annuelles peut être considérée comme la réalisation d'un processus stationnaire nonergodique (Haidu, 1997). La non-ergodicité d'un processus stochastique stationnaire se traduit par l'influence d'une variable aléatoire dans la structure du processus. On considère un processus dynamique stationnaire défini de la manière suivante:

$$Z_t = X_t + Y_t,$$

où: X_t est un processus stationnaire ergodique; Y_t est la variable aléatoire; X_t et Y_t ne sont pas corrélés entre eux. La moyenne du processus Z_t est $m_z = m_x + m_y$, et la fonction de corrélation est $k_j(T) = k_j(X) + k_j(Y)$. Par élimination des tendances séquentielles des séries de précipitations annuelles et la construction des corrélogrammes, on obtient des graphiques similaires au comportement théorique conceptuel indiqué sur la **figure 2**.

Le processus stochastique est stationnaire mais non-ergodique, car chaque réalisation se distinguera des autres (elle aura des valeurs typiques différentes dans le temps) en fonction de la valeur que prendra.

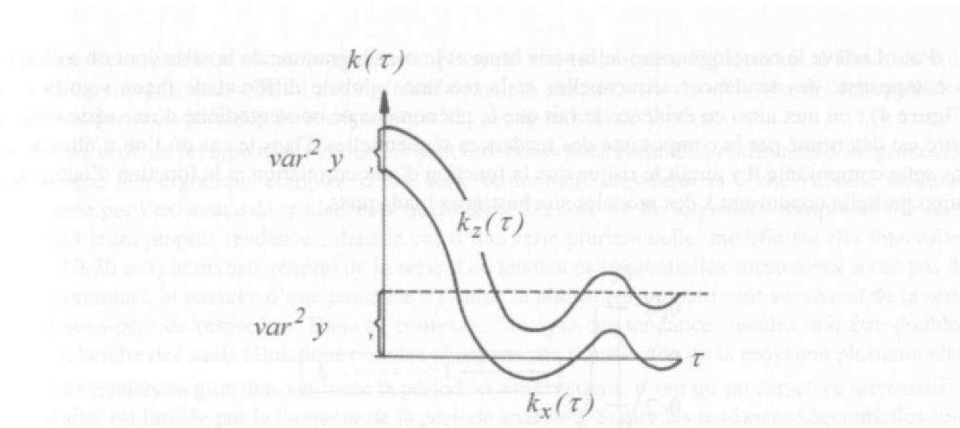


Figure 2 : Corrélogrammes théoriques des fonctions de corrélation d'un processus stationnaire non-ergodique $k_z(\tau)$ et ergodique $k_x(\tau)$.

La forme du corrélogramme que génère la variation de la fonction de corrélation $k(\tau)$ comparée à la variation de la fonction de corrélation $k_j r$ montre que $k_j T$ tend vers zéro quand $i \rightarrow \infty$, et dans les mêmes conditions $k_j r = var^2 y$. A mesure que l'intervalle de temps entre les valeurs de la fonction de corrélation augmente, le lien stochastique entre ces valeurs diminue continûment et la fonction de corrélation $k_j r$ tend vers la constante $var^2 y$. Par conséquent, le processus stochastique Z_t est ergodique seulement si Y est une constante. Si la moyenne temporelle dépend de la valeur que prend la variable aléatoire Y , on conclue que le processus stochastique Z_t n'est pas ergodique. En pratique,

la non-ergodicité est difficile à vérifier car on ne dispose pas de séries temporelles qui tendent vers l'infini. C'est pourquoi on se satisfait des conclusions établies à partir de la forme qu'ont les corrélogramme des fonctions de corrélation des composantes des séries temporelles.

Une série suffisamment longue peut être stationnaire dans son ensemble, mais elle n'est pas stationnaire sur des fragments de longueur raisonnable. Dans les conditions de cette hypothèse, la série pluviométrique annuelle est composée d'une série stationnaire ergodique et d'une variable aléatoire déterminée par l'existence de tendances séquentielles. Haidu et Mercier (1996) utilisent le test de Kendall - Mann pour l'identification des oscillations séquentielles de la moyenne. La courbe $u(t)$ calculée à l'aide de ce test met en évidence les moments de rupture de la stationnarité. Entre ces moments on peut mettre en évidence les tendances séquentielles sous la forme de segments de droite (Figure 3).

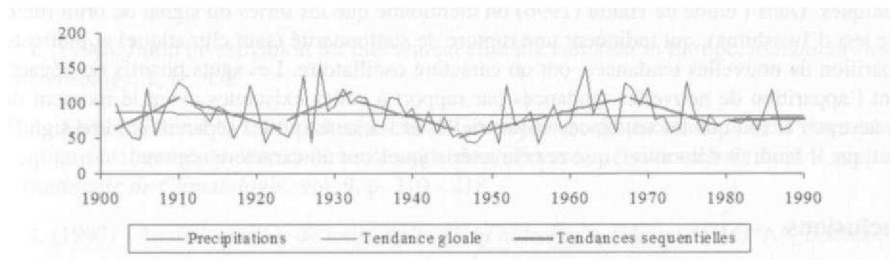


Figure 3 : Tendances globale et tendances séquentielles des précipitations annuelles de Lodève.

Pour Lodève le corrélogramme de la série brute et le corrélogramme de la série dont on a éliminé la composante des tendances séquentielles et la tendance globale diffèrent de façon significative (Figure 4) ; on met ainsi en évidence le fait que le phénomène de non-ergodicité d'une série stationnaire est déterminé par la composante des tendances séquentielles. Dans le cas où l'on n'éliminerait pas cette composante il y aurait le risque que la fonction d'auto corrélation et la fonction d'autocorrélation partielle conduisent à des modèles stochastiques inadéquats.

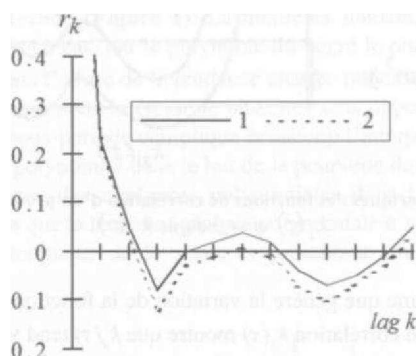


Figure 4 : Différence entre le corrélogramme de la série non - ergodique - 1 et ergodique - 2, pour la station de Lodève, due à la composante des tendances séquentielles.

A la différence d'une tendance globale linéaire, qui représente une croissance ou une décroissance monotone continue du niveau général de la série, la prise en compte de tendances séquentielles, dans le cas d'une série pluriannuelle, modifie sur des intervalles courts (10-30 ans) le niveau général de la série. Les tendances séquentielles successives n'ont pas de points communs, le passage d'une tendance à l'autre se réalise par un petit saut au niveau de la série dans la sous-période respective.

Une conséquence du traitement des séries annuelles dans la perspective de l'hypothèse du processus stationnaire non-ergodique est la nécessité de la recherche et de l'explication des changements significatifs de la moyenne pluriannuelle. Un nombre croissant de chercheurs parlent de certaines variations de longue durée des facteurs climatiques, qui induisent des ruptures de stationnarité dans la série temporelle et qui séparent les tendances monotones successives. Dans la classification des catégories de variabilité climatique de Hufty (2001) on rencontre les types « Rupture » et « Vacillations » qui impliquent implicitement une hypothèse de discontinuité. Pour la modélisation de ce genre de variation il faut recourir à des procédures de segmentation et à l'identification des sauts climatiques. Dans l'étude de Haidu (1996) on mentionne que les séries du signal de bruit (déterminé par le test d'Iwashima), qui indiquent une rupture de stationnarité (saut climatique) et indirectement, l'apparition de nouvelles tendances, ont un caractère oscillatoire. Les sauts positifs ou négatifs suggèrent l'apparition de nouvelles tendances par rapport à celles existantes avant le moment de saut. Pour accepter le fait que les tendances séquentielles et les sauts qui les séparent ont une signification climatique il faudrait démontrer, que ces caractéristiques ont un caractère régional.

Conclusions

- 1) La tendance déterminée par ajustements polynomiaux de degrés différents sur l'ensemble d'une série climatique ne coïncide pas toujours avec celle de la dernière sous-période (10-20 ans).
- 2) Dans le cas de la modélisation stochastique, le choix de la tendance la plus adéquate est basé sur le degré des différenciations successives à partir duquel les résultats de cette opération sont

constants. Cette méthode est avantageuse du point de vue technique (risque réduit d'erreur dû à la méthode de travail), mais elle a l'inconvénient de ne pas permettre la visualisation et l'interprétation globale ou par sous-périodes de la dynamique du niveau moyen de la série.

3) Une série de précipitations annuelles peut être considérée comme la réalisation d'un processus stochastique non-ergodique composé d'une série stationnaire ergodique et d'une variable aléatoire déterminée par l'existence de tendances séquentielles. L'existence de séquences composante la série possédant leurs propres tendances, dans le cas d'une série pluriannuelle, modifie sur des intervalles courts (10-30 ans) le niveau général de la série. Les tendances séquentielles successives n'ont pas de points communs, le passage d'une tendance à l'autre se réalise par un petit saut au niveau de la série dans la sous-période respective. Dans ce contexte, l'analyse des tendances locales doit être doublée par la recherche des sauts climatiques ou des changements significatifs de la moyenne pluriannuelle.

4) Les tendances globales, sur toute la période d'observations, n'ont qu'un caractère informatif et leur validité est limitée par la longueur de la période analysée. Seules les tendances séquentielles sont exemptes de la subjectivité résultant de la plus ou moins grande longueur de la série considérée. L'élimination de la composante des tendances séquentielles, destinée à stationnariser la série, élimine automatiquement la tendance globale. Cette approche des tendances permet la modélisation stochastique avec un moindre risque de produire des erreurs dues à la méthode de travail; en outre, elle a l'avantage de permettre la visualisation de la dynamique du niveau moyen de la série.

Bibliographie

- BOX, G.E.P., JENKINS G.M. (1976): *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Holden-Day, San Francisco.
- BRAZDIL R., TAM N.N. (1990): *Climatic change in the instrumental period in Central Europe*. In *Climatic Change in the Historical and the Instrumental Periods*, Ed. R. Brazdil, Masaryk University, Brno.
- BROCKWELL, P.J., DAVIS, R.A. (1987): *Time Series: Theory and Methods*. Springer-Verlag, New York.
- CARBONNEL J.-R, HUBERT P. (1994): Étude statistique de quelques séries pluviométriques roumaines et bulgares. Incidences sur l'évolution climatique récente. *Romanian Journal of Hydrology & Water Resources*, **1**, n° 2.
- GOOSENS CH., BERGER A. (1986): Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. *Annales Geophysicae*, no. 4, EGS, Springer Verlag.
- Haidu I. (1996): Jump investigation for interannual climatic variation in Europe. *Romanian Journal of Meteorology*, **2**, n°. 1-2.
- Haidu I., MERCIER J.-L. (1996) : Recherche de tendances et de fluctuations dans des séries de précipitations: exemple de Lodève (Languedoc, France). *Publications de L'Association Internationale de Climatologie*, vol. **9**, p. 210-218.
- Haidu I. (1997) : *Analiza seriilor de timp. Aplicatii in hidrologie*. Editura *H*G*A*, Bucuresti.
- HIPEL, K.W., MCLEOD, A.I. (1994) : *Time Series Modelling of Water Resources and Environmental Systems*, Elsevier, Amsterdam.
- HUFTY A. (2001) : *Introduction à la Climatologie*. DeBoek Université.

- KOTTEGODA N.T. (1980) : *Stochastic Water Resources Technology*, John Wiley and Sons, New York.
- MAHERAS P., KOLYVA-MACHERA FOTINI (1990) : Temporal and spatial characteristics of annual precipitation over the Balkans in the twentieth century, *International Journal of Climatology*, 10.
- PALMIERI S., SIANI A.M., D'ADGOSTINO A. (1991) : Climate fluctuations and trends in Italy within the last 100 years. *Annates Geophysicae*, n° 9, EGS, Springer Verlag.
- SALAS, J.D., DELLEUR, J.W., YEVJEVICH, V., LANE, W.L.(1980): *Applied Modeling Hydrologic Time Series*, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.
- SCHONWIESE C.-D., BIRRONG W. (1990): European precipitation trend statistics 1851 - 1980 including multivariate assessments of the anthropogenic C O₂ signal, *Z. Meteorol.*, 40.
- ULLRICH R., SCHONWIESE C.-D., BIRRONG W. (1991) : Recent long-term precipitation fluctuations and trends in Europe and other regions of the world. Poster presented at *the XVI General Assembly of the European Geophysical Society* in Wiesbaden, 22 - 26 april 1991.
- VANDEWIELE G.L. (1988), *Decision Analysis in Water Management*, Interuniversity Postgraduate Program in Hydrology, Vrije Universiteit Brussel.

PLUVIOMETRIE MOYENNE ANNUELLE CHOIX DE LA PERIODE DE REFERENCE DANS LE NORD DE L'ALGERIE

M. MEDDI ET H. MEDDI

Institut d'Hydraulique, Centre Universitaire de Mascara - 29000 Mascara - Algérie
E-mail : mmeddi@yahoo.fr

Résumé

L'étude de la variation de la pluviométrie ponctuelle dans le temps et dans l'espace ou le calcul de la pluie moyenne nécessite des séries pluviométriques de longue durée. Dans cette optique, nous avons montré la difficulté de calculer une moyenne, sur une série disponible sur la totalité du territoire national, représentative de la réalité du régime pluviométrique. Celle-ci est principalement due au caractère déficitaire des trois dernières décennies. Nous avons également proposé un modèle permettant le calcul de la moyenne, en tout point pour la période 1945-1998, en fonction de la moyenne pluviométrique 1968-1998, la longitude et l'altitude.

Abstract

The study of the variation of punctual pluviometry in time and in space or the calculation of the mean rain requires long period of pluviométrie series. Accordingly, we showed the difficulty to calculate an average, on a series available on the totality of the country, representative of the reality of the pluviométrie regime. That one is mainly due to the three last decade deficit. We have also proposed a model to calculate the pluviométrie average in any point to the 1945-1998 period, according to the pluviométrie average 1968-1998, longitude and altitude.

Mots-clés : Précipitations, volume moyen annuel, période de référence, Algérie du Nord.

Keywords : Rainfall, annual average volume, reference period, North of Algeria.

Introduction

L'aménagement d'un bassin versant donné (barrage, périmètre irrigué, canal), nécessite une étude hydrologique détaillée et approfondie basée sur des séries de précipitations, températures, de débits liquide et solide assez représentatives de la réalité. Pour qu'une normale soit représentative doit satisfaire la condition suivante : longueur des séries telle que soient négligeables les effets des variations périodiques (Arléry *et al.*, 1973). Cet inconvénient peut être pallié si l'on parvient à déterminer statistiquement des périodes représentatives des périodes plus longues (Desiré, 1975). En Algérie, les séries disponibles couvrent généralement la période déficitaire à savoir depuis 1968/69 à ce jour, ce qui rend le calcul d'une moyenne représentative de l'évolution du régime pluviométrique très délicat.

Le choix d'une période de référence représentative d'une longue série d'observation est très délicat. Cela est dû à la grande variabilité interannuelle des pluies et aux lacunes d'observations rencontrées généralement dans les annuaires.

Dans ce travail, nous allons essayer de montrer la nécessité du choix adéquat de la période de référence. Pour cela, quarante stations pluviométriques ont été sélectionnées. Nous allons calculer la moyenne annuelle en utilisant toutes les périodes de références possibles de durées d'observations croissantes de 10, 20, 30, 40, 50, 60 et 70 ans. Par la suite il sera question d'établir un modèle permettant le calcul d'une moyenne sur une longue durée en fonction de la moyenne pluviométrique (1968/98), les coordonnées géographiques et l'altitude.

1. Réseau d'observation

Les postes pluviométriques retenus pour ce travail sont montrés par la figure 1 et le tableau 1. Le nombre de stations choisi, disposant d'observations d'assez longue durée, paraît insuffisant pour déterminer les nuances locales et régionales de la pluviométrie, sans oublier de mentionner les discontinués et les lacunes dans les séries d'observation. Un travail a consisté à combler les lacunes contenues dans les séries de mesures. La méthode du double cumul a été utilisée afin de vérifier l'homogénéité des séries de l'ensemble des postes pluviométriques (Brunet-Moret, 1971).

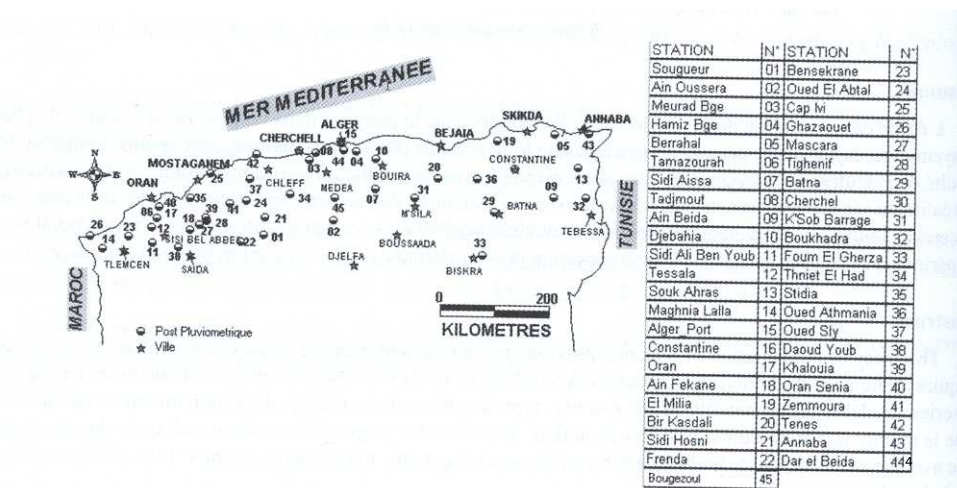


Figure 1 et Tableau 1 : Carte et tableau des postes pluviométriques étudiés.

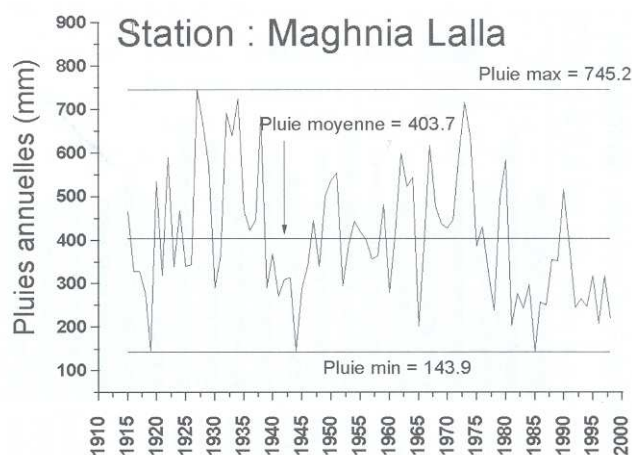
2. Représentativité d'une moyenne pluviométrique

La difficulté de calcul d'une moyenne représentative d'une longue période d'observation peut être montrée par les faits suivants :

2.1. Variabilité inter-annuelle

La figure 2 nous amène à observer une forte fluctuation de la pluie d'une année à une autre. On voit que le choix d'une période de référence joue un rôle considérable dans le calcul des moyennes pluviométriques annuelles. La variabilité interannuelle est considérable et diffère d'un lieu à un autre. Des moyennes pluviométriques ou des cartes dressées à partir de périodes de référence différentes ne donnent pas exactement la même image de la répartition des précipitations. Cet inconvénient peut être pallié si l'on parvient à déterminer statistiquement des périodes de référence courtes caractéristique des périodes plus longues. Il suffit que la marge d'erreur soit inférieure à la moitié de l'équidistance des isohyètes de la carte à réaliser (Désiré, 1975).

Figure 2 : Evolution de la pluie annuelle à la station de Maghnia [..alla.



2.2. Différence entre moyenne de 1915/98 et la moyenne de 1968/98

La différence entre la moyenne sur la période 1915/98 et celle de 1968/98 (période disponible pour l'ensemble des stations de l'Algérie) est représentée par la figure 3. Cette figure montre davantage la difficulté d'estimation d'une moyenne représentative.

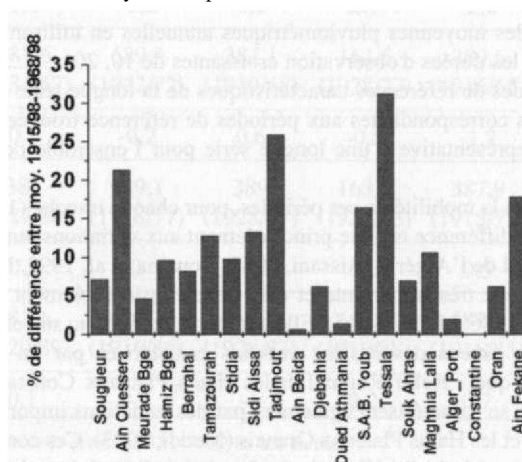


Figure 3 : Différence en % entre la moyenne de 1915/98 et celle de 1968/98 pour 20 stations.

Le calcul du nombre d'années déficitaires et excédentaires en utilisant les deux moyennes (1915/98 et 1968/98) pour la période allant de 1968 à 1998 montre que les années déficitaires sont plus nombreuses si l'on utilise la moyenne 1915/98 (Figure 4), ce qui signifie qu'elle est supérieure à celle de 1968/98. Nous avons constaté une réduction dans le régime pluviométrique durant les trois dernières décennies (Meddi et Humbert, 2000).

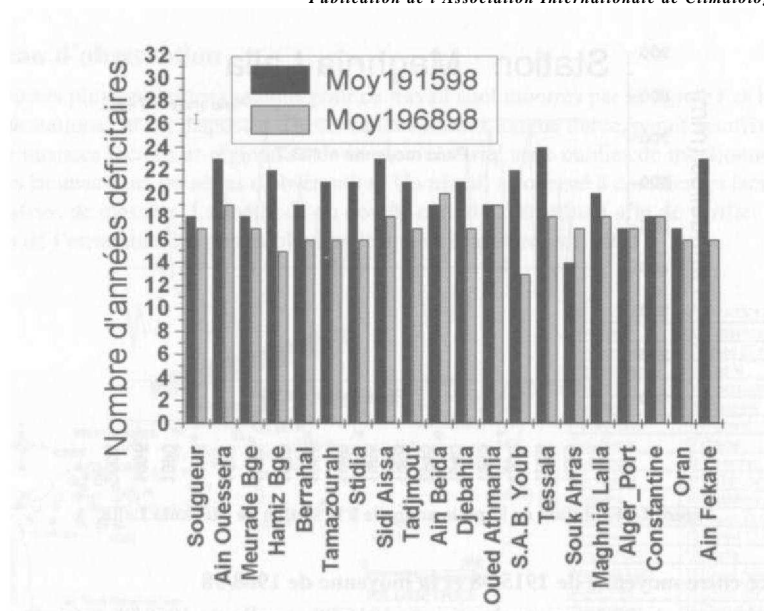


Figure 4. Nombre d'années déficitaires pour 20 stations.

2.3. Calcul des moyennes pour les différentes périodes de références

Nous avons calculé les moyennes pluviométriques annuelles en utilisant toutes les périodes de référence possibles pour les durées d'observation croissantes de 10, 20, , 70 années.

Les meilleures périodes de références caractéristiques de la longue série sont regroupées dans le tableau 2. Les moyennes correspondantes aux périodes de référence trouvées montrent la difficulté d'estimer une période représentative d'une longue série pour l'ensemble des stations réparties sur l'ensemble du territoire.

On constate également la mobilité de ces périodes, pour chaque tranche (10, 20,70 ans), d'une station à une autre. Cette différence est due principalement aux variations temporelles et spatiales de la pluviométrie sur le nord de l'Algérie (Aissani, 1983, Bouzina et al. 1993, Mrabti et Meddi, 1993). La variabilité des pluies est très importante et elle varie considérablement d'un bassin à un autre (Mebarki, 1982, Ghachi, 1986, Meddi, 1995). Elle augmente du nord au sud et de l'est à l'ouest. Cette variabilité est grande au niveau des bassins versants caractérisés par un relief accidenté et des sommets importants tels que : Kebir Rhumel et les Hauts Plateaux Constantinois. Les bassins de faibles hauteurs de pluies se caractérisent également par des variations importantes telles que : Chott El Hodna, Chott Melhrir et les Hauts Plateaux Oranais (Meddi, 2003). Ces constatations renseignent sur la difficulté de trouver une période de référence représentative d'une longue série pour l'ensemble des stations. Alors, il serait judicieux de trouver une période de référence pour un ensemble de stations homogène (du point de vue topographie et climatique) et d'éviter de prendre une période pour l'ensemble du nord de l'Algérie.

Tableau 2 : Meilleure période de référence et moyenne pluviométrique correspondante.

		Sougueur	Meurad Barrage	Stidia	Tadjmout	Ain Beida	Souk Ahras	Maghnia
10 ans	1	381,7 (1915/98)	689,1 (1915/98)	387,7 (1915/98)	164,1 (1915/98)	388,4 (1915/98)	742,5 (1915/98)	417,1 (1915/98)
	2	385,1 (1963/64)	690,8 (1977/86)	388,4 (1973/82)	165,1 (1960/61)	388,1 (1945/54)	742,8 (1929/38)	416,7 (1956/65)
	3	-3,4	-1,7	-0,7	-1	0,3	-0,3	0,4
20 ans	2	380,8 (1961/80)	691,9 (1939/68)	388,6 (1930/49)	165,1 (1952/71)	389,7 (1938/57)	742,2 (1923/42)	421,4 (1946/66)
	3	0,9	-2,8	-0,9	-1	-1,3	0,3	-4,3
30 ans	2	382,2 (1931/60)	687,4 (1935/64)	387,6 (1961/90)	164,9 (1943/72)	387,2 (1930/59)	742,9 (1925/54)	417,5 (1956/85)
	3	-0,5	1,7	0,1	-0,8	1,2	-0,4	-0,4
40 ans	2	380,3 (1928/67)	689,3 (1930/69)	387,5 (1920/59)	162 (1934/73)	391 (1921/60)	741,9 (1920/59)	417,6 (1947/86)
	3	1,4	-0,2	0,2	2,1	-2,6	0,6	-0,5
50 ans	2	381,6 (1931/67)	689,3 (1922/72)	387,1 (1919/68)	164,6 (1928/77)	389,6 (1916/65)	734,5 (1935/86)	413,1 (1938/84)
	3	0,1	-0,2	0,6	-0,5	-1,2	8	4
60 ans	2	383 (1927/86)	689,1 (1918/77)	389 (1928/87)	163,5 (1924/83)	387,9 (1915/75)	742,4 (1927/86)	415,8 (1931/90)
	3	-1,3	0	-1,3	0,6	0,5	0,1	1,3
70 ans	2	381,6 (1920/89)	690,1 (1916/85)	388,7 (1928/87)	163,9 (1919/88)	387,7 (1916/85)	742,3 (1918/88)	419,3 (1918/87)
	3	0,1	-1	-1	0,2	0,7	0,2	-2,2

1 : Moyenne pluviométrique de la série sur 83 (1915/98) ans en mm

2 : Période de référence qui donne la meilleure moyenne (écart minimum entre la valeur correspondant à cette période et la moyenne interannuelle sur 83 ans) et la moyenne correspondante en mm

3 : Ecart entre la valeur moyenne interannuelle (83 ans) et la meilleure moyenne (2) en mm

3.

Modèle de calcul d'une moyenne d'une longue série

Pour se faire, nous avons considéré 45 stations possédant une série d'observation allant de 1945 à 1998. La régression multiple a été appliquée en prenant comme variable explicative la moyenne de la série 1968/98, les coordonnées géographiques des postes et l'altitude. Après avoir linéariser les séries nous avons obtenu le modèle suivant avec un seuil de 5%.

$$P_{\text{cal}45/98} = 0,98 P_{68/98} - 0,054 X - 0,02 Z + 61,31$$

Avec :

$P_{c.1945/98}$ = Pluie moyenne (1945/98) en mm

$P_{c.1968/98}$ = Pluie moyenne (1968/98) en mm

X = Longitude en km et Z = Altitude en m

Les variables explicatives arrivent à expliquer 99 % de la variance ($R^2 = 0,99$ et $R = 0,995$). 74 d'erreurs sont inférieures à 5% et 97 % sont inférieures à 10% (Figure 5).

Afin de valider ce modèle, huit stations non incorporées dans l'établissement du modèle, ont fait l'objet de test. Les erreurs sur les valeurs estimées par le modèle sont comprises entre -6 et +6 % (Figure 6).

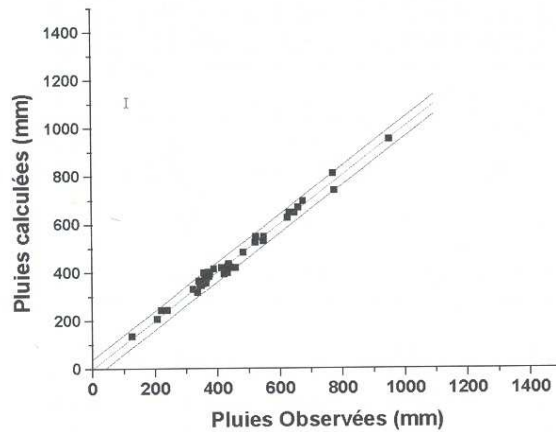


Figure 5 : Précipitations annuelles calculées et mesurées.

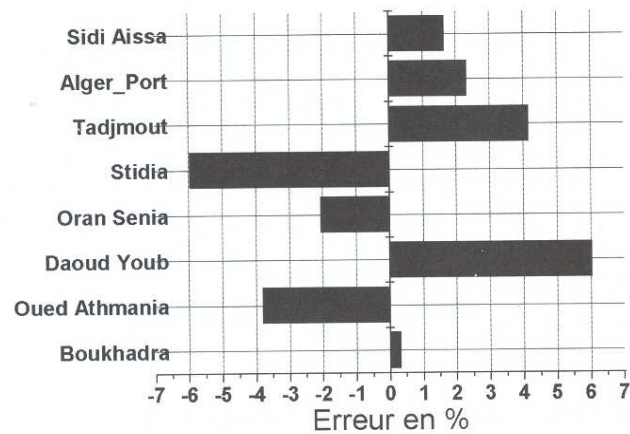


Figure 6 : Erreur sur les huit stations testées.

Conclusion

En étudiant la représentativité d'une période de référence pour dix stations pluviométriques du Nord de l'Algérie, nous avons montré :

- Une grande variabilité de l'écart entre les valeurs minimale et maximale de la moyenne interannuelle d'une période de référence à une autre, et cela pour l'ensemble des stations étudiées.
- Que les moyennes correspondantes aux périodes de référence trouvées montrent la difficulté d'estimer une période représentative unique d'une longue série pour l'ensemble des stations réparties sur l'ensemble du territoire.
- La mobilité de ces périodes, pour chaque tranche (10, 20, ..., 70 ans), d'une station à une autre.
- Que les écarts (entre la moyenne de la série 1968/98 et celle de 1915/98) attestent que la période de référence 1968/98 ne peut représenter convenablement la période 1915/90 sans avoir une grande erreur, et cela pour la plus part des stations étudiées.

Pour cela, nous avons développé un modèle pour estimer la pluie moyenne d'une longue période (1945/98) en fonction de la pluie moyenne (1968/98), disponible pour la majeure partie des stations algériennes, la longitude et l'altitude. Le test de la validité de ce modèle sur huit stations a donné des résultats très encourageants.

Bibliographie

- AIS SAN I B., 1983 : Cartographie automatique de champs pluviométrique : exemple de la région algéroise. *Sciences de la terre, Informatique Géologique*, **17**, 198.
- ARLERY R., GRISSOLLET H. et GUILMET B., 1973 : Climatologie - Méthodes et pratiques. Ed. Gauthier-Villars. 434 p.
- BOUZINA D., FELLAGUE M.A. et MEDDI M., 1993 : *Cartographie automatique de la répartition spatiale des précipitations dans le bassin versant du Cheliff*. Mémoire de Fin d'Etudes - Université d'Echeliff. 125 p.
- BRUNET-MORET Y. 1971 : Etude de l'homogénéité des séries chronologiques de précipitations annuelles par la méthode des doubles masse. *Cah. O.R..S.T.O.M., série Hydrologie*, Vol. VIII, n°4, 3-31.
- DESIRE E., 1975 : Recherches statistiques sur les précipitations en Picardie. *Homme et Terres du Nord*, 2, 5-12.
- GHACHI A., 1986 : *Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie : le bassin de la Seybouse*. O.P. U. Alger, 250 p.
- MEBARKI A., 1982 : *Le bassin du Kébir Rhumel (Algérie). Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau*. Thèse 3^{ème} cycle, Nancy. 304 p.
- MEDDI M . , 1995 : Etablissement d'un Modèle expliquant la répartition spatiale des pluies annuelles et mensuelles en fonction de la morphométrie. *Revue EDIL INFO-EAU, Trimestriel International de Liaison Eau Environnement*, **5**, 9-21.
- MEDDI M . , 2003 : Etude de la variabilité interannuelle des pluies dans le nord de l'Algérie. *EDIL INFO-EAU, Trimestriel International de Liaison Eau Environnement*. Soumis.
- MEDDI M. et HUMBERT J. 2000 : Variabilité pluviométrique dans l'Ouest algérien durant les cinq dernières décennies. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 266- 274.
- MRABTI H. et MEDDI M., 1993 : *Cartographie automatique de la répartition spatiale des précipitations dans le bassin versant de la Seybouse*. Mém. de Fin d'Etudes - E.N.S.H. Alger. 120 p.

TENDANCES SAISONNIERES DES PRECIPITATIONS ET DES PRESSIONS DE SURFACE DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN (1915-1988)

C. NORRANT ET A. DOUGUEDROIT

*Institut de Géographie, Université de Provence, 29 avenue Robert Schuman,
13621 Aix-en-Provence Cedex 1. Tél. (33) 4 42 95 38 71. Fax. (33) 4 42 64 01 58
e-mail: cnorrant@hotmail.com; annick.douguedroit@up.univ-aix.fr*

Résumé

Nous avons étudié les tendances des précipitations régionales saisonnières (automne, hiver, printemps et saison pluvieuse) dans le Bassin méditerranéen entre 1915 et 1988. Le calcul de tendances linéaires, au pas de temps saisonnier, montre dans la plupart des régions une diminution des précipitations qui n'est pas significative, sauf dans quelques cas comme celui de la Grèce pendant l'ensemble de la saison pluvieuse. Nous avons comparé ces résultats à l'évolution tendancielle des pressions de surface entre les mêmes dates et sur une large fenêtre (30°W-45°E sur 30°N-45°N) d'une résolution de 5° long, x 5° lat. Nous avons pu déterminer une augmentation significative des pressions de surface atteignant en moyenne plus de 1hPa sur la quasi totalité du bassin. Enfin, nous avons mis en relation les tendances des précipitations et des pressions de surface dans une même région. Par corrélation simple, nous avons donc mis en évidence la relation significative inverse qui existe entre les deux paramètres in situ, c'est-à-dire au-dessus d'une même région: en effet, là où nous trouvons une diminution, significative ou non, des précipitations, les pressions de surface augmentent significativement au-dessus de la même région.

Abstract

Regional rainfall trends have been studied during several seasons (autumn, winter, spring and rainy season) in the Mediterranean area between 1915 and 1988. Linear trends have been calculated. No significant rainfall trend has been found during all the seasons, except in Greece for the entire rainy season when rainfall decreases. These results have been compared with sea level pressure trends over a large window (30°W-45°E; 30°N-45°N) with a resolution of 5° long, x 5° lat. during the same period. All over the study area, sea level pressures increase significantly (a mean of more than 1hPa). At last relations between the rainfall and sea level pressure evolutions have been researched in a same region. A significant inverse relation in situ between the two parameters has been determined by linear correlation: where rainfall decrease, significantly or not, sea level pressures increase significantly over the same region.

Mots-clés : précipitations, pressions de surface, tendances des précipitations et des pressions au X^e siècle, Bassin méditerranéen.

Keywords : precipitation, sea level pressure, rainfall and pressure trends during the Xth century, Mediterranean area.

Introduction

La perspective actuelle du changement climatique laisse présager dans le Bassin méditerranéen, pour ce siècle, de graves difficultés dans la gestion des ressources en eau, alors que les scénarios de sortie des modèles s'accordent sur une diminution de sa pluviométrie (IPCC, 2001). Les objectifs de cette étude sont dans un premier temps de déterminer les tendances saisonnières des précipitations régionales. Cependant, nous nous sommes demandé si l'évolution moyenne des précipitations était en relation avec une évolution moyenne des pressions de surface: en effet, une diminution moyenne de ces dernières créerait des conditions plus propices au développement de perturbations, mais le changement pourrait tout aussi bien se produire dans une modification de la variabilité. C'est pourquoi

nous avons calculé les tendances saisonnières du champ de pressions de surface. Enfin, nous nous sommes demandé quelles relations existent entre les deux paramètres in situ.

Ce travail s'appuie sur une étude antérieure de régionalisation des précipitations (Douguédroit, 1998), qui a abouti à une subdivision en six sous-régions qui se maintiennent plus ou moins au cours des saisons: la sous-région atlantique, les golfes de Valence et du Lion, le Maghreb (Maroc excepté), le golfe de Gênes, la Grèce et le Moyen-Orient. Par ailleurs, les tendances des précipitations dans le Bassin méditerranéen ont parfois été étudiées, mais sur des périodes plus courtes que le siècle, ou ne concernant pas l'ensemble méditerranéen mais uniquement la côte septentrionale (Schonwiese et al., 1993). Un autre type d'étude concernant les tendances des pluies a porté à la fois sur des stations et des régions pluviométriques (par exemple Monton-Chiva et Quereda-Sala, 1997, Quereda-Sala et al., 2001, Douguédroit et Norrant, 2002). Quant à l'évolution des pressions de surface, une étude a porté sur la rive nord méditerranéenne (Schonwiese et al., 1993) et une autre encore sur le Moyen-Orient (Kutiel, 1991). Plus récemment, elles ont été étudiées au-dessus de l'Europe méridionale et de la Méditerranée (Maheras et al., 1997, 1998).

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données de précipitations sous forme de cumuls mensuels proviennent de 40 stations réparties de façon non homogène sur le pourtour méditerranéen et la côte atlantique à même latitude. 15 stations supplémentaires ont été utilisées afin d'affiner les limites des régions, mais n'ont pas été prises en compte dans l'étude, leurs séries étant trop courtes. Cependant, elles ont permis d'identifier comme région à part entière l'Adriatique, que nous n'avons pas traitée par manque de données (figure 1). Ces données ont été fournies par le CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center, USA), les services météorologiques nationaux et des communications personnelles.

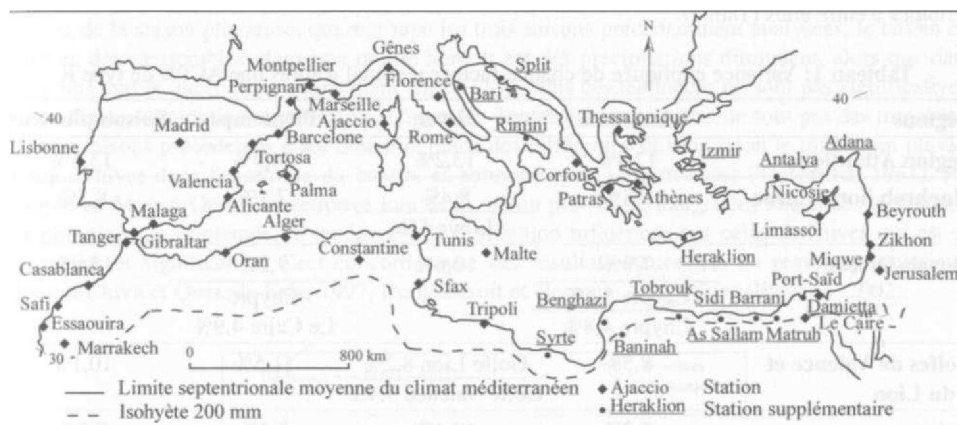


Figure 1 : Réseau des stations pluviométriques.

Le champ de pressions de surface concerne une fenêtre allant en latitude de 30°N à 45°N et en longitude de 30°W à 45°E, avec une maille d'étude de 5° lat. x 5° long. Ce sont des moyennes mensuelles, fournies par le UKMO (United Kingdom Meteorological Office, R.U.).

L'étude s'étend de 1915 à 1988, soit 73 ans de données, les bornes ayant été choisies en fonction de la disponibilité des données. Quatre pas de temps ont été étudiés: l'automne (septembre à

novembre), l'hiver (décembre à février), le printemps (mars à mai), et la saison pluvieuse (de septembre à mai). L'été n'a pas été étudié, étant données les faibles quantités de pluie qui tombent lors de cette saison en climat méditerranéen. A ces pas de temps, les précipitations ont été considérées en tant que cumulés et les pressions en tant que moyennes.

1.2. Méthodes

Diverses techniques statistiques ont été utilisées. En premier lieu une analyse en composantes principales avec rotation (ACPR) de type Varimax (Richman, 1985) de type R (variables: 40 stations, observations: 73 saisons ou années), ayant pour particularité de conserver l'orthogonalité des facteurs, a été employée afin d'établir la régionalisation des pluies. Les saturations des variables sur chaque facteur nous permettent d'effectuer la régionalisation. Nous avons calculé les tendances linéaires des scores de ces facteurs qui représentent les précipitations régionales standardisées et de chaque point de grille des pressions de surface. Puis par interpolation linéaire par triangulation entre chacun de ces points, nous avons reconstitué le champ d'évolution des pressions de surface (Schönwiese et al., 1993). Afin de faire la part des évolutions significatives, nous avons testé ces tendances par un test non paramétrique sur les rangs, celui de Kendall (Sneyers, 1975), que nous avons considéré comme significatif au niveau 0,05 (soit une marge d'erreur de 5%).

Enfin, nous avons calculé des corrélations simples entre les scores de facteur de chaque région pluviométrique et tous les points de grille des pressions de surface. A nouveau par interpolation linéaire par triangulation entre les points de grille, nous avons reconstitué le champ de corrélation (Schönwiese et al., 1993). Nous avons considéré celles-ci comme significatives par le test de Bravais-Pearson au niveau 0,02.

2. Tendances des précipitations régionales

Six sous-régions avec une variance expliquée totale de 64,1 % sont déterminées lors de la saison pluvieuse. Elles se maintiennent lors des autres saisons, même si des subdivisions apparaissent dans certaines d'entre elles (Tabl.1).

Tableau 1: Variance expliquée de chaque facteur régional d'après une ACPR de type R.

Régions	Automne	Hiver	Printemps	Saison pluvieuse
Région Atlantique	12,4%	13,2%	14,9%	13,6%
Maghreb hors Maroc	7,5%	8,4%	7,1%	8,5%
		Libye 5%		
Moyen-Orient	7,9%	10,6%	9,2%	15,9%
	Egypte 5,4%		Chypre	
	Chypre 4,8%		Le Caire 4,9%	
Golfes de Valence et du Lion	8,5%	Golfe Lion 8,2%	11,5%	10,1%
		Golfe Valence 5,4%		
Grèce	5,7%	10,4%	7,2%	7,5%
Golfe de Gênes	7%	5,4%	7%	8,5%
	Italie 6,2%			
Total	65,4%	66,6%	61,8%	64,1%

Les tendances régionales saisonnières des précipitations calculées sur les valeurs des scores sont représentées sur la figure 2a, b, c. La majorité d'entre elles sont négatives et non significatives. Sont néanmoins négatives et significatives celles de l'Italie en automne, et du Moyen-Orient en hiver. On

trouve néanmoins des tendances à la hausse en Afrique du Nord (automne), au Moyen-Orient (automne, printemps), sur le golfe de Gênes (hiver), dans la sous-région atlantique (hiver), sur les golfes de Valence et de Lion (printemps). Parmi ces tendances positives, seule celle du Moyen-Orient au printemps est significative.

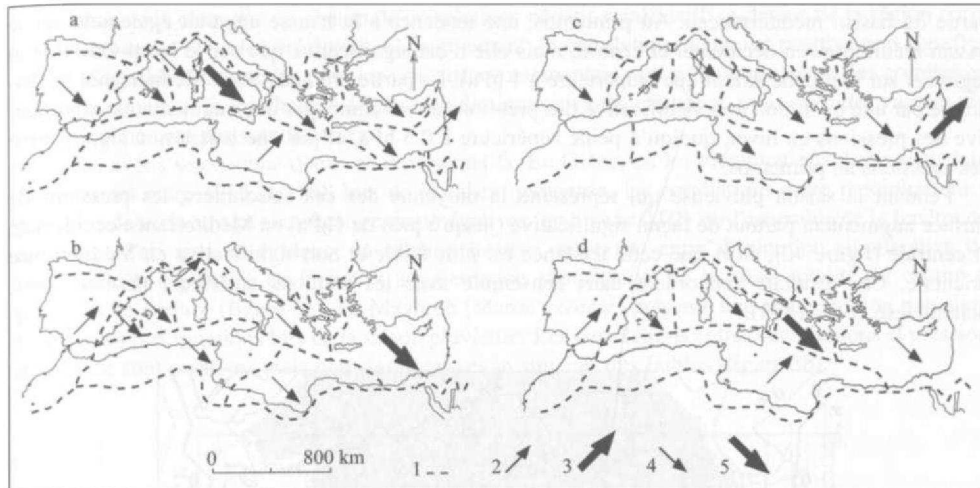


Figure 2 : Tendances des précipitations régionales, a: automne; b: hiver; c: printemps; d: saison pluvieuse.

1: limite de région obtenue par ACPR; - 2: tendance croissante des précipitations;

3: tendance croissante significative des précipitations; - 4: tendance décroissante des précipitations;

5: tendance décroissante significative des précipitations.

Lors de la saison pluvieuse, qui regroupe les trois saisons précédemment analysées, le bassin est divisé en deux ensembles: dans une moitié nord et est, les précipitations diminuent, alors que dans une moitié sud et ouest, elles augmentent (figure 2d). Mais ces tendances ne sont pas significatives, sauf en Grèce (diminution significative) (figure 3). Toutefois, ces résultats ne sont pas des moyennes des trois saisons précédentes étant donné le poids des différentes saisons selon le maximum pluviométrique: hiver dans l'ensemble du bassin, et automne dans le nord-ouest (Trewartha, 1961). Par exemple au Moyen-Orient on retrouve lors de la saison pluvieuse, malgré les tendances croissantes en automne et au printemps, la tendance à la diminution influencée par celle de l'hiver qui est de même sens et significative. Ceci concorde avec des résultats stationnels ou régionaux antérieurs (Monton-Chiva et Quereda-Sala, 1997, Douguédroit et Norrant, 2002, Moisselin et al., 2002).

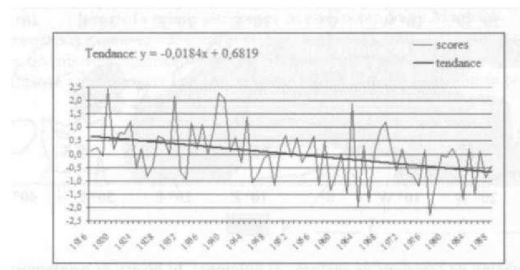


Figure 3 : Tendance décroissante significative ($u(t)=-2,69$) des précipitations standardisées en Grèce (saison pluvieuse).

3. Tendance du champ de pressions de surface

Les pressions de surface saisonnières ont tendance à augmenter sur la quasi totalité du Bassin (figure 4a, b, c), mais de façon inégale selon les saisons. Cette tendance à la hausse est significative et importante sur le bassin méditerranéen occidental et central en automne (supérieure à 2 hPa au nord-ouest). Elle reste très faible (inférieure à 0.5 hPa) et non significative en hiver sur une bonne partie du bassin méditerranéen. Au printemps, une tendance à la hausse apparaît également sur le bassin méditerranéen occidental et central, mais elle n'est significative que sur le Nord-Ouest de la région et sur le proche Atlantique (supérieure à 1 hPa). La partie orientale de la Méditerranée se distingue par une évolution non significative des pressions en automne, par une augmentation significative des pressions en hiver, quoiqu'à peine supérieure à 0.5 hPa, et par une baisse non significative des pressions au printemps.

Pendant la saison pluvieuse qui représente la moyenne des cas saisonniers, les pressions de surface augmentent partout de façon significative (jusqu'à près de 1hPa) en Méditerranée occidentale et centrale (figure 4d), alors que cette tendance est plus faible et non significative en Méditerranée orientale. Ces résultats concordent dans l'ensemble avec les résultats antérieurs (Kutiel, 1991, Schönwiese et al., 1993).

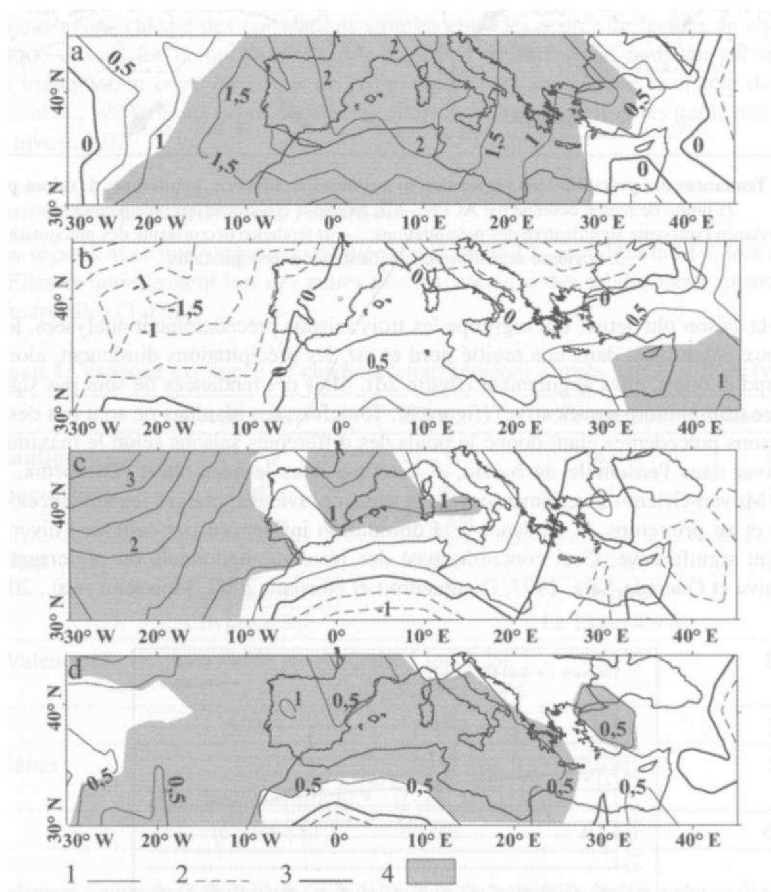


Figure 4 : Tendances du champ de pressions de surface, a: automne; b: hiver; c: printemps; d: saison pluvieuse. 1: isallobare positive (gradient 0,5); - 2: isallobare négative (gradient 0,5); - 3: isallobare zéro; - 4: évolution significative.

4. Relations entre précipitations régionales et champ de pressions de surface in situ

Rappelons que nous avons corrélé chaque région pluviométrique avec l'ensemble des pressions de surface en points de grille. Puis nous avons de nouveau procédé par interpolation linéaire par triangulation entre les points (Schönwiese et al., 1993), afin de reconstituer un champ de corrélations. Dans la mesure où les pressions de surface augmentent de façon significative, là où les précipitations diminuent, nous obtenons un champ de corrélations négatif significatif au-dessus de la région corrélée. En revanche là où les précipitations augmentent, la corrélation in situ est positive non significative et très faible. Lorsque les pressions de surface augmentent non significativement, les corrélations négatives in situ avec les champs de pluie en diminution se maintiennent, mais avec des valeurs plus faibles qui ne sont pas significatives.

Nous avons sélectionné deux cas représentatifs. En Grèce, où les précipitations diminuent significativement entre 1915 et 1988 lors de la saison pluvieuse, les corrélations entre précipitations et pressions de surface sont significativement négatives (au niveau 0,02) sur l'ensemble de la fenêtre des pressions. Cela met en évidence la relation inverse qui existe entre diminution significative des précipitations régionales en Grèce et augmentation significative de la quasi totalité du champ de pressions de surface (figure 5a). Le Maghreb (Maroc excepté) présente une augmentation non significative des précipitations lors de la saison pluvieuse. Les corrélations entre précipitations et pressions de surface sont positives mais non significatives in situ, car très faibles (figure 5b).

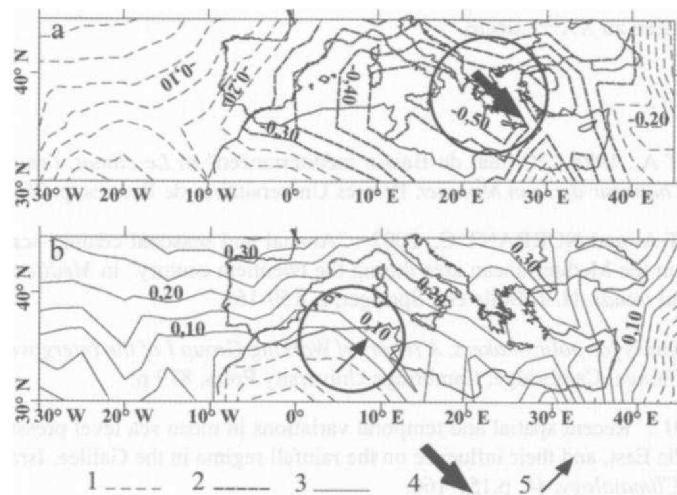


Figure 5 : Champs de corrélations entre précipitations régionales et champ de pressions de surface lors de la saison pluvieuse, a: en Grèce; b: au Maghreb.

- 1: corrélation négative; - 2: corrélation négative significative; - 3: corrélation positive;
 4: tendance décroissante significative des précipitations; - 5: tendance croissante des précipitations.
 Chaque cercle entoure la région pluviométrique corrélée au champ de pressions.

Conclusion

Après avoir procédé à une régionalisation par ACPR (de type Varimax) des précipitations dans le Bassin méditerranéen au cours des saisons d'automne, hiver, printemps et sur l'ensemble de la saison pluvieuse, nous avons calculé les tendances linéaires régionales de chaque saison. Celles-ci montrent qu'une diminution non significative des pluies domine sur l'ensemble méditerranéen pendant le XX^e siècle. Quelques tendances significatives font exception: la Grèce lors de la saison pluvieuse et l'Italie en automne où les précipitations diminuent, ainsi que le Moyen-Orient où les pluies baissent en hiver et augmentent au printemps.

Les pressions de surface, quant à elles, évoluent dans le sens d'une augmentation qui, atteignant plus de 1hPa pendant la saison pluvieuse sur l'ouest et le centre de l'ensemble méditerranéen, est significative lors de la plupart des saisons. Les pressions de surface sur l'est méditerranéen augmentent faiblement (moins de 0,5hPa) et non significativement, sauf au printemps.

Enfin, lorsque nous comparons les précipitations régionales et le champ de pressions de surface, il apparaît que lorsque les précipitations diminuent significativement (comme en Grèce) ou non (comme dans la majorité du Bassin) alors que les pressions de surface augmentent significativement, les corrélations sont négatives et significatives. Au contraire, avec les augmentations non significatives des précipitations associées à des augmentations de pression significatives, notamment dans le sud du Bassin, les corrélations obtenues sont positives, très faibles et non significatives. Il y a donc bien cohérence entre les tendances régionales des précipitations et des pressions de surface dans le Bassin méditerranéen au XX^e siècle.

Bibliographie

- DOUGUEDROIT A., 1998 : "Climat du Bassin méditerranéen" in *Le climat, l'eau et les hommes. Ouvrage en l'honneur de Jean Mounier*. Presses Universitaires de Rennes, p. 251-280.
- DOUGUEDROIT A. and NORRANT C., 2002 : "Annual and seasonal century-scale trends of the precipitation in the Mediterranean area during the twentieth century" in *Mediterranean Climate. Variability and trends*. H.-J. Bølle éd., Springer, p. 159-163.
- IPCC, 2001 : *Summary for policymakers. A report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, Cambridge University Press, 879 p.
- KUTIEL H., 1991 : "Récent spatial and temporal variations in mean sea level pressure over Europe and the Middle East, and their influence on the rainfall régime in the Galilée, Israël", *Theoretical and Applied Climatology*, 44, p. 151-166.
- MAHERAS P., KUTIEL H. et KOLYVA-MACHERA F., 1997 : "Evolution de la pression atmosphérique en Europe méridionale et en Méditerranée durant la dernière période séculaire", *Publications de l'AIC*, 10, p. 304-312.
- MAHERAS P., KUTIEL H. et VAFIADIS M., 1998 : "Tendances spatiales et temporelles de la pression atmosphérique de surface et des géopotentiels de 500hPa en Europe méridionale et en Méditerranée durant la période 1950-1994", *Publications de l'AIC*, 11, p. 345-351.
- MOISSELIN J.-M., SCHNEIDER M., CANELLAS C. et MESTRE O., 2002 : "Les changements climatiques en France au XX^e siècle", *La Météorologie*, 38, p. 45-56.
- MONTON-CHIVA E. and QUEREDA-SALA J., 1997 : *Hacia un cambio climático? La evolución de la climatología mediterránea durante el siglo XIX* Fundación Davalos-Fletcher Pastellon 570 n

- QUEREDA-SALA J., MONTON-CHIVA E., GIL A., OLCINA J. et RICO A., 2001 : *Nuestro porvenir climático: ¿Un escenario de aridez?* Premi d'investigació Consejo Social de la Universität Jaume I. 210 p.
- RICHMAN M.B., 1985 : "Rotation of principal component", *Journal of Climatology*, 6, p.293-335.
- SCHÖNWIESE CD., RAPP J., FUCHS T. and DENHARD M., 1993 : *Klimatrend-Atlas, Europa 1891-1990, Berichte des Zentrums für Umweltforschung*, 20, 218 p.
- SNEYERS R., 1975 : *Sur l'analyse statistique des séries d'observations*. Note technique n°143 de l'Organisation Météorologique Mondiale, Genève, Suisse. 192 p.
- TREWARTHA G.T., 1961 : *Mediterranean lands. The earth's problem climates*, The University of Wisconsin Press, Madison, USA, p. 223-247.

L'INTENSITE HORAIRE DE LA PLUIE A TUNIS MANOUBIA

Z. BENZARTI.

Faculté des Lettres 2010 Manouha Tunisie
E-mail : zbenzarti@planet.tn

Résumé

L'analyse de données pluviographiques à la station de Tunis Manoubia a permis de dégager les caractéristiques de la pluviométrie à une échelle fine. Le nombre des averses est très important mais celles de courte durée et de faible hauteur de pluie prédominent. Malgré cela, de très fortes intensités sont enregistrées lors des années et des saisons humides.

Abstract

The analysis of some rainfall data at the station of Tunis Manoubia allowed to disengage the features of the rainfall at a fine scale. The number of downpours is very important but those with short period and small depth predominates. In spite of that, some very strong intensities are registered during humid years and seasons.

Mots-clés : pluie, pluviographie, averses, intensité de pluie, durée, hauteur de pluie, Tunis.

Keywords : rainfall rate, raingauge, downpours, intensity, period, depth, Tunis-Manoubia.

Introduction

La pluviométrie a souvent été étudiée à l'échelle annuelle, saisonnière, mensuelle et journalière mais très rarement à une échelle plus fine, celle de l'heure ou de l'averse (Péguy, 1970). Comme pour le total annuel ou mensuel, la pluie journalière demeure la somme des pluies précipitées au cours d'une ou de plusieurs averses. Ces averses peuvent être plus ou moins nombreuses, faibles, espacées, courtes... L'efficacité de la pluie dépend alors de ces différentes caractéristiques.

La pluviographie, science des enregistrements continus de la pluie, a intéressé essentiellement les hydrologues et les hydrauliciens qui ont cherché, moyennant des traitements informatisés, à analyser l'aspect statistique des averses et ont développé « l'hydropluviométrie » et les courbes « Intensité-Durée-Fréquence » (Gloor, 1982) en vue, soit de faire de la modélisation et de transformer les pluies en débits, soit de calculer les dimensions d'ouvrages hydrauliques, d'infrastructures urbaines, routières, ferroviaires...

La pluviographie reste cependant sous exploitée en raison de la disponibilité très réduite de l'information pluviographique. Il n'existe aucune publication de données pluviographiques alors que les données pluviométriques sont publiées dans des bulletins quotidiens ou mensuels et dans des annuaires.

En Tunisie, l'étude des intensités de pluie a commencé dès les années 1935. Bonenfant (1935), De Montmarin (1951, 1952, 1953), Tixeront (1960), Cormary et Benhajala (1964), Boussabah (1972) et Saidi (1977) se sont intéressés aux intensités des pluies mais toute comparaison de résultats reste impossible étant donné le changement de type de pluviographe et de mode de dépouillement (Thirriot *et al.*, 1981). L'acquisition de données pluviographiques constitue une étape de prospection et d'investigation rébarbative (Guiscafre, 1978).

1. Données de base

1.1. Réseau de mesure

En Tunisie le nombre de stations pluviographiques ne cesse de croître et le réseau actuel compte plus d'une centaine de pluviographes qui fonctionnent plus ou moins régulièrement. Les principaux gestionnaires de ce réseau sont la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE), l'Institut National de la Météorologie (INM) et la Direction Générale de la Conservation des Eaux et des Sols (CES) et disposent tous de banques de données pluviographiques informatisées. La figure n°1 représente le réseau pluviographique de la DGRE destiné essentiellement à l'évaluation des apports des cours d'eau et des ressources en eau du pays.

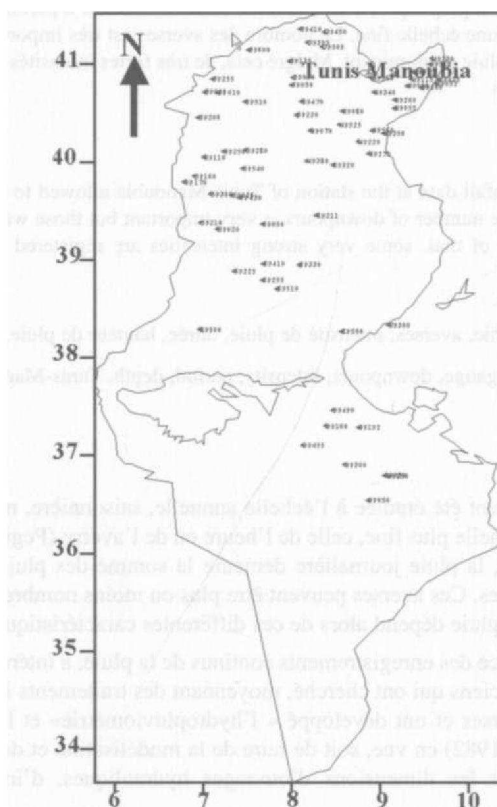


Figure 1 : Localisation de la station de Tunis Manoubia et répartition du réseau pluviographique de la DGRE.

1.2. Appareils de mesure

L'appareillage de mesures a subi des modifications en raison de l'évolution des technologies. Différents types de pluviographes ont été utilisés (à siphon, SIAP hebdomadaire...). Les pluviographes les plus utilisés en Tunisie sont de type Précis mécanique, à bague 2000 cm² et à rotation journalière. Actuellement le nombre de pluviographes automatiques se multiplie et les observations et les dépouillements sont automatisés et l'exploitation des données sera certainement de plus en plus facile et plus accessible.

1.3. Logiciels de traitement

Les logiciels de gestion et de traitement des données « PLUVIOM » et « ARES » sont des logiciels élaborés à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD ex ORSTOM). « PLUVIOM » est un logiciel de gestion de données pluviométriques et pluviographiques (DGRE, 1995).

Le traitement des relevés pluviographiques intégraux a été fait par le logiciel ARES qui produit les relevés pluviographiques intégraux, la séparation des averses, le calcul des hauteurs excédentaires et des hauteurs utiles par averse, le calcul de la pluie journalière, le calcul des hyètoigrammes classés avec centrage de hyètoigrammes autour de l'intensité maximale et calcul de l'indice de Wischmeyer et Smith (1978).

1.4. Sélection de données d'étude

La station de Tunis Manoubia est la station pluviographique la plus ancienne de Tunisie. Elle a connu au cours de son fonctionnement des changements d'appareillage et des interruptions dans les observations. Le choix de la période d'étude retenue pour cette analyse est dicté essentiellement par l'absence de lacunes dans les séries d'observations et par l'homogénéité dans la mesure. Ce sont les années 1972-1976-1979-1985-1987-1988-1989-1990-1991-1992, dix années civiles non successives mais complètes.

Pendant toutes ces années, le même type d'appareil placé au même endroit était suivi par des observateurs professionnels. Le pluviographe de type précis mécanique à augets basculeurs, à rotation journalière était placé devant les bâtiments de la DGRE et était relevé par les agents de la permanence de cette institution. Les enregistrements, inscrits sur papier, ont été dépouillés à l'aide d'une table à digitaliser par les techniciens de la DGRE. Un traitement sous ARES nous a permis de disposer des hauteurs pluviométriques élémentaires et des données pluviométriques journalières. Des « macros » exécutées sous Excel nous ont facilité l'exploitation des données et ont permis de dégager les résultats mentionnés ci-dessous.

2. Etude des totaux pluviométriques

Avant de procéder au traitement des données pluviographiques, nous avons considéré les données pluviométriques annuelles mensuelles et journalières afin de situer les années retenues par rapport à la normale de la station. L'année pluviométrique définie comme l'année hydrologique ou agricole méditerranéenne, débute le premier septembre et se termine le 31 Août. Comparée à la moyenne calculée sur 100 années d'observations, notre série est suffisamment représentative de la pluviométrie moyenne de la station, l'écart entre les deux moyennes étant inférieur à 10%.

2.1. La pluie moyenne annuelle est de 420 mm. Le total pluviométrique annuel varie entre un excédent moyen de 20% et un déficit moyen de 30 % ; les valeurs extrêmes représentent 40% d'écart à la moyenne et le coefficient de variation est de 27%.

2.2; La saison la plus pluvieuse est l'hiver dont la contribution au total annuel moyen est de 39%, celle de l'automne étant de 31%. Le printemps et l'été sont les moins pluvieux : leur participation respective étant de 25% et de 5%. La définition des saisons correspond à la répartition suivante: L'automne comprend les mois de septembre, octobre et novembre, l'hiver s'étale sur les mois de décembre, janvier et février, le printemps inclut les mois de mars, avril et mai et l'été les mois de juin, juillet et août.

2.3. Le nombre de jours de pluie

Le nombre de jours de pluie par an varie entre un minimum de 52 jours en 1988 et un maximum de 96 jours en 1976 un minimum mensuel de ainsi que 0 et 18 jours par mois. Cela correspond à une hauteur de pluie journalière moyenne comprise entre 4.5 mm et 7.8 mm par jour de pluie en moyenne annuelle et entre 3.2 et 8.5 mm par jour de pluie en moyenne mensuelle.

2.4. Les valeurs mensuelles

Les valeurs mensuelles moyennes (tableau 1) oscillent entre 61.3 mm en Novembre, mois le plus pluvieux de l'année, et 6 mm pour le mois de Juillet qui est le plus souvent complètement sec. Les valeurs mensuelles peuvent être nulles pour certains mois (souvent en été et en Septembre et Octobre) ou peuvent dépasser le double de la moyenne et excéder des totaux de 100 mm (en Octobre Novembre, Décembre, Janvier et Février).

2.5. Le total pluviométrique journalier

Le total pluviométrique journalier le plus fréquent se situe entre 2 et 5 mm par jour (figure 2). Il représente 30% des pluies journalières. Les pluies journalières maximales sont inférieures à 30 mm pour les mois de Mars, Avril, Juin, Juillet, Août et Septembre. De même les pluies inférieures à 1 mm sont très réduites en nombre et nulles en Juillet. Les plus fortes proportions se situent entre 2 et 15 mm par jour et totalisent en moyenne 57% du nombre de jours de pluie et 53 % des quantités de pluie enregistrées au cours des dix années considérées. A l'échelle mensuelle, le mois de Novembre reçoit la plus forte proportion de ses pluies (62 % des quantités de pluie) en forte hauteur journalière et le mois de Juin reçoit près de 90% du volume de ses pluies en faible hauteur journalière.

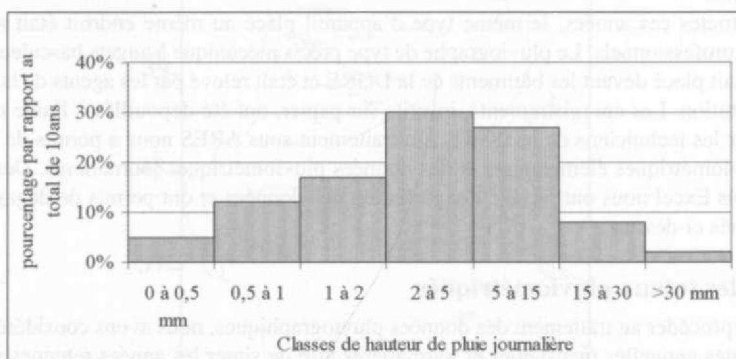


Figure 2 : Hauteurs des pluies journalières.

Tableau 1 : Pluies moyennes mensuelles et journalières à Tunis-Manoubia.

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Année
Pm	57.5	49.5	40.9	38.4	26.4	6.1	6	7.6	27.6	40.9	61.3	57.9	420
Nmj	10	9	9	7	4	2	1	2	4	6	7	9	71
Hpj	5.9	5.5	4.6	5.3	6.3	3.2	8.5	5	6.3	6.5	8.3	6.2	5.9

Pm : Pluie moyenne mensuelle / Nmj : Nombre moyen de jours de pluie / Hpj : Hauteur de pluie par jour pluvieux

3. Etude des averses

3.1. Le nombre d'averses

En hydrométéorologie, une averse est une précipitation isolée dans le temps (George, 1984). Le terme d'averse désignera donc dans ce texte toute chute de pluie continue quelle que soit sa hauteur et sa durée. Un arrêt de la pluie marque la fin de l'averse.

Le nombre d'averses enregistrées au cours de la décennie est proportionnel au nombre de jours de pluie et au total pluviométrique annuel (fig. 3). A l'échelle annuelle, le coefficient de corrélation entre le nombre d'averses et le total pluviométrique est de 81 %. Il est de 84% entre le nombre d'averses et

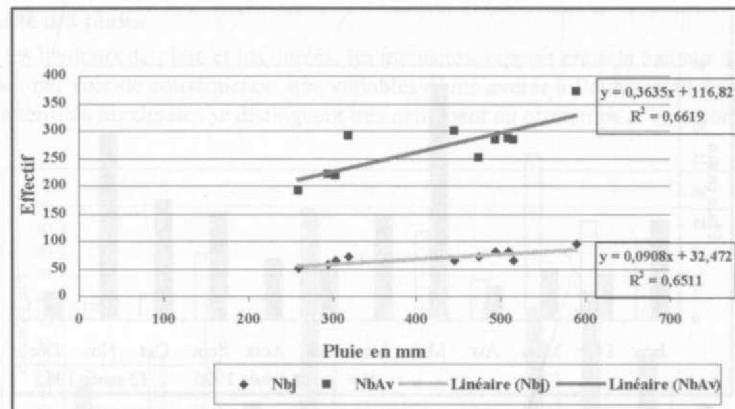


Figure 3 : Corrélations pluie annuelle/nombre d'averses et pluie annuelle/nombre de jours de pluie.

le nombre de jours de pluie. A l'échelle mensuelle, la corrélation entre le nombre des averses et les totaux pluviométriques mensuels varie d'un mois à l'autre. Elle est la plus forte en automne (95% pour le mois de septembre) et la plus faible en hiver (60% en février).

Le nombre d'averses totalisées en dix ans s'élève à 2695. Il varie entre 190 et 371 par an et entre 0 et 64 par mois. En moyenne les mois de l'hiver totalisent le plus grand nombre d'averses et les mois de l'été ont les nombres les plus faibles.

A l'échelle de la journée, le calcul du nombre d'averses par jour pluvieux donne, pour l'année 1976 année la plus pluvieuse de la série, une moyenne pondérée de 3 averses par jour pluvieux et une valeur maximale de 19 averses par jour de pluie. En effet, 58% des jours pluvieux ont 1 à 2 averses par jour alors que 2.5 % seulement ont plus de 10 averses par jour.

Rapportés au total pluviométrique mensuel moyen, les hauteurs de pluie par averse oscillent entre 1.3 mm pour le mois de Janvier et 2.6 mm pour le mois de Juillet ; le mois de Novembre malgré un nombre élevé d'averses atteint 2 mm par averse.

3.2. Caractéristiques des averses

Les averses se caractérisent par leur durée, leur hauteur et leur intensité. L'intensité d'une averse est la hauteur recueillie en mm par unité de temps (George, 1984). Etant donné la variabilité très forte des données il nous a semblé qu'une étude de valeurs moyennes n'était pas significative. Nous nous sommes alors basés essentiellement sur l'analyse des années extrêmes, l'année la plus humide et l'année la plus sèche dans notre série et des valeurs maximales, les valeurs minimales pouvant atteindre des chiffres dérisoires. Il est à noter que l'année 1976, malgré un hiver déficitaire, a un excédent annuel de 40%. L'année 1985 a, par contre, enregistré un déficit de 30%, un été totalement sec et 2 mois (Mars et Mai) excédentaires.

Il se dégage de notre analyse que les valeurs faibles sont prédominantes. Les hauteurs inférieures à 2 mm de pluie constituent 80 à 85 % du nombre total des averses et 20 à 25 % des hauteurs de pluie enregistrées. La pluie journalière est donc formée d'une multitude d'averses insignifiantes au point de vue apport pluviométrique et de quelques averses abondantes qui peuvent atteindre au maximum un total de 40 mm de pluie (fig. 4). C'est pendant la saison des pluies (automne, hiver et printemps) et les années et les mois excédentaires que sont notées les plus fortes valeurs (38.8 mm en Février 1992, 29.3 mm en Novembre 1976, et 8 mm seulement de hauteur maximale d'averse en juillet et Août 1976).

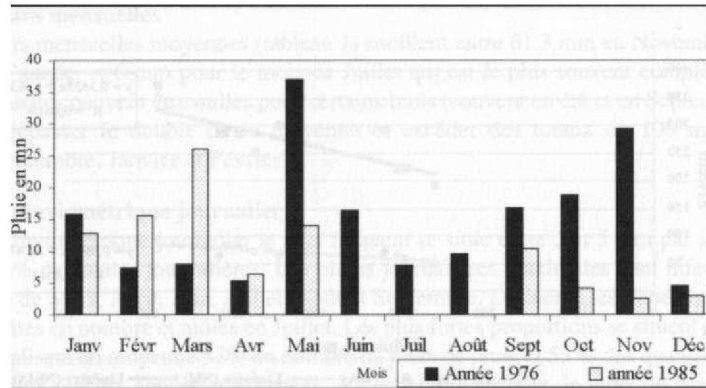


Figure 4 : Hauteurs maximales des averses à Tunis Manoubia.

La durée des averses varie de quelques minutes à plus de 12 heures, soit une demi-journée de pluie ininterrompue. En moyenne mensuelle, la durée des averses varie entre 20 minutes (septembre 1985) et 80 minutes (Novembre 1976), mais les durées inférieures à une heure représentent généralement près de 80% des averses. Quant aux valeurs maximales des averses (figure 5) elles sont également très variables et la corrélation avec les hauteurs de pluie est très faible.

La durée maximale se situe au mois de janvier qui dépasse 11 heures de pluie continue pour les deux années prises en considération. Pour les mois de Février, Mars et avril, l'année 1985 présente les valeurs les plus fortes, soit 4 à 6 heures de pluie. En été, la répartition est très singulière: 15 minutes pour le mois d'Août, 60 minutes pour les mois de Juin et plus de 3 heures pour le mois de Juillet ! Pour les mois de Mai et de Septembre à Décembre, le nombre d'heures oscille entre 34 minutes et 7 heures 20 minutes.

Tableau 2 : Les averses à Tunis Manoubia.

Nombre moyen mensuel et hauteur de pluie moyenne par averse

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Année
Nmav	43	35	30	30	15	4	2	3	14	25	30	37	270
Hpav	1.3	1.4	1.4	1.3	1.8	1.5	2.6	2.2	1.9	1.6	2	1.6	1.6

Nmav : Nombre moyen d'averses / Hpav : Hauteur de pluie par averse

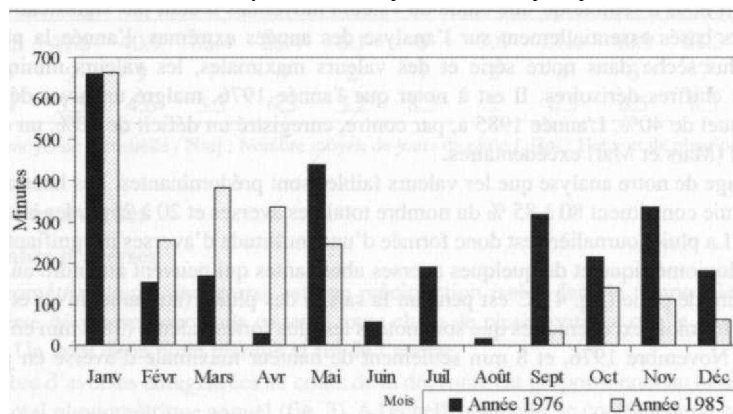


Figure 5 : Durée maximale des averses.

3.3. L'intensité des pluies

Comme les hauteurs de pluie et les durées, les intensités, rapport entre la hauteur d'une averse et sa durée, sont, par voie de conséquence, très variables d'une averse à l'autre et au sein d'une même averse. Les intensités maximales se distinguent très nettement au printemps et en automne (figure 6).

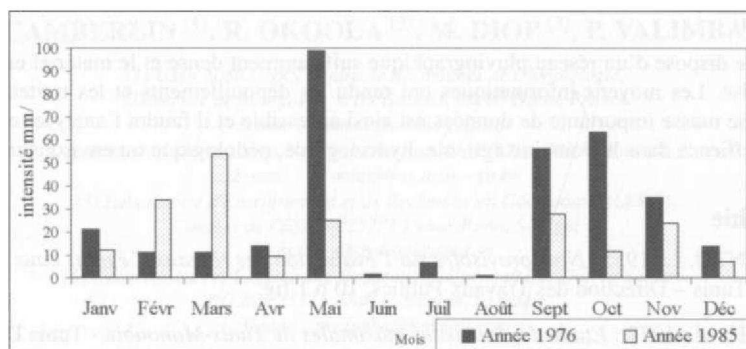


Figure 6 : Intensité maximale des averses.

L'averse du 24 Février 1979 a donné en début de soirée, au cours d'une averse qui a duré 11 minutes, une intensité de 267 mm/h pendant 2 minutes puis de 153 mm/h pendant les 4 minutes suivantes et 45.6 mm/h pendant les 5 dernières minutes. Le 20 Mai 1976 (figure 7), après des chutes de pluie très faibles au cours de la matinée, une averse de deux heures a eu lieu en début d'après midi. Elle a commencé par de fortes intensités qui ont duré 24 minutes, réparties en 52.5 mm/h pendant 8 minutes, puis 85,7 mm/h pendant 7 minutes, 99 mm/h en 6 minutes et 64 mm/h en 3 minutes. La fin de l'averse a été marquée par de faibles intensités.

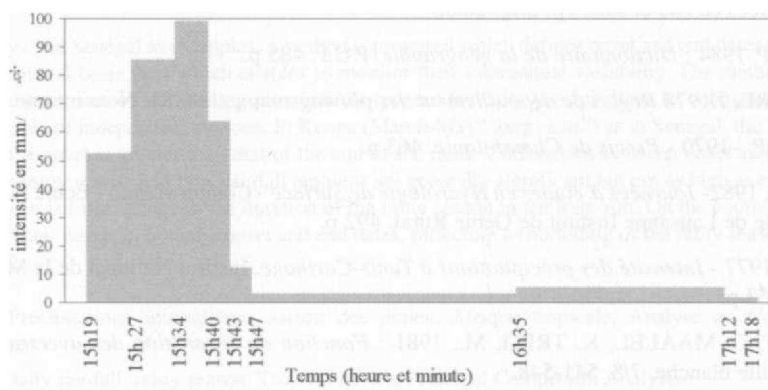


Figure 7 : Hyetogramme de l'averse du 20 mai 1976.

Ainsi les averses prennent plusieurs formes :

- des averses de faible durée, de faible hauteur et de faible intensité;
- des averses de faible durée, de forte hauteur et de forte intensité;
- des averses de longue durée, de forte hauteur et de faible intensité;
- des averses de longue durée, de forte hauteur et de forte intensité.

Elles se produisent en toute saison mais, évidemment, les plus fortes hauteurs et les plus fortes intensités se produisent pendant les mois humides et les années excédentaires. Les fortes intensités sont à l'origine des crues, du volume des ressources en eau, des actions érosives qui façonnent et modifient les formes de relief.

Conclusion

La Tunisie dispose d'un réseau pluviographique suffisamment dense et le matériel est de plus en plus automatisé. Les moyens informatiques ont rendu les dépouillements et les traitements moins fastidieux. Une masse importante de données est ainsi accessible et il faudra l'analyser en vue d'une exploitation efficace dans le domaine agricole, hydrologique, pédologique ou environnemental.

Bibliographie

- BONNENFANT, J. L., 1935 : *Note provisoire sur l'évaluation des réseaux d'égouts eaux pluviales en Tunisie* - Tunis - Direction des Travaux Publics, 10 p 1 fig.
- B O U S S A B A H, M . , 1972 : *Etude des intensités maximales de Tunis-Manoub'm* - Tunis Direction des ressources en eau - 6 p. 3 tabi. 5 fig.
- CORMARY, M.Y. et BEN HAJALA, A., 1964 : *Les pluies en Tunisie (loi, intensité, fréquence, durée)* Atlas des cartes - Tunis - SCET 16 p. 36 fig.
- D GRE, 1995 : *Atelier sur les méthodes de traitement des données hydrologiques* Mars 1995 Ministère de l'Agriculture Direction Générale des Ressources en eau - 24-26 Janvier 1995 Rapport, 96 p.
- DE MONTMARIN, A. 1951: *Les pluies torrentielles en Tunisie* - Tunis - 13 p. 14 pl.
- DE MONTMARIN, A. 1952: *Intensité des pluies torrentielles de Tunis-Manouhia comparée aux pluies torrentielles de Paris Montsouris*. Tunis BIRH 1p.
- DE MONTMARIN A. 1953 : *Intensité et durée des averses enregistrées à Tunis* - Direction des Ressources en eau et sols. 7p. 2fig. 2tabl.
- GEORGE P. 1984 : *Dictionnaire de la géographie*. P.U.F. 485 p.
- GUISCAFRE, J.1978 *Règles de dépouillement des pluviogrammes*. DGRE Note interne 56 p.
- PEGUY C.P. -1970 - *Précis de Climatologie*. 463 p.
- GLOOR R. 1982- *Journées d'études en Hydrologie de Surface - Compte Rendu* - Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne Institut de Génie Rural. 492 p.
- SAIDI H. 1977 - *Intensité des précipitations à Tunis-Carthage*. Institut National de la Météorologie. Tunis. 63 p.
- THIRRIOT, C. MAALEL, K. TRIKI, M., 1981 : *Fonction de répartition des averses en Tunisie*. La houille blanche. 7/8, 541-548.
- TIXERONT, J. 1960: *Intensités des précipitations à Tunis*. H. A.R.Tunis. 2 p.
- WISCHMEYER W. H. SMITH D. D., 1978: *Predicting rainfall erosion losses: Guide to conservation planning* U S. Department of Agricultural handbook n° 537, 58 p.

IDENTIFICATION DES DATES DE DEMARRAGE ET DE FIN DE SAISON DES PLUIES : APPLICATIONS A L'AFRIQUE DE L'EST ET AU SENEGAL

P. CAMBERLIN &, R. OKOOLA *, M. DIOP⁽¹⁾, P. VALIMBA <

(1) UMR 5080 CNRS Centre de Recherches de Climatologie,
Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

E-mail : camber@u-bourgogne.fr

(2) Department of Meteorology, Université de Nairobi, P.O.Box 30197, Nairobi, Kenya

E-mail : okoola@lion.meteo.go.ke

(3) Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique (LERG),
Campus de l'ESP, BP25275 Dakar-Fann, Sénégal

E-mail : mbaydiop@ucad.sn

(4) Water Resources Engineering Department, Université de Dar-es-Salaam,
P.O.Box 35131, Dar-es-Salaam, Tanzanie

E-mail : pvalimba@hotmail.com

Résumé

En prenant les exemples du Kenya et du Sénégal, une méthode est proposée pour définir des dates de début et de fin de saison des pluies ayant une assise régionale, et permettant leur suivi inter-annuel. La méthode, à valeur climatique plus qu'agroclimatique, repose sur les scores cumulés, année par année, de la première composante principale des précipitations journalières. Sa robustesse est testée à partir d'un échantillon indépendant. Au Kenya (« long rains » de mars-mai) comme au Sénégal, la variabilité interannuelle de la fin de saison est moins prononcée que celle du début des pluies. Les corrélations entre dates de démarrage et de fin, durée de la saison et pluviométrie totale ne sont pas toutes aussi élevées qu'attendu. On note en Afrique de l'Est une relative stabilité de la durée de la saison sur le long terme. Au Sénégal en revanche, les tendances significatives des dates de démarrage et de fin témoignent d'un raccourcissement de la saison des pluies entre 1950 et 1992.

Abstract

With Kenya and Senegal as examples, a method is proposed which defines onset and end dates of the rainy season on a regional basis, and which enables to monitor their interannual variability. The method uses the yearly cumulative scores of the leading principal component for daily precipitation. Its robustness is tested based on a sample of independent stations. In Kenya (March-May "long rains") as in Senegal, the interannual variability of the onset is greater than that of the end of the rains. Correlations between onset and end dates, duration of the rainy season and total rainfall amounts are generally significant but not as high as expected. In East Africa, there is little change in the duration of the rainy season in the long-run. On the contrary, Senegal exhibits significant trends in both the onset and end dates, reflecting a shortening of the rainy season between 1950 and 1992.

Mots-clés : Précipitations journalières, saison des pluies, Afrique tropicale, Analyse en Composantes Principales.

Keywords : Daily rainfall, rainy season, Tropical Africa, Principal Component Analysis.

Introduction

La détermination et la prévision des dates de début et de fin de saison des pluies sont des questions cruciales dans tous les pays qui dépendent de l'agriculture pluviale, car d'elles dépendent le calendrier agricole et en grande partie les quantités récoltées. C'est le cas dans une bonne partie de l'Afrique tropicale. Les méthodes d'identification de ces dates peuvent être divisées en deux catégo-

ries : celles reposant sur la répartition des précipitations (ou intégrant le bilan hydrique) et celles prenant en compte la dynamique atmosphérique.

Dans la première catégorie figure une grande variété de méthodes, généralement applicables sur une base stationnelle et dans un but agroclimatique. La forme générale en a été donnée par Stern et al. (1981) et des applications présentées par Mhita et Nassib (1987) pour la Tanzanie, par Diop et al. (1996), Omotosho et al. (2000) ou Dodd et Jolliffe (2001) pour l'Afrique de l'Ouest. A une échelle régionale, Marengo et al. (2000) ont utilisé des moyennes spatiales, lissées sur 5 jours, pour identifier le démarrage des pluies en Amazonie. Le résultat, comme dans les approches stationnelles, reste dépendant des seuils millimétriques utilisés.

Le second groupe de méthodes est fondé sur la circulation atmosphérique d'altitude (cf. Joseph et al. (1994), Hendon et Liebmann (1990) et Omotosho (1992) pour les moussons indienne, australienne et ouest-africaine, respectivement). Elles peuvent être robustes mais nécessitent des données aérologiques pas toujours disponibles. Si on les exclut, le problème est donc d'arriver à une définition strictement pluviométrique qui soit représentative d'un grand nombre de stations. Il s'agit là d'une contrainte majeure si l'on veut espérer prévoir ultérieurement le début ou la fin de la saison des pluies. Une méthode d'identification simple, fondée sur l'Analyse en Composantes Principales (ACP), est proposée ici. Elle est appliquée à deux régions africaines aux régimes pluviométriques différents, mais où l'agriculture est très sensible à la variabilité des pluies. En Afrique de l'ouest, le Sénégal possède une saison des pluies unique (régimes unimodaux) centrée sur l'été boréal. En Afrique de l'est (Kenya et Tanzanie du nord), les régimes sont en général bimodaux. Dans les deux cas, les totaux pluviométriques sont relativement contrastés dans l'espace, avec un gradient méridien au Sénégal, et altitudinal au Kenya.

1. Présentation et évaluation de la méthode

1.1. Données et méthode

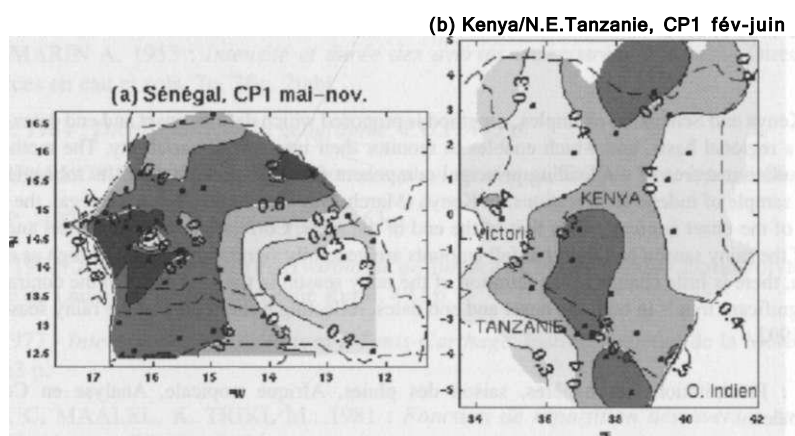


Figure 1 : Première composante principale des précipitations journalières au Sénégal (a) et au Kenya (b). Les points désignent les stations utilisées.

Pour synthétiser l'évolution des précipitations journalières, éminemment variables dans le temps et dans l'espace, nous utilisons l'ACP appliquée aux séries stationnelles journalières, sur la base de la matrice de corrélations entre les stations. L'analyse est limitée à la saison pluvieuse et aux mois encadrants, afin de n'éliminer aucun cas de démarrage précoce (ou de fin tardive). Pour le Sénégal,

34 stations sont utilisées sur la période 1950-1992, de mai à novembre (Camberlin et Diop, 2002). Pour le Kenya et le nord de la Tanzanie, 34 stations sont aussi considérées, de 1958 à 1987. Presque toutes possèdent un régime pluviométrique bimodal (pluies en mars-mai et octobre-décembre, Okoola, 1998), mais seules les "long rains" sont analysées ici, à partir des données de février à juin. La distribution des données journalières de précipitations étant fortement dissymétrique, toutes les données sont préalablement pondérées par leur racine-carrée (Barring, 1988).

Dans chacun des deux cas étudiés, la première composante principale (CP1) décrit une part importante de la variance journalière (36% au Sénégal, 21% au Kenya) et est bien représentative de l'évolution des précipitations dans une large majorité des stations (figure 1). La covariabilité qu'elle exprime recouvre à la fois le calendrier moyen des pluies, les variations intra-saisonnières et les variations interannuelles, dans la mesure où le travail s'effectue sur des données journalières pluri-annuelles non désaisonnalisées. Les régions les mieux décrites par chacune des CP1 sont le Sénégal central, et en Afrique de l'est une bande médiane incluant les "Eastern Highlands". Au-delà, les saturations positives sur quasiment l'ensemble des deux domaines témoignent d'un réel synchronisme dans les variations des pluies, en tout cas à l'échelle des événements journaliers

Kenya-Tanz., Scores cumulés CP1 (Fév-juin)

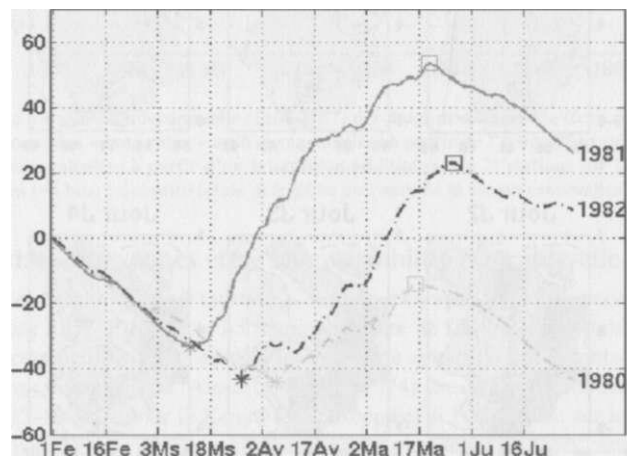
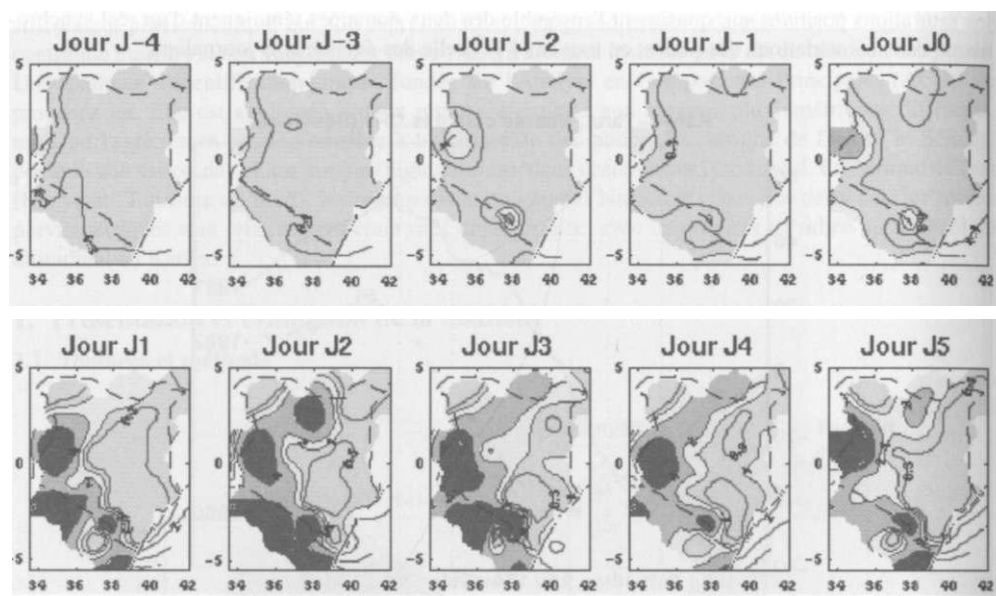


Figure 2 : Scores cumulés (année par année) de la 1^{ère} composante principale, pour 1980, 1981 et 1982 au Kenya / Tanzanie. Les symboles indiquent le démarrage et la Fin des « long rains ».

La seconde étape consiste à analyser, pour chaque année séparément, la chronique temporelle normalisée (scores) de la CP1. Pour une année donnée, les scores cumulés montrent trois phases successives, décroissante, ascendante, et à nouveau descendante, matérialisant respectivement la fin de la saison sèche, la saison des pluies, et le début de la saison sèche suivante (figure 2). Les points d'inflexion (valeurs maximales et minimales des scores cumulés) sont retenus comme dates de démarrage et de fin de la saison des pluies. Une telle définition correspond en fait à la règle suivante : une date de démarrage de la saison des pluies peut être retenue si elle amorce une période où les pluies sont supérieures à la moyenne journalière, et non suivie d'une période déficitaire (c'est-à-dire entraînant un déficit cumulé supérieur à l'excédent qui précédait). On notera qu'aucun seuil quantitatif n'est utilisé, ce qui fait qu'elle s'adapte automatiquement à la quantité moyenne de pluies de la station considérée. La contrepartie en est bien sûr une moindre valeur agroclimatique "locale", dans la mesure où une plante a des besoins en eau quantitativement très précis.

12. Validation

Le caractère régional des dates identifiées par cette méthode semble attesté par la bonne représentativité spatiale de la CP1. Cela a été vérifié en calculant les précipitations moyennes recueillies en chaque station au cours de chacun des jours qui précèdent et qui suivent les dates obtenues. Les cartes correspondantes (figure 3) montrent par exemple pour le Kenya un contraste évident entre les 4 jours qui précèdent et les 5 jours qui suivent le début de saison. L'augmentation de la pluviométrie est soudaine et quasi généralisée. Cette installation de la saison des pluies s'effectue donc de façon plus ou moins simultanée dans de nombreuses régions du pays. Un résultat également très concluant est obtenu pour le début des pluies au Sénégal. Il indique que la date moyenne fournie chaque année, qui est certes très théorique et ne saurait avoir le même sens agroclimatique du nord au sud du pays, correspond bel et bien à un épisode pluvieux assez durable et quasi-généralisé. Pour la fin de saison, le retrait est plus irrégulier, du moins au Kenya.



**Figure 3 : Précipitations moyennes (en mm/jour) des jours précédant et suivant la date (jl) de démarrage des « long rains », au Kenya et dans le nord-est de la Tanzanie (valeurs calculées sur la période 1958-1987).
En gris foncé : précipitations supérieures à 2 mm/jour.**

Un second aspect est la sensibilité des dates obtenues au réseau de stations analysé. Pour la tester, un second échantillon a été constitué au Kenya sur la période 1971-1987, en utilisant 21 stations en général éloignées des précédentes, mais couvrant assez bien le pays. La même méthode de détermination des bornes de la saison des pluies est employée, et les dates recueillies sont comparées aux précédentes (figure 4, cercles). L'accord entre les deux échantillons est quasiment parfait. Honnis deux cas (1971 pour le démarrage, 1977 pour la fin) les dates obtenues à partir des deux groupes de stations sont identiques ou ne diffèrent l'une de l'autre que d'un à deux jours (corrélation de 0,97 pour le début de saison, de 0,92 pour la fin). Ces résultats permettent d'utiliser avec confiance les séries pour l'étude de l'évolution interannuelle des bornes de la saison des pluies, en donnant à nos remarques une assise régionale.

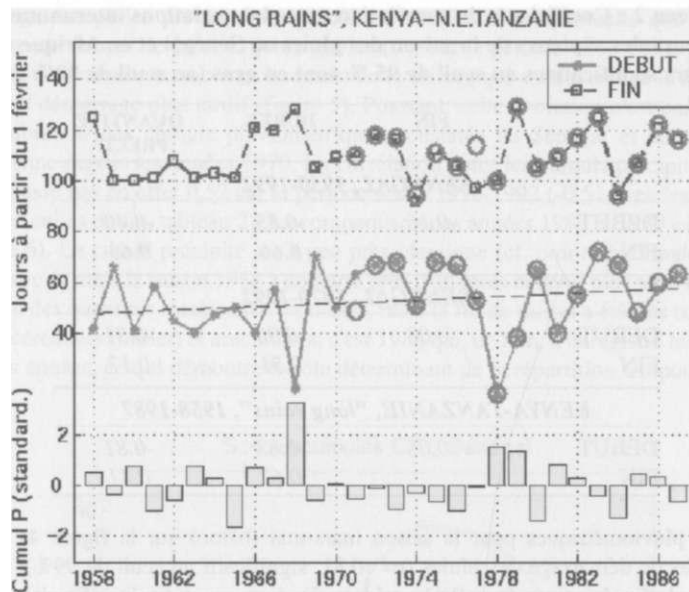


Figure 4 : Variabilité interannuelle (1958-1987) des dates de démarrage (trait plein) et de fin (tirets) des « long rains » au Kenya, calculées à partir de l'échantillon principal. Cercles : dates calculées à partir d'un échantillon additionnel de 21 stations sur 1970-1987. Barres verticales (en bas) : quantité totale précipitée au cours de la saison (anomalies normalisées).

2. Analyse des dates moyennes et de leur variabilité interannuelle

Pour le Kenya et l'extrême nord tanzanien, la date moyenne de démarrage des "long rains" obtenue sur la période 1958-1987 est le 25 mars, et la date de fin le 21 mai (tableau 1). Les cartes d'Asnani (1993) placent pour la région étudiée le démarrage autour de la 17^e pentade (22-26 mars) ce qui est conforme avec notre travail. Alusa et Mushi (1974) ont trouvé un démarrage un peu plus précoce, autour du 12-16 mars pour le Kenya (côte exceptée) si l'on se base sur les stations utilisées dans la présente analyse. Pour le retrait, la comparaison est plus délicate car les cartes d'Asnani (1993) permettent mal de donner une date représentative à l'échelle de toute la région.

Tableau 1 : Moyennes et écarts-types (entre parenthèses, en jours) des dates de démarrage et de fin des saisons des pluies au Sénégal et en Afrique de l'Est (Kenya-N.E. de la Tanzanie).

	SENEGAL (1950-1992)	KENYA-TANZ. ("long rains", 1958-1987)
DEBUT	4 juillet (16)	25 mars (14,5)
FIN	2 octobre (11)	21 mai (10)

La variabilité interannuelle du démarrage des "long rains" est plus importante que celle de la fin (écart-type de 14 jours, contre 10 jours). C'est ainsi qu'en 1978 la saison a débuté le 15 février (figure 4), sans réelle interruption jusqu'en mai, alors qu'en 1983 il a fallu attendre le 13 avril. L'évolution de ces dates au cours des années 1958 à 1987 ne montre cependant pas de modification importante sur le long terme, si ce n'est une légère tendance à un démarrage plus tardif. C'est ce qui peut expliquer la différence constatée avec la date moyenne déduite du travail d'Alusa et Mushi (1974), réalisé sur une base stationnelle avec des données antérieures aux nôtres.

Tableau 2 : Coefficients de corrélation entre les variations interannuelles de plusieurs descripteurs de la saison des pluies au Sénégal et en Afrique de l'est. Les valeurs significatives au seuil de 95 % sont en gras (au seuil de 99% en grisé).

	FIN	DUREE	QUANTITE PRECIP.
<i>SENEGAL, 1950-1992</i>			
DEBUT	-0.16	-0.85	-0.40
FIN		0.66	0.63
<i>SENEGAL, 1970-1992</i>			
DEBUT	-0.08	-0.90	-0.51
FIN		0.51	0.17
<i>KENYA-TANZANIE, "longrains", 1958-1987</i>			
DEBUT	-0.08	-0.83	-0.81
FIN		0.62	0.41

Les cumuls pluviométriques pour la saison mars-mai (bâtons sur la figure 4) sont fortement corrélés aux dates de démarrage des pluies ($r = -0.81$, significatif au seuil de 99%), mais beaucoup moins aux dates de fin de saison ($r = +0.41$; tableau 2). Autrement dit, la précocité de la saison est gage de forte pluviométrie. L'intensité journalière moyenne (quantité moyenne de pluie par jour), par comparaison, a une incidence moins décisive sur le cumul saisonnier ($r = +0.56$).

Dans le cas du Sénégal, en moyenne, la durée de la saison des pluies atteint 71 jours, avec un démarrage le 4 juillet (tableau 1). Ces valeurs sont surtout représentatives de la partie centrale du pays; dans le nord, le démarrage est plus tardif, dans le sud plus précoce, et des différences peuvent apparaître aussi avec d'autres travaux, notamment lorsque les dates sont calculées localement, sur des bases agroclimatiques (Diop et al., 1996). Cependant, la moyenne spatiale obtenue avec ces dernières (10 juillet) reste peu différente de celle déduite de l'ACP.

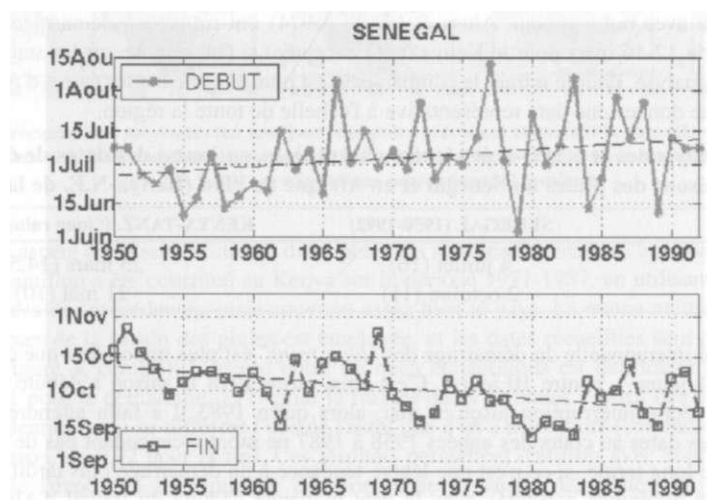


Figure 5 : Variabilité interannuelle (1950-1992) des dates de démarrage (en haut) et de fin (en bas) de la saison des pluies au Sénégal.

Le démarrage des pluies présente une plus forte variabilité interannuelle que la fin, avec des départs-types respectivement de 16 et 11 jours (tableau 1). Sur la période 1950-1992, les séries temporelles montrent une tendance au raccourcissement de la saison, qui est davantage le fait d'une fin plus précoce que d'un démarrage plus tardif (figure 5). Pourtant, cette évolution n'est pas la réplique parfaite de la diminution des cumuls pluviométriques constatée au Sénégal et dans toute la bande soudano-sahélienne depuis les années 1970. La corrélation entre les cumuls précipités et la durée de la saison ne dépasse pas en effet 0,52 sur la période sèche 1970-1992 (-0,51 avec les dates de démarrage, +0,17 avec celles de fin, tableau 2). La comparaison des années 1988 et 1989 est à cet égard très parlante (figure 6). Le cumul précipité est à peu près identique (cf. ordonnées finales des courbes à droite sur la figure 6) mais la saison 1988 a démarré près d'un mois et demi plus tard. Quant à la saison 1990, elle a reçu des quantités totales bien modestes, mais la fin de saison a été très tardive. En termes de rendements céréaliers (millet) et arachidières, c'est 1988 qui, de loin, a enregistré les valeurs les plus faibles des trois années, ce qui démontre le rôle déterminant de la répartition temporelle des pluies.

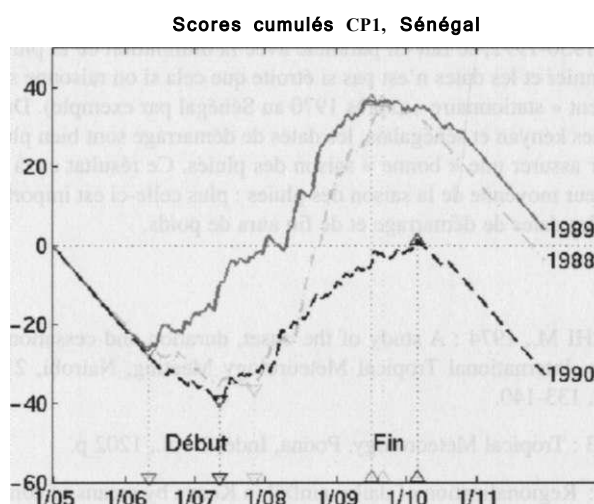


Figure 6 : Scores cumulés (par année) de la composante principale, pour les années 1988 à 1990 au Sénégal. Les triangles indiquent le démarrage et la fin de la saison des pluies.

Un point remarquable est à noter, comme au Kenya: la date de démarrage pèse bien plus lourdement que la date de fin dans la variabilité du cumul pluviométrique (tableau 2). Dans un climat approximativement "stationnaire" (cas du Sénégal entre 1970 et 1992, ou des "long retins" au Kenya), les corrélations entre quantité précipitée, durée de la saison et date de démarrage indiquent que la "réussite" de la saison dépend tout autant de la précocité de son démarrage que de sa durée totale. Un des éléments associés à ce poids du démarrage dans le cumul saisonnier est que, dans les deux régions, les dates de début des pluies varient plus que celles de fin, à l'échelle interannuelle. Ce fait est d'importance pour l'agriculteur car, indépendamment et pour bien des plantes cultivées, c'est le début de la période végétative qui est la plus critique.

Conclusion

L'utilisation des scores d'Analyse en Composantes Principales de données pluviométriques journalières permet une identification relativement robuste des dates de démarrage et de fin de la saison des pluies, comme le démontrent les exemples sénégalais et est-africain. Il faut cependant être conscient que la valeur agroclimatique des dates obtenues dans les deux exemples proposés est très modeste. En effet, seule la variable pluviométrique est utilisée, et les espaces étudiés, de taille importante, ont des conditions climatiques moyennes (cumuls et régimes) pas assez homogènes pour que les dates aient une valeur universelle. Cependant, elles correspondent bel et bien à des occurrences d'épisodes pluvieux ou secs assez durables et quasi-généralisés à l'échelle des espaces étudiés, positionnés aux marges de la saison des pluies. La représentativité régionale de ces dates doit permettre d'envisager leur prévisibilité, en étudiant les modifications de la circulation atmosphérique ou des champs de surface accompagnant et précédant ces événements.

La méthode permet également un suivi interannuel simple, à valeur régionale, des caractéristiques de la saison des pluies. Dans les deux cas étudiés, il apparaît que la variabilité des dates de démarrage est plus forte que celle des dates de fin. Si au Sénégal le raccourcissement général de la saison, au cours de la période 1950-1992, se fait en parallèle avec la diminution de la pluviométrie, la relation entre le cumul saisonnier et les dates n'est pas si étroite que cela si on raisonne sur des périodes où le climat est relativement « stationnaire » (après 1970 au Sénégal par exemple). Dans ce cas, comme le montrent les exemples kenyan et sénégalais, les dates de démarrage sont bien plus déterminantes que les dates de fin pour assurer une « bonne » saison des pluies. Ce résultat est à moduler bien sûr en fonction de la longueur moyenne de la saison des pluies: plus celle-ci est importante, moins la variabilité interannuelle des dates de démarrage et de fin aura de poids.

Bibliographie

ALUSA A.L., MUSHI M., 1974 : A study of the onset, duration and cessation of the rains in East Africa. Preprints, International Tropical Meteorology Meeting, Nairobi, 21 Jan - 7 Feb 1974. AMS, Boston, p. 133-140.

ASNANI (J.C., 1993 : Tropical Meteorology. Poona, Inde, 2 vol., 1202 p.

BARRING L, 1988: Regionalization of daily rainfall in Kenya by means of common factor analysis. *Int J Climatol* 8 : p. 371-389.

CAMBERLIN P., DIOP M., 2002 : Application of daily rainfall PCA to the assessment of the rainy season characteristics in Senegal. accepté dans *Climate Research*.

DIOP M, HOUNDENOU C., RICHARD Y., 1996 : Variabilité des dates de début et de fin de l'hivernage au Sénégal. *Publ. de l'A/C*, 9, p. 430-436.

DODD DES, JOLLIFFE IT, 2001 : Early detection of the start of the wet season in semiarid tropical climates of western Africa. *Int J Climatol* 21 : p. 1251-1262.

HENDON HH, LIEBMANN B, 1990 : A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J Atmos Sci* 47 : p. 2227-2240

JOSEPH PV, EISCHEID JK, PYLE RJ, 1994 : Interannual variability of the onset of the Indian Summer monsoon and its association with atmospheric features, El Niño, and sea surface temperatures. *J Clim* 7: p. 81-105.

MARENGO JE, LIEBMANN B, KOUSKY VE, FILIZOLA NP, WAINER IC, 2001 : Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *J. Clim* 14: p. 833-849.

- MHITAMS, NASSIB IR, 1987 : The onset and end of rains in Tanzania. In : *Proceedings, 1st Techn. Conf. on Meteor. Research in Eastern and Southern Africa*. KMD, Nairobi, p. 33-37.
- OKOOLAR., 1998 : Spatial evolutions of the active convective patterns across the Equatorial Eastern Africa region during northern hemisphere spring season using Outgoing Longwave Radiation records. *Met. Atm. Phys.*, 66, 1-2, p. 51-63.
- OMOTOSHO JB, 1992 : Long-range prediction of the onset and end of the rainy season in the West African Sahel. *Int J Climatol* 12, p. 369-382.
- OMOTOSHO JB, BALOGUNAA, OGUNJOBI K, 2000: Predicting monthly and seasonal rainfall, onset and cessation of the rainy season in West Africa using only surface data. *Int J Climatol* 20, p. 865-880.
- STERN RD, DENNETT MD, GARBUTT DJ, 1981: The start of the rains in West Africa. / *Climatol* 1, p. 59-68.

LES ÉPISODES DE PRÉCIPITATIONS ABONDANTES (PÉRIODE 1951 - 1991) DANS L'ITALIE DU NORD ET LA SARDAIGNE

I. MAGGI ⁽¹⁾, C. OTTONE W ⁽¹⁾ ET M.A. PULINA ⁽²⁾

(1) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia, Via Ferrata, 1, 27100 PA VIA

iremaggi@manhattan.unipv.it, cottone@manhattan.unipv.it

(2) Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Univ. di Sassari, Via de Nicola, 1, 07100 SASSARI

pulina@uniss.it

Résumé

L'apparition d'épisodes de précipitations abondantes est l'un des aspects significatifs du rythme pluviométrique.

L'objectif de cette recherche consiste à effectuer une analyse de la distribution spatio-temporelle du nombre de jours de précipitation abondante, ainsi que de leur fréquence.

La recherche prend en considération 13 stations pluviométriques du Nord de l'Italie et 8 en Sardaigne, pour lesquelles on dispose de données journalières relatives à la période 1951-1991; on montre comment 40 mm de pluie /jour représentent le seuil qui définit le mieux les précipitations abondantes. Ce critère a permis de définir la matrice de base utilisée pour les élaborations successives.

Les données principales obtenues mettent en évidence, au moins en Italie du Nord, le lien étroit, direct entre le total de pluie et le nombre de jours caractérisés par des précipitations > 40 mm. Elles montrent, en outre, à quel point les épisodes les plus régionalisés de pluie abondante apparaissent dans les mois automnaux.

Abstract

The apparition of episodes of abundant precipitations is one of the aspects of the pluviometric rhythm.

The aim of this research consists of carrying out an analysis of the space temporal distribution of the number of days with abundant precipitation and also of their frequency.

The research takes into consideration 13 pluviometric stations of Northern Italy and 8 stations in Sardinia for which we have daily data relative to the period 1951-1991; we demonstrate how 40 mm of rain/day represent the threshold that best defines abundant precipitations. This criteria has allowed us to define the base matrix used for following elaborations.

The principal data obtained put into evidence, in Northern Italy, the straight and direct connection between the total rain and the number of days characterised by the precipitations > 40 mm and they demonstrate, moreover, to which extent the most regionalized episodes of abundant rain appear during the autumnal months.

Mots-clés : Précipitations abondantes, Italie du Nord, Apennins de Pavie et de Plaisance, Sardaigne.

Keywords : Abundant precipitation, Northern Italy, Apennines of Pavia and Piacenza, Sardinia.

Introduction

L'apparition d'épisodes de précipitations abondantes est l'un des aspects les plus significatifs du rythme pluviométrique (Fragoso et Gomes, 2000). Son poids, en l'espèce, est pris en considération, surtout pour ce qui concerne la partie septentrionale de l'Italie, en fonction de la potentialité de sursaturation des horizons du sol, lesquels, déjà intrinsèquement prédisposés à des phénomènes d'instabilité en raison de leurs caractéristiques géolithologiques et techniques (Braga et al, 1985 - Formigoni, 1979), sont fréquemment mobilisés par des éboulements et/ou des réactivations pouvant être ramenés à la typologie «coulée».

En particulier, pour ce qui concerne la zone septentrionale de l'Italie, qui fait l'objet d'études interdisciplinaires menées auprès du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Pavie,

la distribution spatio-temporelle des totaux annuels de précipitations et de l'indice de pluviocovariabilité IFco (Maggi et Ottone, 2003) a été précédemment définie par ces mêmes auteurs, en mettant en évidence dans les évolutions, des périodicités utilisées (Ottone et Maggi, 2002) dans l'aménagement des courbes de possibilité pluviométrique.

Un premier essai, consistant à superposer à ces dernières les données de pluies accumulées au cours des 2, 3, 7, 30 et 60 jours ayant précédé des éboulements dont le commencement est certifié (Tropeano et al., 1999), a donné des résultats pas toujours cohérents, mais qui suggèrent malgré tout de mener une enquête approfondie sur les épisodes de précipitations abondantes, afin d'enrichir le tableau climatique explicatif du risque.

En outre, dans cette note on a étendu la recherche à la Sardaigne: le but est de parvenir à des comparaisons entre les occurrences de précipitations abondantes qui caractérisent deux différents régimes pluviométriques, les régimes padan et méditerranéen.

1. Zones d'étude et données climatiques

Nous avons utilisé les données journalières des pluies de la période 1951-91 enregistrées dans 13 stations de la région de l'Oltrepò de Pavie et de Plaisance pour l'Italie du Nord, et dans 8 stations de la partie septentrionale de la Sardaigne, qui sont représentatives des conditions morphologiques des zones considérées (**figure 1**). Les données sont publiées par le Service Hydrographique Italien dans les Annales Hydrologiques de 1951 à 1991 (de 1951 à 1981 pour la Sardaigne, les données successives étant inédites). Des contrôles préliminaires sur les séries des données annuelles ont permis de vérifier l'homogénéité des observations échantillonneuses.

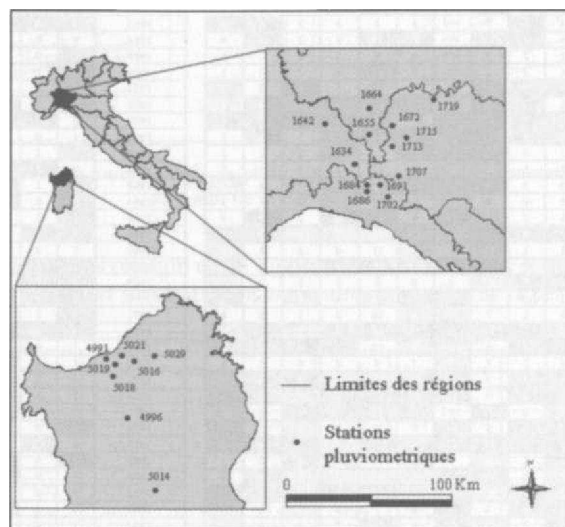


Figure 1 : Localisation des zones d'étude et des stations considérées, qui ont été identifiées au moyen du numéro de code selon le Service Hydrographique Italien.

2. Méthodologie et résultats

En premier lieu, on s'est occupé, en testant différentes possibilités, d'identifier la limite qui définit le mieux les « pluies abondantes ».

Dans la mesure où le seuil des 40 mm/jour de précipitations nous semble être le plus adapté (il est intéressant de rappeler que Giacobello et Todisco (1979) ont défini la limite de 50 mm comme étant

Pour ce qui concerne la Sardaigne, on observe que les épisodes fortement arrosés communs à la plupart des stations sont concentrés en quelques années isolées (1953, 1969, 1991, etc.), et sont absents dans presque toutes les stations en 1960 et pendant les années 1985-87. En outre seulement deux stations présentent des valeurs comprises dans la tranche m+10% et m-10%, c'est-à-dire Tempio (code n°5029) e C.Caddau (code n°5014), tandis que les années avec des valeurs appartenant à la classe m-10% sont généralement les plus nombreuses. Les valeurs moyennes sont inférieures à celles de l'Italie septentrionale, mais pendant quelque année on peut avoir jusqu'à 15 jours de précipitations supérieures à 40 mm, ce qui arrive par exemple à C. Caddau.

En tenant compte des chiffres absolus, et la **figure 2** en fait également foi, les épisodes caractérisés par des précipitations abondantes sont plus nombreux dans les stations dont l'altitude est plus élevée, et qui enregistrent également (**tableau 1**) un champ de variabilité plus important; les coefficients de corrélation - excellents au moins en Italie du Nord - qui lient le nombre moyen de jours avec précipitations >40mm à l'altitude des stations et aux totaux moyens annuels de pluie sont indiqués

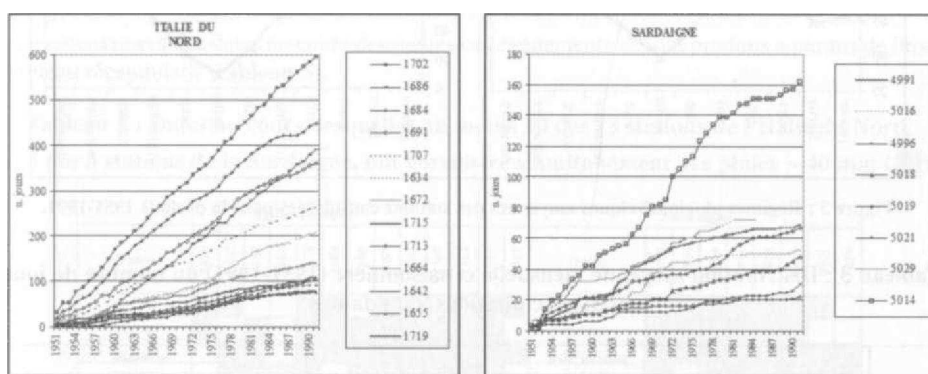


Figure 2 : Nombre de jours annuels de pluie > 40 mm cumulés dans les stations considérées au cours de la période 1951-1991.

Tableau 2 : Coefficients de corrélation entre nombre moyen annuel de jours de pluies abondantes, altitude de la station et précipitations moyennes annuelles de la période 1951-1991.

Italie du Nord				Sardaigne			
Code	Alt. (m)	P(mm)	n.jours	Code	Alt. (m)	P(mm)	n.jours
1634	515	1 176.8	5.0	4991	210	800.1	1.7
1642	209	751.0	2.0	4996	4111	6111.4	0.7
1655	409	846.9	2.3	5114	557	1 132.8	4.0
1664	466	846.9	3.6	5016	66	732.4	1.3
1684	981	1772.8	11.5	5018	300	710.9	1.2
1686	812	1828.6	12.2	5019	320	727.1	1.6
1691	610	1584.5	9.2	5021	10	518.5	0.6
1702	812	2053.0	14.5	5029	558	7.31.5	2.0
1707	630	1382.8	6.4	corr. entre n.jours-alt = 0,65			
1713	270	1154.1	2.5	corr. entre n.jours-P = 0,97			
1715	200	1125,7	2,8	corr. entre P-altitude = 0,56			
1719	50	838.6	1,9				
corr. entre n.jours-altitude = 0,88							
corr. entre n.jours-P = 0,99							
corr. entre P-altitude = 0,87							

dans le **tableau 2**. Pour la Sardaigne, à cause du nombre réduit des stations, les valeurs des coefficients de corrélation sont purement indicatives.

Le **tableau 3** montre la distribution moyenne mensuelle et saisonnière (1951-1991) du nombre de jours avec des précipitations abondantes: toutes les stations présentent une plus grande concentration de jours de pluie abondante durant la saison automnale, en particulier en octobre et en novembre, c'est à dire dans les mois qui, au moins en Italie du Nord, enregistrent également les valeurs de précipitations les plus élevées (**figure 3**).

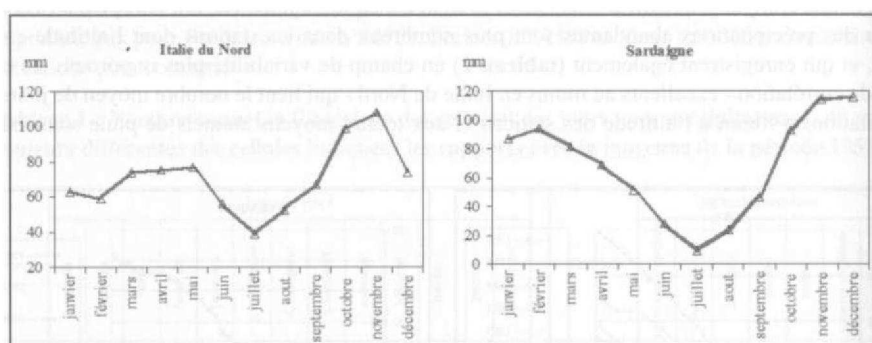


Figure 3 : Régimes pluviométriques moyennes des stations considérées pour la période 1951-1991.

Tableau 3 : Distribution moyenne mensuelle et saisonnière (1951-1991) du nombre de jours avec précipitations abondantes.

Période	Italie du Nord													Sardaigne									
	1634	1642	1655	1664	1672	1684	1686	1691	1702	1707	1713	1715	1719	4991	5016	4996	5018	5019	5021	5029	5014		
janvier	0,4	0,1	0,2	0,1	0,2	1,1	1,1	0,9	1,2	0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,3		
février	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,7	0,7	0,6	1,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3		
mars	0,3	0,1	0,1	0,3	0,4	1,0	0,8	0,7	1,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,4		
avril	0,3	0,1	0,1	0,1	0,4	0,8	1,0	0,7	1,4	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,0	0,1	0,4		
mai	0,1	0,1	0,0	0,2	0,2	0,5	0,5	0,4	0,7	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,3		
juin	0,1	0,1	0,1	0,0	0,3	0,5	0,6	0,3	0,5	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2		
juillet	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
août	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	0,6	0,6	0,6	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2		
septembre	0,5	0,2	0,3	0,3	0,4	1,1	1,1	0,8	1,0	0,7	0,4	0,5	0,1	0,2	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,1	0,2		
octobre	1,1	0,5	0,5	0,5	0,5	1,8	2,1	1,5	2,1	1,1	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,5		
novembre	0,7	0,4	0,3	0,3	0,4	1,9	2,0	1,5	2,1	1,2	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,4	0,5		
décembre	0,6	0,2	0,2	0,2	0,3	1,2	1,4	0,9	1,7	0,5	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,4	0,6		
printemps	0,7	0,2	0,2	0,6	1,0	2,2	2,2	1,7	3,6	0,9	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,0	0,3	1,0		
été	0,8	0,4	0,5	0,4	0,7	1,5	1,5	1,2	1,8	1,1	0,4	0,5	0,5	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,4		
automne	2,4	1,1	1,1	1,0	1,3	4,8	5,1	3,8	5,3	3,0	1,2	1,3	0,8	0,8	0,4	0,4	0,5	0,7	0,3	0,8	1,2		
hiver	1,2	0,3	0,5	0,3	0,6	3,0	3,1	2,4	3,9	1,4	0,5	0,5	0,3	0,5	0,3	0,0	0,2	0,4	0,1	0,7	1,3		
année	5,0	2,0	2,3	2,2	3,6	11,5	12,2	9,0	14,5	6,4	2,5	2,8	1,9	1,7	1,3	0,7	1,2	1,6	0,6	2,0	4,0		

Dans l'ensemble, pendant toute la période, on compte 2942 jours et 267 jours de précipitation respectivement dans les stations du Nord-Italie et de la Sardaigne, dont les valeurs sont supérieures (parfois de beaucoup) à 40 mm (**tableau 4**).

Pour les différentes zones climatiques considérées on peut souligner:

- Une bonne partie des stations de l'Italie septentrionale - 10 sur 13 - n'a enregistré simultanément des pluies abondantes que dans 28 cas; la station de Loco Carchelli (code n° 1691), située à 610 m d'altitude et caractérisée par des précipitations moyennes annuelles relativement élevées (1584,5 mm), est la seule dont le rapport entre événements généralisés et présence est égal à 1 : les autres stations, notamment Tortona (n° 1642) et S. Lazzaro Alberoni (n° 1719), apparaissent comme étant plus discontinues.

Il est intéressant de noter à quel point la plus grande partie des événements de pluie abondante à fort caractère régional est concentrée durant les mois de septembre, octobre et novembre, événements certainement liés (Giuliaci, 1988) aux situations de sirocco qui intéressent l'Italie du Nord pendant cette période, fréquemment associées à des configurations banques représentées par de profonds talwegs, qui s'étendent de l'Europe du Nord vers la Méditerranée, où un tourbillon dépressionnaire s'isole dans les basses couches.

- En Sardaigne septentrionale la plupart des stations - 5 sur 8 - a enregistré simultanément des pluies abondantes dans 19 cas, mais des événements généralisés à toutes les stations ont eu lieu seulement dans un jour, ceux communs à 7 stations pendant 4 jours durant la période 1951-91. La station de Sedinì (n°5019), située à 320 m d'altitude, dans une position centrale de la zone, est la seule à enregistrer sa présence dans la plupart des dates considérées.

Les événements à fort caractère régional sont plus fréquents pendant les saisons intermédiaires, c'est à dire en automne et en printemps, probablement en régime de sud-ouest (libeccio) (Serra, 1958 ; Serra 1971) qui caractérise les conditions météorologiques de l'île durant ces périodes.

Conclusion

La recherche effectuée a permis d'implémenter le tableau climatique des zones étudiées avec l'identification du seuil afin de définir les jours marqués par des précipitations abondantes, dont la disposition temporelle est mise en évidence.

Si, en premier ressort et du point de vue « applicatif », ce résultat peut être considéré comme étant satisfaisant, du point de vue « climatique » il est apparu clairement qu'il était nécessaire de développer une étude approfondie du contexte atmosphérique associé aux épisodes de précipitations abondantes.

Remerciements

Nous remercions le Service Hydrographique de la Sardaigne pour la fourniture des données inédites.

Cette recherche a été effectuée grâce aux fonds F.A.R. (Financement d'Université pour la Recherche) dans le cadre d'un projet intitulé « Hydrographie et évolution des versants dans le bassin du Pô comme réponse aux variations climatiques et environnementales » coordonné par P. Boni, et du cofinancement du Ministère de l'Université et de la Recherche Scientifique et Technologique (MURST) 1999 dans le cadre d'un projet national intitulé « Le glacialisme des Alpes par rapport aux variations environnementales », responsable national : A. Biancotti.

Bibliographie

- BRAGA G. et al., 1985 : *I fenomeni franosi nell' Oltrepò pavese: tipologia e cause*, Geologia applicata e Idrogeologia, voi. 20, p. II, p. 621-666.
- GIACOBELLO N. et TODISCO G., 1979 : *Caratteristiche sinottiche di alcune situazioni alluvionali*. Rivista di Meteorologia Aeronautica, n. 2.
- GIULIACCI M., 1985 : *Climatologia fisica e dinamica della Valpadana*, E.R.S.A., Servizio Meteorologico Regionale, Bologna, 403 p.
- FRAGOSO M. et GOMES T., 2000 : Contribution à l'étude climatologique des épisodes de précipitations abondantes dans le sud du Portugal (1983-1998), *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 13, p. 110-119.
- FORMIGONI G., 1979 : Considerazioni su caratteristiche e principali cause delle frane nell'Appennino settentrionale, *Geologia applicata e Idrogeologia*, voi. 14, p. Ili, p. 53-59.
- MAGGI I., OTTONE C., 2003 : Spatial-temporal precipitation analysis in the area between Scrvia T. and Nure T. (Northern Italy), *Quaternary International*, 102-102, Elsevier Science Ltd., p. 149-156.
- OTTONE C, MAGGI I., 2002 : Evénements pluviométriques critiques et graves éboulements: l'exemple de l'Oltrepò de Pavie et de Plaisance, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, voi. 14, p. 228-235.
- SERVIZIO IDROGRAFICO, Ministero LL. PP., Ufficio Idrografico del Po, Parma : *Annali Idrologici*, parte I, voi. 1951-1991.
- SERVIZIO IDROGRAFICO, Ministero L. L. PP., Sezione Autonoma di Cagliari : *Annali Idrologici*, parte I, voi. 1951-1981.
- SERRA A., 1958 : Introduzione allo studio della climatologia dinamica della Sardegna, *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, N° 1, p. 3-27.
- SERRA A., 1971 : Pressione atmosferica (tav.16); Tipi di tempo (tav.18) ; in : *Atlante della Sardegna*, a cura di Pracchi R., Terrosu Asole A., La Zattera Editrice, Cagliari.
- TROPEANO D. et al., 1999 : *Eventi alluvionali e frane nell'Italia Settentrionale*, C.N.R., pubi. N. 1927 del G.N.D.C.I., 279 p.

LES CHAMPS DES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES DURANT LA SAISON HUMIDE EN GRECE ET LEURS RELATIONS AVEC LE GEOPOTENTIEL A 500 HPA

P. MAHERAS⁽¹⁾ M. M. VAFIADIS⁽²⁾ F. KOLYVA-MACHERA⁽³⁾
C. ANAGNOSTOPOULOU⁽¹⁾ ET K. TOLIKA W⁽¹⁾

(1) Département de Météorologie et Climatologie, Université Aristotle de Thessaloniki, Grèce,
[e-mail: maheras@geo.auth.gr](mailto:maheras@geo.auth.gr)

(2) Division d'Hydraulique et de l'Environnement Université Aristotle de Thessaloniki, Grèce

(3) Département de Mathématiques, Université Aristotle de Thessaloniki, Grèce

Résumé

Cette analyse a pour but principal l'étude des anomalies climatiques par le moyen de la construction et de la description des champs pluviométriques, durant la saison humide (Octobre-Mars), des années humides et des années sèches en Grèce, mises en évidence par l'application de l'analyse en composantes principales aux données pluviométriques d'un réseau de 20 stations, distribuées de façon relativement uniforme sur le terrain, pour la période 1958-1997. En règle générale, l'excès pluviométrique est plus important dans les stations qui reçoivent le maximum des précipitations moyennes de la période humide (le long des côtes Ioniennes) et il diminue dans la mer Egée méridionale (Cyclades). De même, le déficit pluviométrique est plus important le long des côtes Ioniennes mais également aux stations qui se trouvent plus au nord du 39^{ème} parallèle. Les anomalies pluviométriques positives sont liées à la présence d'un champ avec des anomalies négatives des géopotentiels au niveau de 500 hPa relativement fortes centrées sur l'Europe centrale et occidentale. Au contraire, les anomalies pluviométriques négatives sont liées à la présence d'un champ avec des anomalies positives centrées également sur l'Europe centrale et occidentale.

Abstract

The principal goal of this analysis is the study of the climatic anomalies by the means of the construction and the description of the pluviométrie fields, during the humid period (October - March), of the wet and dry years in Greece. These years were revealed by the application of the principal component analysis using the pluviométrie data from 20 meteorological stations evenly distributed over Greece, for the period 1958-1997. Generally, the pluviométrie excess is more important for the stations that receive the maximum of the average precipitation of the humid period (along the Ionian coasts) and it decreases in the meridional Aegean Sea (Cyclades). The pluviométrie deficit is important along the Ionian coasts as well as in the areas situated northern than the 39°N. The relations of the pluviométrie anomalies with the geopotentials at 500 hPa were studied by the means of 500 hPa level anomalies that comprise the years of the positive and negative pluviométrie anomalies. The study of these composites shows that the positive pluviométrie anomalies link to a field with relatively strong negative anomalies of geopotentials centred in central and western Europe. In the contrary, the negative pluviométrie anomalies link to a field with positive anomalies centred in central and western Europe.

Mots clés : Grèce, anomalies pluviométriques, géopotentiels à 500 hPa.

Key words : Greece, pluviométrie anomalies, geopotential at 500 hPa.

Introduction

La variété des climats de la péninsule hellénique est un fait connu surtout en ce qui concerne la quantité ainsi que le régime des précipitations (Maheras et Kolyva-Machera, 1993; Xoplaki et al, 1998). C'est ainsi que les stations situées le long des côtes et des îles Ioniennes exposées aux vents d'ouest et de sud-ouest très humides sont parmi les plus arrosées non seulement de la Grèce mais

également de toute la Méditerranée, tandis que les stations des Cyclades sont parmi les plus sèches. En ce qui concerne le régime des précipitations, les stations continentales septentrionales connaissent un régime Méditerranéen avec une saison sèche très courte (un ou deux mois) alors que les stations méridionales maritimes ou insulaires présentent un régime pur méditerranéen avec une saison sèche très longue (de quatre à six mois).

Cette analyse a pour but principal : premièrement, l'étude des anomalies climatiques par le moyen de la construction et de la description des champs pluviométriques, durant la saison humide (Octobre-Mars), des années humides et des années sèches en Grèce, mises en évidence par l'application de l'analyse en composantes principales aux données pluviométriques d'un réseau de 20 stations, distribuées de façon relativement uniforme sur le terrain. L'étude des relations des anomalies pluviométriques, avec les géopotentiels à 500 hPa, constitue le second but de cette analyse.

1. Données et méthode

On a utilisé les données pluviométriques de la saison humide (Octobre-Mars) de 20 stations helléniques pendant la période 1958-1997 distribuées d'une façon uniforme sur le terrain. On a utilisé également les valeurs moyennes mensuelles des géopotentiels au niveau de 500 hPa. Il s'agit de données du NCEP/NCAR Reanalysis Data Set (Kalnay et al., 1996) aux points d'interception d'un réseau de mailles de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ situés entre 20° et 65°N de latitude et 20°W et 50°E de longitude.

A partir des précipitations mensuelles des 20 stations nous avons calculé les totaux de la période humide (Octobre-Mars), nous avons ensuite appliqué la technique de l'analyse en composantes principales aux données des précipitations de la période humide ($n=40$ saisons) de 20 stations ($m=20$) helléniques. La représentation et l'étude des anomalies climatiques se fait par l'examen des scores PC^l correspondant à la première composante principale qui est une composante de taille. A des valeurs positives de PC^l_i (l =nombre des composantes significatives retenues et i =nombre des années, $i=40$) correspondent des précipitations excédentaires et aux valeurs négatives de PC^l_i correspondent des précipitations déficitaires. L'étude ensuite des relations des anomalies pluviométriques avec les géopotentiels à 500 hPa a été faite par le moyen de la construction des composites des anomalies du niveau 500 hPa comprenant les années des anomalies pluviométriques positives et des anomalies négatives.

2. Les anomalies pluviométriques en Grèce

Comme nous l'avions déjà remarqué, la première composante principale est une composante de taille. A partir des valeurs des scores sur cette composante, il est possible de distinguer les anomalies positives des précipitations (scores positifs) et les anomalies négatives des précipitations (scores négatifs). C'est ainsi que pour mettre en évidence les anomalies pluviométriques en Grèce nous avons distingué les années avec des scores positifs et les années avec des scores négatifs. Ensuite, nous avons construit deux ensembles de cartes illustrant les champs des anomalies.

a) Le premier ensemble a été construit par la cartographie des valeurs présentant les rapports entre les précipitations moyennes de la période humide des 4 années présentant les scores positifs les plus forts et les précipitations moyennes correspondantes à la période étudiée. Il est évident que dans ce cas toutes les valeurs de ces rapports doivent être supérieures ou au moins égales à 1. De la même façon ont été construites les anomalies pluviométriques négatives, de la période humide (4 années présentant les valeurs absolues les plus fortes des scores négatifs).

b) Le second ensemble a été construit de la même façon que le premier mais on a choisi uniquement l'année la plus humide (score positif le plus fort) et également l'année la plus sèche (score négatif dont la valeur absolue est la plus forte).

2.1. Anomalies pluviométriques positives

2.1.1. Anomalies pluviométriques positives fortes (fig. 1a)

L'analyse composite portant sur les 4 années aux scores positifs les plus forts sur le premier facteur (1960-61, 1962-63, 1968-69, 1979-80) révèle que la répartition des isoplètes représentant le rapport des anomalies pluviométriques positives fortes à leurs moyennes est relativement simple. C'est ainsi que l'on observe un premier pôle de fortes anomalies pluviométriques positives dans la mer Egée septentrionale ($r = 1.50$) et au contraire un second pôle de faibles anomalies pluviométriques au sud dans les Cyclades ($r = 1.0$). C'est ainsi que la Grèce est divisée en deux parties tout au long d'une ligne allant de 37° de latitude à l'ouest au 39° à l'est. Au nord et au nord-ouest on trouve des anomalies pluviométriques positives plus importantes que dans le sud et le sud-est du pays. On trouve également des anomalies relativement fortes tout au long de la mer Egée orientale près de côtes turques.

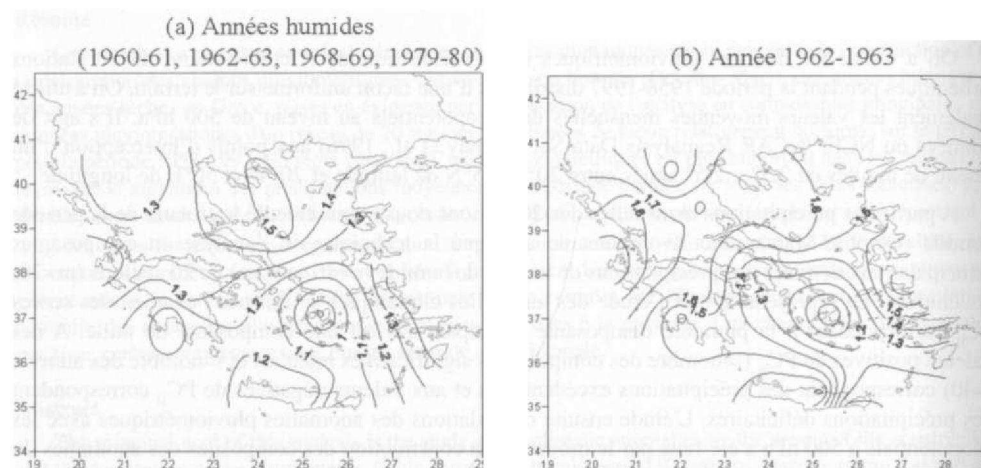


Figure 1 : Les anomalies pluviométriques positives fortes (a) et excessives (b).

2.1.2. Anomalies pluviométriques positives excessives (fig 1b)

L'année 1962-1963 est le meilleur exemple des anomalies pluviométriques positives excessives sur l'ensemble de la Grèce. Les lames d'eau recueillies dans toutes les stations sont bien supérieures à la moyenne (excepté la station de Naxos où $r = 1.0$), les rapports varient entre 1.9 (au NW et à l'ouest) et 1.1 au centre des Cyclades. La partie ouest de la Crète ainsi que la mer Egée orientale reçoivent également des rapports très importants ($r = 1.60$). On trouve ainsi à peu près la même image que précédemment mais avec des chiffres plus importants.

2.2. Anomalies pluviométriques négatives

Les années sèches sont, en général, plus nombreuses que les années humides; elles sont aussi très diversifiées surtout à échelle saisonnière. Si les excès pluviométriques apparaissent relativement souvent dans l'ensemble de la Grèce, les années sèches obéissent aussi à cette règle. Il n'y a pas également de différence fondamentale avec la répartition géographique des excès. En règle générale le déficit pluviométrique est plus important au nord et à l'ouest de la Grèce et diminue dans la mer Egée méridionale. C'est à dire que la répartition des précipitations, lors des anomalies pluviométriques négatives, est également commandée par le relief, mais dans un sens inverse.

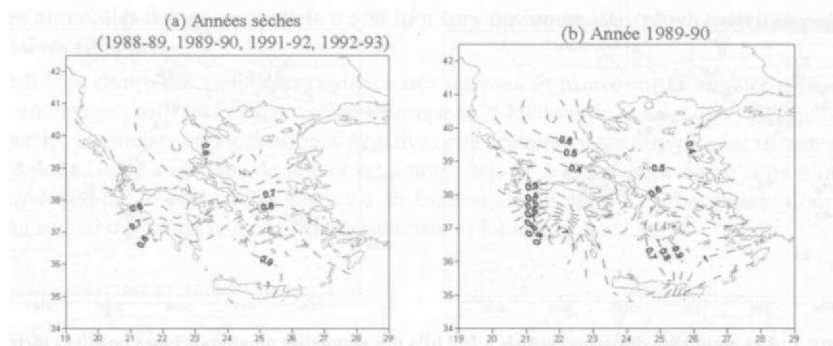


Figure 2 : Les anomalies pluviométriques négatives fortes (a) et excessives (b).

2.2.1. Anomalies pluviométriques négatives fortes (fig. 2a)

Les quatre années les plus sèches en Grèce apparaissent durant la fin de la décennie 1980 et le début de la décennie suivante: 1988-89, 1989-90, 1991-92, 1992-93. L'analyse composite des rapports révèle une disposition quasi zonale des isoplètes: de très forts déficits au nord dans la mer Egée septentrionale égaux à 50% et atténuation régulière de ces déficits vers le sud. Le minimum égal à 10% se situe dans la mer Egée méridionale et en Crète.

2.2.2. Anomalies pluviométriques négatives excessives (fig. 2b)

L'année 1989-90 est le meilleur exemple, selon les résultats de l'analyse en composante principale, des anomalies pluviométriques négatives excessives sur l'ensemble de la Grèce. La figure 2b révèle que la disposition des isoplètes des rapports est relativement complexe. Le maximum du déficit pluviométrique entre 70% et 60% apparaît le long d'une zone relativement étroite entre 38° et 39° de latitude, s'étendant de la mer ionienne à l'île Eubée. La Grèce continentale du nord ainsi que la mer Egée septentrionale présentent des déficits également importants entre 40% et 60%. D'autre part, il y a deux endroits où le déficit pluviométrique est égal à zéro. Le SW du Péloponèse et le SE de la mer Egée méridionale comprenant aussi une partie des Cyclades de la Crète et des Dodécanèses.

3. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques

Comme nous l'avons dit précédemment l'étude des relations des anomalies pluviométriques avec les géopotentiels à 500 hPa a été faite par le moyen de la construction des composites des anomalies du niveau 500 hPa comprenant les années des anomalies pluviométriques positives et des anomalies négatives.

3.1. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques positives

Nous avons construit deux composites. La première correspond aux anomalies positives fortes et la seconde aux anomalies positives excessives.

3.1.1. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques positives fortes (fig. 3a)

La construction de la composite des anomalies des années les plus humides (1960-61, 1962-63, 1968-69, 1979-80) révèle (fig. 3a) une anomalie négative persistante et très étendue dont le centre se trouve sur la Méditerranée centrale.

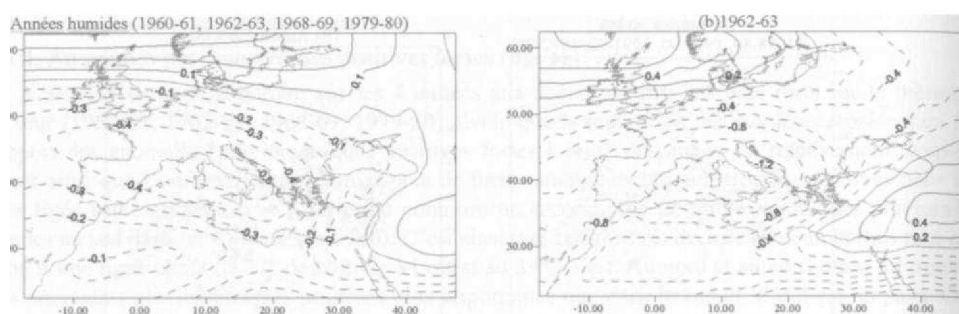


Figure 3 : Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa des anomalies pluviométriques positives fortes (a) et excessives (b).

Les conditions cycloniques persistent aussi sur toute la Méditerranée et l'Europe exceptée la Scandinavie. Les fortes précipitations sur la partie nord de la Grèce sont le résultat d'une part de l'instabilité de l'atmosphère à cause des conditions cycloniques qui y règnent d'autre part du flux des masses d'air humides qui arrive sur la Grèce par l'ouest et le sud-ouest en provenance de la Méditerranée centrale. Il semble que dans ce cas le rôle privilégié est joué par la position des dépressions qui suivent des trajectoires plutôt septentrionales en traversant la Grèce du nord.

3.1.2. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques positives excessives (fig. 3b)

Le centre des anomalies négatives fortes de la période humide 1962-63 se trouve sur la Méditerranée occidentale et centrale. Le flux dirigé sur la Grèce est d'ouest et sud-ouest. Les précipitations excessives sur notre pays sont le résultat d'une part de la forte instabilité de l'atmosphère à cause des conditions cycloniques qui y règnent, d'autre part du flux des masses d'air humide qui arrive par l'ouest et le sud-ouest. Il semble que dans ce cas l'orographie du Pinde, allongée de NN W à SSE le long du continent joue un rôle très important sur la distribution des précipitations en Grèce, car les valeurs maximales des anomalies de pluies apparaissent le long de la mer ionienne. Des résultats comparables ont été obtenus par Luterbacher et al. (1998) et Xoplaki et al (1998) en étudiant l'influence de la circulation générale et régionale sur les précipitations hivernales en Grèce.

3.2. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques négatives

Nous avons également construit deux composites, la première correspond aux anomalies négatives fortes et la seconde aux anomalies négatives excessives.

3.2.1. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques négatives fortes (fig. 4a)

Une vaste zone des anomalies positives fortes des géopotentiels est centrée sur la Méditerranée occidentale et l'Europe centrale en occupant presque toute l'Europe et la Méditerranée. Les anomalies négatives fortes des précipitations en Grèce sont le résultat d'une part de la stabilité de l'atmosphère à cause des conditions anticycloniques qui y règnent, d'autre part du flux des masses d'air sec qui arrive par le nord et le nord-est en provenance de l'Europe centrale et orientale. Le fait que les anomalies pluviométriques négatives sont moins fortes voire insignifiantes dans les Cyclades et généralement dans la mer Egée méridionale est probablement lié au réchauffement et à l'humidification par la base des masses d'air sec le long de la mer Egée.

3.2.2. Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa lors des anomalies pluviométriques négatives excessives (fig. 4b)

Cette fois le centre des anomalies positives très intenses se trouve sur la Méditerranée occidentale. Ces anomalies positives occupent toute l'Europe et la Méditerranée ainsi que l'Afrique du nord. Le fait que les anomalies pluviométriques négatives soient moins intenses voire inexistantes dans la partie sud de la Grèce au-dessus de la mer est à notre avis lié à la présence d'une zone d'instabilité qui se développe par le contact des masses d'air froid et sec au nord avec des masses d'air tiède et humide au sud au-dessus de la mer Egée méridionale et Ionienne.

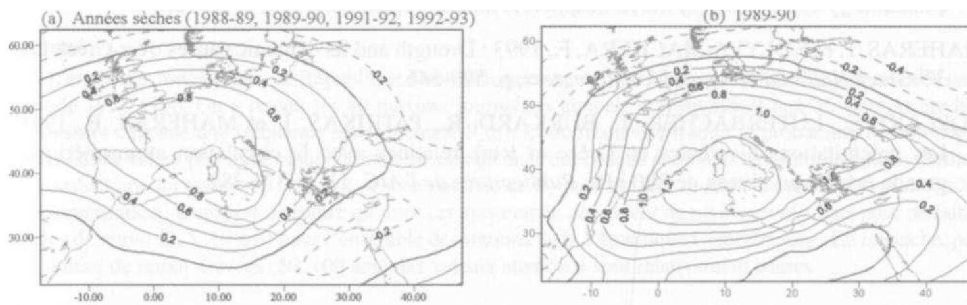


Figure 4 : Les anomalies des géopotentiels à 500 hPa des anomalies pluviométriques négatives fortes (a) et excessives (b).

Conclusion

Nous avons étudié les anomalies pluviométriques en Grèce (positives et négatives) durant la période humide (octobre-mars) ainsi que les relations de ces anomalies avec les anomalies des géopotentiels au niveau de 500 hPa. Selon les résultats obtenus les anomalies pluviométriques les plus intenses tant pour les excès que pour les déficits apparaissent tant sur la Grèce occidentale le long de la mer ionienne que sur la Grèce du nord continentale et maritime. Au contraire, les Cyclades est l'endroit où les anomalies pluviométriques positives et négatives sont moins intenses voire inexistantes. Les deux régimes les plus importants (anomalies de géopotentiels positives et négatives) de la circulation au niveau de 500 hPa sont bien corrélés avec les anomalies des précipitations en Grèce en apparaissant plausibles du point de vue d'interprétation physique. Les précipitations abondantes en Grèce sont liées au passage des dépressions et des perturbations de nord-ouest de sud-ouest et d'ouest d'origine plutôt Méditerranée. Dans ce cas l'orientation du relief du Pinde et du Rhodope joue un rôle très important. Plus l'altitude et la latitude de la station sont élevées plus les précipitations sont abondantes, plus les anomalies pluviométriques sont fortes.

Au contraire, plus au sud dans la Mer Egée méridionale et plus spécialement dans les Cyclades, la canalisation des masses d'air le long des détroits formés entre les îles et l'absence d'un relief important tous cela contribuent à une stabilisation relative de l'atmosphère, donc, des excès pluviométriques moins importants.

Les anomalies de géopotentiels positives sont principalement responsables des périodes de sécheresse et des anomalies pluviométriques négatives. Mais, pour que la période soit très sèche il faut que les crêtes anticycloniques soit durables. Le passage du courant perturbé d'ouest et de NW pendant la période humide peut entraîner des précipitations importantes peu différentes de la normale, principalement dans les mers ionienne et Egée méridionales. Mais souvent dans la partie nord de la Grèce à l'abri du relief du Rhodope et du Pinde, l'affaissement de l'air venant du secteur nord-est provoque le réchauffement adiabatique et une réduction caractéristique des précipitations. C'est la raison, parmi d'autres pour laquelle le déficit pluviométrique est plus important au nord et à l'ouest qu'au sud dans les Cyclades.

Bibliographie

- KALNAY, E., KANAMITSOU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREBELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., LEETMAA, A., REYNOLDS, R., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HUGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K., ROPELEWSKI, C., WANG, J., JENNE, R. et JOSEPH, D., 1996 : The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, p. 437-471.
- LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, et P. MAHERAS, 1998 : Large-scale atmospheric circulation patterns connected with winter rainfall over Greece. *4th National Conference Meteorology - Climatology and Physics of the Atmosphere*, Athens, September 1998, p. 85-92.
- MAHERAS, P. et KOLYVA-MACHERA, F., 1993 : Drought and its dynamic causes over Greek area. *3rd Greek National Geographical Congress*, p. 529-546.
- XOPLAKI, E., LUTERBACHER, J., BURKARD, R., PATRIKAS, I. et MAHERAS, P., 1998 : Les précipitations hivernales en Grèce et leurs relations avec la circulation atmosphérique à grande échelle au niveau de 500 hPa. *Publications de l'AIC*, 11, p. 374-382.

ESTIMATION ET SPATIALISATION DES DURÉES DE RETOUR DES FORTES PLUIES EN CENTRAFRIQUE

S. NDJENDOLE W⁽¹⁾ ET J. PERARD⁽²⁾

Département de Géographie, Université de Bangui, BP. 1037, Bangui, RCA,
E-mail : ndjendole@caramail.com

W Centre de Recherches de Climatologie, Université de Bourgogne,
6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, E-mail : perardi@u-bourgogne.fr

Résumé

L'étude des fortes pluies en République Centrafricaine est réalisée à partir des données journalières sur la période 1951-1990. On a retenu les 40 maxima journaliers annuels correspondant aux 36 stations étudiées fournissant chacune une fréquence expérimentale $F_e(x)$. Cette fréquence traduit la probabilité de non-dépassement de la valeur pluviométrique journalière x en un an. Pour chaque station, on a déterminé par la méthode de Kimball une loi théorique F la plus proche possible de F_e pour estimer la durée de retour (T) d'une valeur pluviométrique x . L'analyse a montré qu'avec cet ajustement, on obtient de meilleurs résultats pour de faibles durées de retour (2, 5, 10 ans) pour l'ensemble des stations de la République Centrafricaine. En revanche, pour des durées de retour élevées (50, 100 ans), les valeurs attendues sont relativement basses.

Abstract

The study of the daily rainfall in Central African Republic has been realised on the period 1951-1990. One retained 40 annual daily maximum precipitation for 36 stations giving each one an experimental frequency $FJ(x)$ corresponding to the probability of nogoing beyond of the daily rainfall x in one year. For each station, one determined by the method of Kimball a theoretical law F nearest possible to F_e to estimate the duration of return (T) of a given value of rainfall (x). The analysis showed that with this adjustment, one obtains better results for reduced duration of return of 2, 5, 10 years for all the stations of Central African Republic. For long duration of return (50, 100 years), the awaited values are relatively low.

Mots-clés : Fortes pluies journalières, méthode Kimball, durée de retour, République Centrafricaine.

Keywords : Extreme daily rainfall, method of Kimball, duration of return, Central African Republic.

Introduction

L'espace centrafricain partage ses frontières avec le Tchad au nord, le Cameroun à l'ouest, les deux Congo au sud et le Soudan à l'est (**figure 1**). Il couvre une superficie de 623000 km² et s'étire entre 2°16' et 11°20' de latitude nord et entre 14°30' et 27°30' de longitude est. Globalement, cet espace se caractérise par un relief peu élevé dont l'altitude varie entre 650 à 1420 m et comprend trois grandes unités orographiques : massifs montagneux du nord-ouest et du nord-est et au centre, une vaste pénéplaine monotone située de part et d'autre de la dorsale centrafricaine (**figure 1**). Bien que d'altitude peu différenciée dans l'ensemble, mais profondément disséqué par un réseau hydrographique dense où alternent vallées encaissées et interfluves mis en saillie par l'érosion différentielle, le relief centrafricain semble jouer un rôle climatique déterminant notamment par rapport aux vents dominants humides du sud-ouest ou aux flux desséchants du nord-est. Aussi, Suchel (1972) a montré que le contraste topographique entre les plateaux de la Ouaka et de la Kotto à l'est, et le massif du Yadé à l'ouest semble favoriser localement la thermoconvection.

Le climat centrafricain varie du type équatorial à régime pluviométrique bimodal au sud du 4^{ème} parallèle au type tropical sec à régime pluviométrique unimodal à l'extrême nord. Entre ces extrêmes pluviométriques majeurs, s'insèrent des secteurs de transition où l'on passe du régime subéquatorial au tropical humide et semi humide selon la dynamique saisonnière de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Durant la saison sèche qui va de novembre à février, les condi-

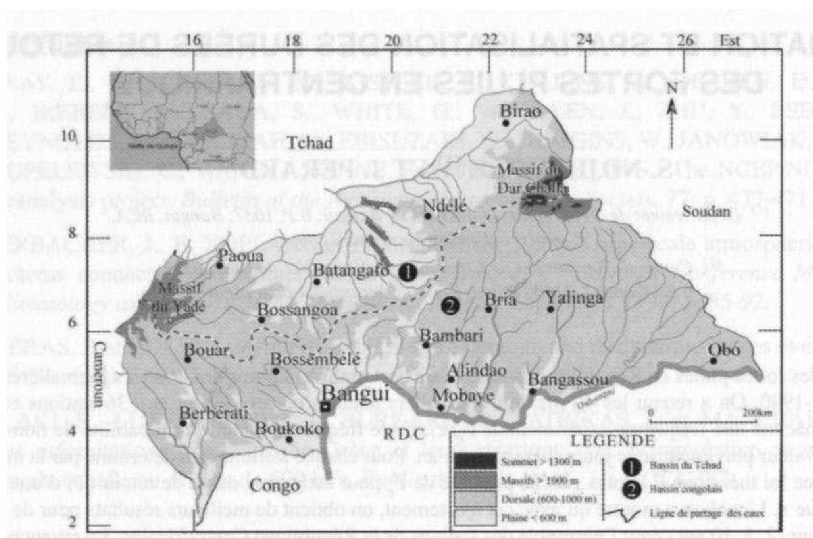


Figure 1 : Localisation de la RCA par rapport à l'Afrique Centrale.
Schéma orohydrographique de l'espace centrafricain avec quelques stations pluviométriques
(d'après carte IGN, reprise par Mainguet, 1984, puis modifiée).

tions aérologiques sont marquées dans les basses couches de l'atmosphère (850 hPa), par l'influence des hautes pressions subtropicales continentales du Sahara et de l'Arabie. La circulation est marquée au nord de l'équateur météorologique par les alizés de secteur nord-est caractérisés par la température de l'air élevée et par une faible valeur d'humidité relative inférieure à 50 %. Sur cet espace, la pluviométrie moyenne annuelle varie du simple au double entre 1600 mm à la station de Obo au sud à 800 mm à Birao au nord.

Cet article tente d'analyser les fortes pluies sur l'espace centrafricain en estimant leurs durées de retour. La prise en compte des événements pluvieux exceptionnels est nécessaire pour évaluer les risques climatiques par rapport aux différents secteurs d'activité. En hydrologie, par exemple, les valeurs extrêmes de la pluviométrie journalière sont utilisées pour prévoir les crues potentielles et pour permettre notamment le dimensionnement des évacuations d'eau (Mizrahi, 1998). En agrométéorologie, on tente de prévoir les fortes pluies qui peuvent causer des dégâts aux cultures.

Cette recherche présente les données et méthodes puis estime les durées de retour des valeurs extrêmes des précipitations avant de montrer leur spatialisation

1. Données et méthodes d'études

Les données pluviométriques journalières utilisées nous ont été fournies pour partie par le C IRAD -AMIS de Montpellier. Il faut noter qu'en Centrafrique, la rareté des données climatologiques est un fait majeur. Quand elles existent, elles comportent de nombreuses lacunes et leur fiabilité est problématique. Ainsi, un travail de comparaison et d'élimination a été opéré pour homogénéiser les séries (Bigot et *al.* 1994). Finalement, nous avons travaillé sur la période 1951 à 1990, commune à trente six stations.

La méthode utilisée ici est basée sur la méthode du maximum de vraisemblance (Sneyers, 1975) pour l'ajustement de la loi de Gumbel. D'après Mizrahi (1998), cette méthode permet d'obtenir des résultats moins dépendants de la période d'étude. Mais son inconvénient est de fournir des valeurs relativement modérées pour les durées de retour élevées. L'analyse a permis de retenir 40 maxima journaliers annuels correspondant aux 36 stations étudiées fournissant pour chaque station une

fréquence expérimentale $F_e(x)$. Celle-ci traduit la probabilité de non-dépassement de la valeur pluviométrique x en 1 an. L'ajustement consiste à déterminer par la méthode de Kimball pour chaque station, la loi théorique F la plus proche possible de F_e . A partir de F , la durée de retour (T) d'une valeur pluviométrique x (en année) est alors par définition :

$$T = \frac{1}{1 - F(x)}$$

C'est à dire la période moyenne qui s'écoule entre deux dépassements de x .

L'étude des valeurs extrêmes a permis de montrer que cette loi $F(x)$ pouvait s'écrire sous la forme :

$$F(x) = e^{-e^{-\lambda(x-u)^{\alpha}}} \text{ (Gumbel, 1958 ; Sneyers, 1975 ; Zahar et al. 1999).}$$

2. Résultats

2.1. Validation statistique de l'ajustement de la loi de Gumbel : méthode du maximum de vraisemblance

Cet ajustement a permis d'obtenir de meilleurs résultats sur l'ensemble des stations étudiées pour de faibles durées de retour de 2, 5 et 10 ans. En revanche, pour des durées de retour élevées de 50 et 100 ans, les valeurs attendues sont relativement basses. C'est le cas par exemple sur la **figure 2a** où les cinq maxima journaliers les plus élevés de la station d'Obo se distinguent nettement des autres maxima. Ainsi, pour cette station, les valeurs correspondant à des durées de retour supérieures à 10 ans sont quelque peu sous-estimées. Ce n'est pas le cas à la station de Bouar où le maximum est au contraire inférieur à ce qu'on aurait pu estimer au vu de l'ajustement. Dans la plupart des stations,

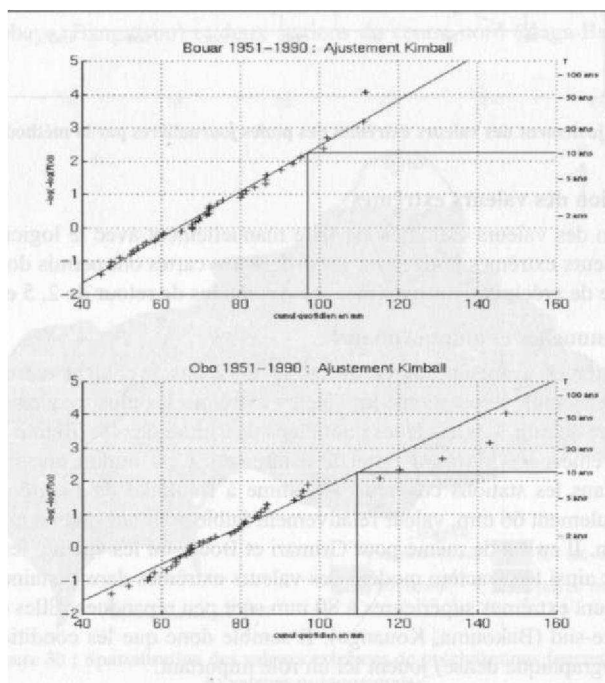


Figure 2a : Ajustement des valeurs extrêmes des pluies journalières par la méthode de Kimball.

celui-ci est plus proche de l'observation, comme à la station de Ndélé et dans celle de Bossangoa (**figure 2b**). Dans les stations du Nord, domaine où la pluviométrie est bien moins régulière, on remarque une forte concentration des valeurs extrêmes de pluie entre 50 et 80 mm pour une durée de retour de 2 ans (**figure 2b**, Ndélé, Bossangoa). Cette situation traduit le caractère orageux des averses liées aux phénomènes de convection et/ou à la convergence entre le flux humide issu du sud-ouest et le flux sec provenant du nord-est.

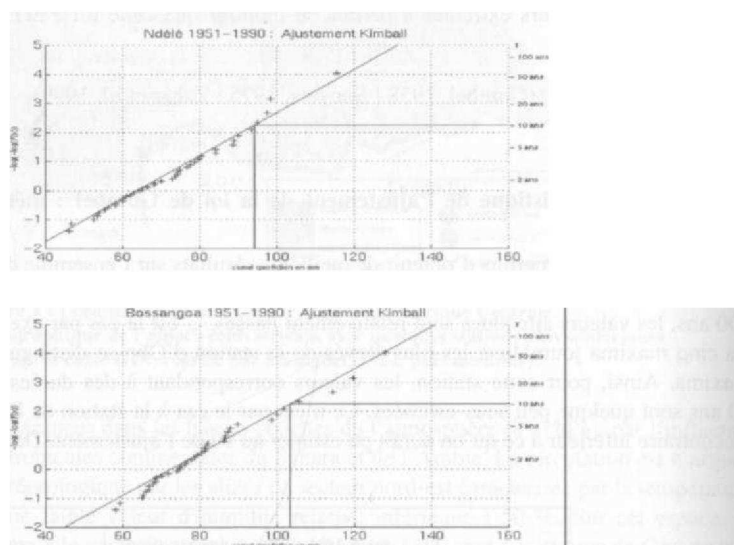


Figure 2b : Ajustement des valeurs extrêmes des pluies journalières par la méthode de Kimball.

2.2. La spatialisation des valeurs extrêmes

La spatialisation des valeurs extrêmes est faite manuellement avec le logiciel Adobe Illustrator version 9.0. Les valeurs extrêmes portées sur les différentes cartes ont permis donc de distinguer des régions à fort risque de précipitations extrêmes sur des durées de retour de 2, 5 et 10 ans.

2.2.1. Valeurs bi-annuelles et quinquennales

Les valeurs extrêmes ayant une durée de retour de 2 ans se situent entre 62 mm et 85 mm (**figure 3a**). Pour l'ensemble des stations, les valeurs extrêmes les plus fréquemment observées sont comprises entre 70 et 80 mm. Les extrêmes quotidiens de l'ordre de 60 à 70 mm sont irrégulièrement répartis entre l'extrême ouest, le nord-est et le centre-sud. Cela traduit une faiblesse relative des extrêmes absolus dans les stations concernées, comme à Boukoko où l'extrême quotidien le plus important atteint seulement 66 mm, valeur relativement faible pour une station qui reçoit en moyenne plus de 1600 mm/an. Il en est de même pour Grimari et Bouar où les valeurs respectives sont de 62 et 67 mm marquant ainsi le caractère modéré des valeurs extrêmes dans certaines stations du sud et de l'ouest. Les valeurs extrêmes supérieures à 80 mm sont peu répandues. Elles concernent le centre (Bakala) et le centre-sud (Bakouma, Kouango). Il semble donc que les conditions locales (massifs isolés, réseau hydrographique dense) jouent ici un rôle important.

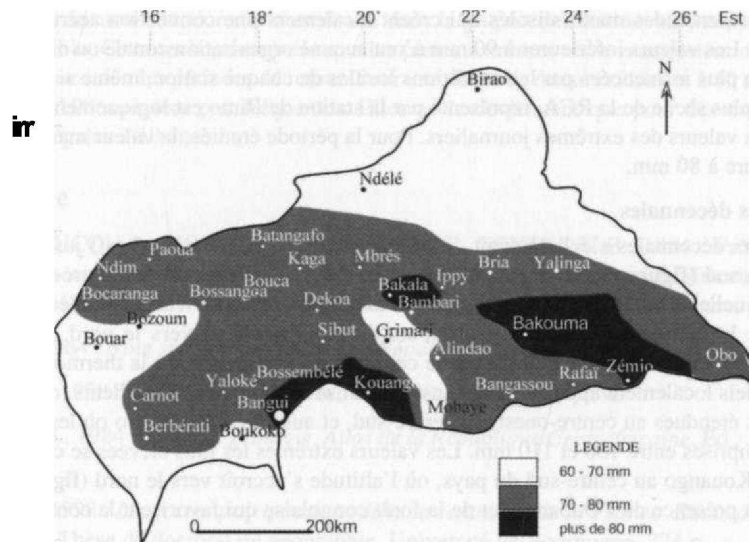


Figure 3a : Spatialisation des valeurs extrêmes de précipitations journalières
a) valeurs bi-annuelles.

Les valeurs quinquennales sont comprises entre 107 mm et 76 mm (figure 3b). Pour cette durée de retour, on constate que la majeure partie de l'espace reçoit des extrêmes de l'ordre de 90 à 100 mm. Les valeurs supérieures à 100 mm sont assez peu représentées et ne concernent que trois stations du sud (Kouango, Mobaye, Bangassou) et deux stations du centre-nord (Kaga-Bandoro et Bakala) en

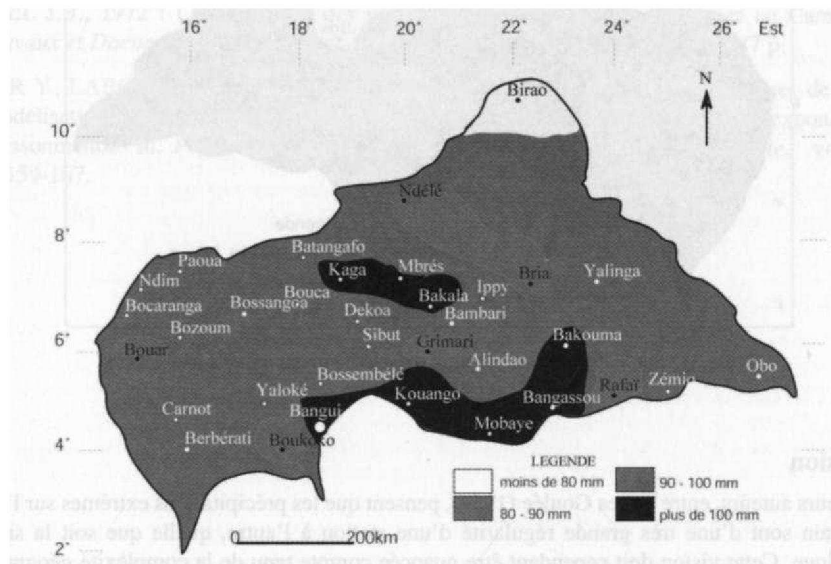


Figure 3b : Spatialisation des valeurs extrêmes de précipitations journalières
b) valeurs quinquennales.

raison de la présence des massifs isolés qui créent localement une convection accrue favorisant de fortes averses. Les valeurs inférieures à 90 mm n'ont aucune organisation zonale ou méridienne. Elles sont beaucoup plus influencées par les conditions locales de chaque station, même si l'extrême nord-est, région la plus sèche de la RCA, représenté par la station de Birao est logiquement caractérisé par de plus faibles valeurs des extrêmes journaliers. Pour la période étudiée, la valeur maximale observée ici est inférieure à 80 mm.

2.2.2. Valeurs décennales

Les valeurs décennales s'échelonnent de 88 mm à Birao (extrême nord-est) jusqu'à 128 mm à Bangassou au sud (**figure 3c**). L'organisation spatiale de ces valeurs est assez proche de celle des valeurs bi-annuelles. On remarque bien le gradient méridien provoqué vraisemblablement par l'affaiblissement de la mousson du sud-ouest au cours de sa progression vers le nord. Toutefois, cette logique semble s'effacer au niveau de la partie centrale, où l'influence sur la thermoconvection des massifs résiduels localement appelés "kaga" est bien mise en évidence. Par ailleurs, on retrouve trois régions moins étendues au centre-ouest, au centre-sud, et autour de Batangafo où les valeurs décennales sont comprises entre 100 et 110 mm. Les valeurs extrêmes les plus élevées se concentrent dans le secteur de Kouango au centre-sud du pays, où l'altitude s'accroît vers le nord (**figure 1**), mais où jouent aussi la présence de l'Oubangui et de la forêt congolaise qui favorisent la convection.

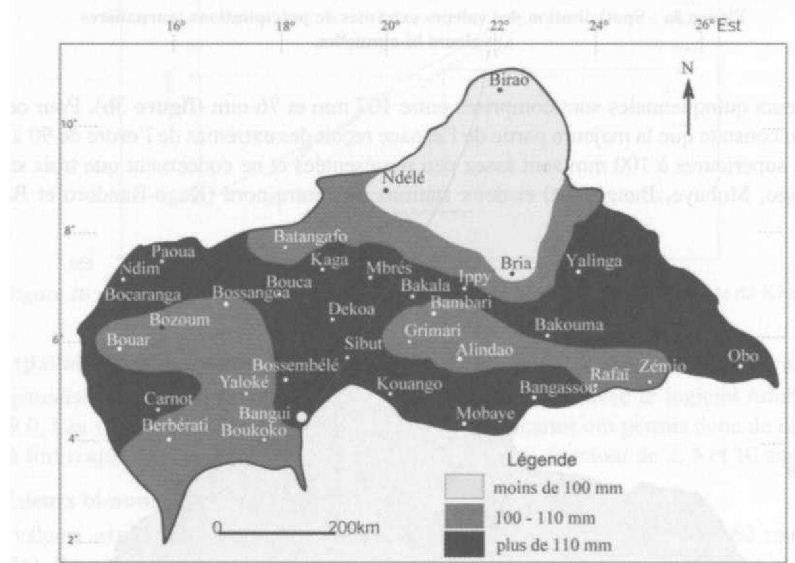


Figure 3c : Spatialisation des valeurs extrêmes de précipitations journalières
c) valeurs décennales.

Conclusion

Plusieurs auteurs, entre autres Goulée (1964), pensent que les précipitations extrêmes sur l'espace centrafricain sont d'une très grande régularité d'une station à l'autre, quelle que soit la situation géographique. Cette vision doit cependant être nuancée compte tenu de la complexité géographique de l'espace étudié. Les fortes pluies peuvent avoir des origines diverses liées au passage d'un nuage pluvio-orageux, d'une ligne de grains ou encore d'une pluie de mousson. Nos résultats sont en accord avec ceux de J.C. Olivry (1986) au Cameroun et de D. Sighomnou et al. (1993). Les précipitations

liées aux pluies de mousson, comme c'est le cas dans la plupart des stations du sud, sont d'intensité relativement faible. Cette recherche révèle que les pluies extrêmes ne se manifestent donc pas d'une manière identique selon les périodes de retour. Pour une durée de retour inférieure à 10 ans, les valeurs journalières de 100 mm sont peu fréquentes. Elles ne le deviennent que pour des durées de retour supérieures ou égales à 10 ans.

Bibliographie

- BIGOT S., ROUCOU P., MORON V., CAMBERLIN P., FONTAINE B., 1994 : Présentation d'un fichier de précipitations mensuelles en points de grille sur la zone tropicale africaine et sud-américaine (1951-1990). *Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère*. Toulouse, France, p. 435-442.
- GOULEE A., 1964 : *Note sur la pluviométrie en République Centrafricaine*. ASECNA, Bangui, 92 p.
- GUMBEL E.J., 1958 : *Statistics of extremes*, University Press, OH, USA.
- MAINGUET M., 1984 : *Relief et géologie. Atlas de la République Centrafricaine*. Ed ; Jeune Afrique, p. 8-11.
- MIZRAHI F., 1998 : *Les fortes précipitations dans le centre-est de la France. Etude de climatologie synoptique*. Thèse de doctorat de géographie. Université de Bourgogne, 274 p.
- OLIVRY J.C., 1986 : Fleuves et rivières du Cameroun. Collection « *Monographies Hydrologiques ORSTOM* » n° 9. MESURES - ORSTOM, Paris, 733 p.
- SIGHOMNOU D., SIGHA NKAMDJOU., GREGORY TANYILEKE, 1993 : Les fortes pluies de la région du mont Cameroun : le cas d'Idenau. *La Météorologie* 8^{ème} série n° 2, p. 41-47.
- SNEYERS R., 1975 : *Sur l'analyse statistique des séries d'observation*. Note technique n° 143, OMM, n° 415, Genève 192 p.
- SUCHEL J.B., 1972 : La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. In *Travaux et Documents de géographie tropicale* n° 5, juillet, CEGET/CNRS 287 p.
- ZAHAR Y, LABORDE J.P., BENZARTI Z., 1999 : Les pluies journalières extrêmes de Tunisie : Modélisation statistique par la combinaison de deux populations de distributions exponentielle et poissonnienne. In, *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. n° 12, p. 159-167.

CARACTERISATION DE LA SAISON DES PLUIES DANS LE CENTRE-OUEST DU SENEGAL

J.B. NDONG

*Laboratoire de Climatologie et d'Environnement - Département de Géographie
Université Cheikh Anta DIOP - BP. 5005 - DAKAR-FANN - Sénégal
E-mail : jbndong@hotmail.com*

Résumé

La zone soudano-sahélienne, et notamment le Sénégal, est un centre important de diversité des mils et sorghos où ils occupent une place essentielle dans l'alimentation humaine. Une des principales contraintes à la culture de ces céréales vient des conditions climatiques très variables, aussi bien dans le temps que dans l'espace. La diminution de la pluviométrie et la réduction de la longueur des saisons des pluies entraînent, en zone soudano-sahélienne, une désorganisation du calendrier cultural. Cet article définit des dates de début et de fin de la saison des pluies potentiellement utile pour les plantes en vue d'une planification rationnelle des activités agricoles.

Abstract

The Sudano-sahelian zone, especially Senegal notably, is a important centre of sorghum and thousand diversity where they occupied on essential place in human feeding. One of the principal constraints of these cereal cultivation is coming of climatic condition very variable also well in the time that in the space. The rainfall decrease and the reduction of season of rain length mean, in the sudano-sahelian zone, a disorganization of cultivation calendar. This article define date of start and end of the season of rain potentially useful of these plant with the idea of a rational planning of agricultural activities.

Mots clés : Saison des pluies, Centre-Ouest, Sénégal, calendrier agricole.

Key words : Rainfall season, west centre, Senegal, agricultural calendar.

Introduction

La répartition des pluies est un paramètre dont l'analyse est essentielle en régions sahélienne et soudanienne : l'agriculture souffre autant des excès que des déficits de précipitations. Même si la pluviosité est assez bonne, l'irrégularité des précipitations influe souvent plus sur le rendement des cultures que la pluviométrie absolue. Toute période pluvieuse peut comporter des phases sèches ; l'état final de la végétation dépendra essentiellement de la réserve utile du sol et de l'état de sensibilité de la plante à ce stade. Les début et fin des pluies sont très aléatoires, et presque tous les autres paramètres du climat en subissent le contrecoup.

Au Sénégal, l'agriculture céréalière ancienne a dû s'adapter à des conditions écologiques qui se modifient sensiblement du nord au sud. L'alternance entre une saison pluvieuse de quelques mois et une longue saison sèche se poursuit depuis le delta du Sénégal jusqu'en Casamance (partie sud du pays). Cette étude se propose d'évaluer l'évolution de la pluviométrie dans le Centre-Ouest du Sénégal et de rechercher en particulier d'éventuelles modifications de la durée de l'hivernage.

1. Cadre géographique et données

Le Centre-Ouest du Sénégal coïncide, pour l'essentiel, aux régions administratives de Diourbel, Louga, Kaolack et Thiès (figure 1). Nous avons exclu de cette étude le littoral de la Grande Côte (Dakar-Saint-Louis) et la région de Fatick qui font partie de domaines climatiques où s'exerce l'influence maritime qui adoucit les températures.

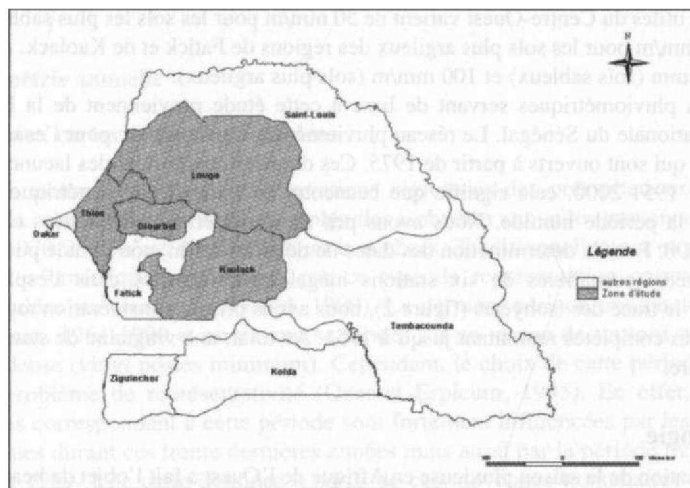


Figure 1 : La zone étudiée dans le Centre-Ouest du Sénégal.

Au Sénégal, la saison des pluies débute en moyenne au mois de mai dans la partie méridionale du pays et singulièrement au Sud-Est, avec l'arrivée de la mousson qui envahit progressivement le pays. Les pluies augmentent d'abord lentement jusqu'au mois d'août où elles culminent ; en septembre, la diminution est marquée mais elle est ensuite très brutale en octobre. Cette caractéristique du climat soudano-sahélien trouve son explication dans le mouvement sud-nord de l'Equateur Météorologique Incliné (Leroux, 1992).

Le Centre-Ouest appartient à la fois aux domaines sahélien (dans sa partie nord) et soudanien (dans sa partie sud). Les pluies y sont peu abondantes, irrégulières et connaissent une grande variabilité interannuelle (tableau 1). Ces dernières années, il est fréquent de noter des périodes de plusieurs semaines sans précipitation et des années avec des mois de mai, juin ou octobre sans pluie (donc il y a dans un cas un retard dans l'installation de la saison des pluies et dans l'autre cas une fin précoce).

Tableau 1 : Régimes pluviométriques moyens mensuels (en mm) au Centre-Ouest (période 1951-2000).

Stations	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Louga	0,7	11,2	63,7	138	96,1	27,8
Linguère	1,7	29,6	89,4	147,1	115,6	36,6
Thiès	0,5	19,2	92,6	207,5	162,4	41,9
Diourbel	3,4	32,2	103,7	210,9	165,7	40,9
Kaolack	3,7	43,6	134,4	245,5	165	51,4
Nioro	7,9	60,8	179,1	268,6	188,4	58,1

Les conditions pluviométriques s'améliorent progressivement du nord au sud ; les totaux annuels inférieurs à 500 mm (Louga et Linguère) atteignent 600 mm à Kaolack et dépassent 700 mm à Nioro. Ce gradient s'accompagne d'un allongement sensible de l'hivernage. De même, par transition, les sols de cette vaste plaine monotone se modifient du nord au sud : les sols sablonneux dominent de Louga jusqu'aux rives du Saloum puis font place, au sud de Kaolack, à des sols plus argileux et plus lourds (Lericollais, 1983). Les sols du Centre-Ouest sont surtout de type ferrugineux tropicaux, peu lessivés au nord à lessivés au sud. Leur teneur en éléments fins (argile plus limons fins), inférieure à 10 % au nord, atteint 20 à 25 % au sud de la région.

Les réserves utiles du Centre-Ouest varient de 50 mm/m pour les sols les plus sableux, au nord de la région à 120 mm/m pour les sols plus argileux des régions de Fatick et de Kaolack. Au centre, elles varient entre 70 mm (sols sableux) et 100 mm/m (sols plus argileux).

Les données pluviométriques servant de base à cette étude proviennent de la Direction de la Météorologie Nationale du Sénégal. Le réseau pluviométrique se compose pour l'essentiel de postes pluviométriques qui sont ouverts à partir de 1975. Ces données comportent des lacunes. L'étude couvrant la période 1951-2000, cela signifie que beaucoup de stations pluviométriques n'étaient pas ouvertes durant la période humide. Nous avons pris en considération les années complètes de la période 1951-2000. Pour la détermination des dates de début et de fin, notre étude porte sur l'exploitation des données journalières de six stations inégalement réparties dans l'espace (figure 1). Cependant, pour le tracé des isohyètes (figure 2), nous avons pris en considération toutes les stations ayant des données complètes remontant jusqu'à 1951. Au total, une vingtaine de stations ont servi à établir cette figure.

2. Méthodologie

La caractérisation de la saison pluvieuse en Afrique de l'Ouest a fait l'objet de beaucoup d'études (cf. Traoré *et al.*, 2000). Elles vont de l'analyse des totaux décennaires, mensuels et saisonniers de la pluviométrie (Sivakumar *et al.*, 1984) à la définition des dates de début et de fin, la détermination du potentiel de la saison pour des cultures données (Diop, 1996) et à l'analyse probabiliste des durées des périodes sèches au cours de la saison (Sivakumar, 1991). Erpicum *et al.* (1988) ont montré que, selon des critères climatiques, la saison des pluies commence au moment où la probabilité d'avoir un jour de pluie au cours d'une « pentade » déterminée est supérieure à celle d'avoir un jour sec appartenant à un épisode sec de plus de 7 jours. En agroclimatologie, la connaissance des interactions entre les plantes et le climat a fait progresser la notion de saison des pluies (Stern *et al.*, 1981 in Tchiadeu *et al.*, 1999). Dans cette étude, les saisons des pluies sont caractérisées par des valeurs moyennes de la pluviométrie annuelle et des dates de début et de fin. La période 1951-1969 est comparée à celle allant de 1970 à 2000.

3. Détermination des dates de début et de fin de la saison des pluies

Sivakumar *et al.* (1993) estiment que la date d'installation des pluies intervient après le 1^{er} mai lorsque les précipitations recueillies en 3 jours consécutifs donnent au moins 20 mm et lorsqu'aucune période de sécheresse de plus de 7 jours n'intervient au cours des 30 jours suivants. Dans le cadre de cette étude et pour tenir compte de la double influence sahélienne et soudanienne que subit le Centre-Ouest du Sénégal, nous considérons que la saison des pluies commence dès qu'on enregistre une hauteur pluviométrique d'au moins 20 mm sur 2 jours consécutifs et lorsqu'aucune période de sécheresse de plus de 7 jours n'intervient au cours des 30 jours suivants. Cette étude permet de mesurer l'étendue de la variabilité temporelle des dates de début de la saison des pluies dans les régions sahélienne et soudanienne à l'échelle du Sénégal. Cela nous permet en outre, de noter le risque potentiel qu'il y a pour le début des activités agricoles. Le choix d'un seuil de détermination de la fin de la saison des pluies doit tenir compte de l'occurrence des pluies isolées, faibles et/ou tardives qui allongent « artificiellement » la saison (Tchiadeu *et al.*, 1999). Nous adoptons le seuil de 20 jours consécutifs secs après la dernière pluie dès lors qu'au Sénégal, de tels intermédiaires secs sont rarement suivis d'une reprise de la saison (Ndong, 1999).

4. Résultats

4.1. La pluviométrie annuelle

4.1.1. Recours aux cartes de courbes isohyètes

Pour mieux mettre en évidence les variations régionales des précipitations à l'échelle du Centre-Ouest, la comparaison de la cartographie des isohyètes annuelles moyennes de la période 1951-1969 et 1970-2000 s'est révélée être un bon choix. Traditionnellement et par convention, les données pluviométriques concernées par ce type de représentation correspondent à des moyennes calculées sur trente ans (OMM, 1990). La dernière période trentenaire de référence serait, dans ce cas, 1961-1990 et on devrait se fonder sur un réseau de stations pluviométriques suffisamment dense (vingt postes minimum). Cependant, le choix de cette période de trente ans pose un réel problème de représentativité (Ozer et Erpicum, 1995). En effet, les moyennes pluviométriques correspondant à cette période sont fortement influencées par les sévères sécheresses intervenues durant ces trente dernières années mais aussi par la période très pluvieuse qui s'est arrêtée en 1969. Une carte dessinée à partir de ces moyennes trentennaires ne pourrait pas être comparée valablement avec celle réalisée à partir des moyennes des trente années précédentes (1931-1960), car le réseau des stations pluviométriques de qualité était trop lâche à cette époque et donc insuffisant pour permettre une bonne cartographie des isohyètes. Nous suggérons donc, afin de mieux matérialiser les deux dernières phases de pluviométrie du Centre-Ouest, de réaliser deux cartes distinctes l'une correspondant à la période 1951-1969, considérée comme humide à très humide, et l'autre relative à la période 1970-2000, englobant les dernières crises de sécheresse et quelques années à déficit pluviométrique moins sévère voire des années excédentaires. La comparaison de ces deux cartes permet de mieux mettre en évidence l'emprise spatiale de la sécheresse.

4.1.2. Comparaison des cartes pluviométriques du Centre-Ouest réalisées sur les périodes 1951-1969 et 1970-2000 (figure 2)

Durant la phase humide 1951-1969, les moyennes annuelles des précipitations ont varié de 463,2 mm à Louga à 881,5 mm à Niolo. La succession des isohyètes montre clairement une diminution régulière des précipitations vers le nord. Les isohyètes concernées sont 500, 700 et 800 mm. Durant cette phase, Louga fait partie de la zone des cultures sous pluie au Sahel (limite comprise entre 700 et 300 mm ; Ozer et Erpicum, 1995). Une diminution généralisée des précipitations est mise en évidence pour la période 1970-2000, qui a connu de graves crises de sécheresse. Elle est marquée par un retrait très important des isohyètes vers le sud. En effet, l'isohyète 500 mm se situe au nord de Kaolack (549,7 mm). L'isohyète 800 mm ne couvre plus la zone d'étude et l'isohyète 600 mm se superpose presque avec l'isohyète 800 mm de la période 1951-1969, ce qui souligne bien l'importance de la dégradation climatique récente. Autres aspects négatifs de cette période de précipitations déficitaires, les stations de Louga (260,2 mm), Keur Momar SARR (179,9 mm) et Kébémér (282,5 mm) sont en dehors de la limite des cultures sous pluie au Sahel.

4.2. Le début et la fin de la saison des pluies

Les tableaux 2, 3 et 4 donnent les caractéristiques des six stations respectivement durant les périodes 1951-2000, 1951-1969 et 1970-2000. Ils montrent combien la longueur moyenne de la saison des pluies a diminué du sud vers le nord.

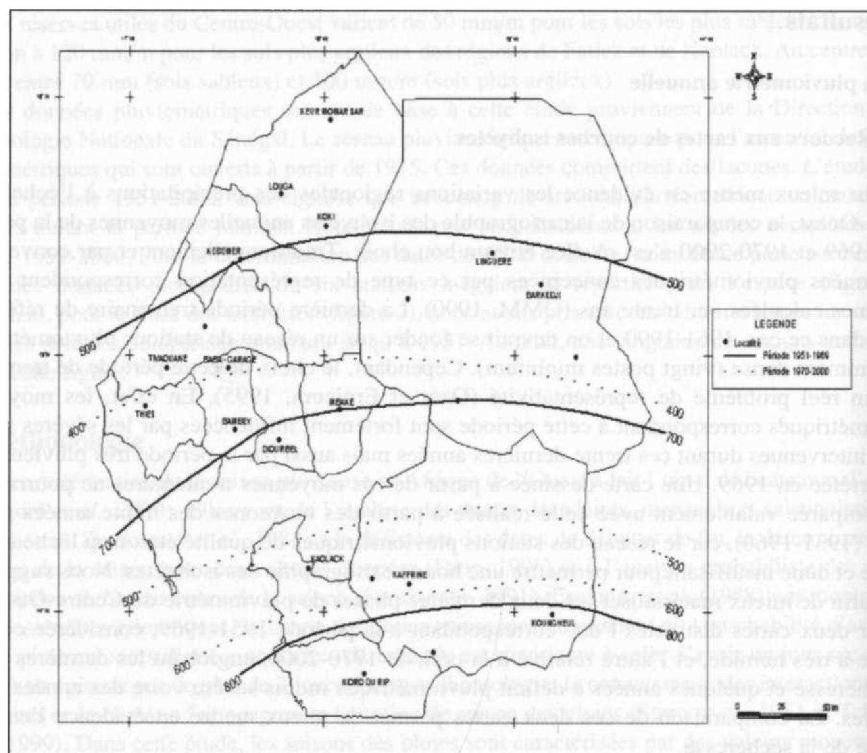


Figure 2 : Carte pluviométrique du Centre-Ouest :
les isohyètes sont calculées sur les périodes humide 1951-1969 (traits pleins) et sèche 1970-2000 (pointillés).

Tableau 2 : Longueur, dates de début et de fin de la saison des pluies
pour la période 1951-2000 (valeur moyenne).

Stations	Début	Fin	Longueur (jours)
Louga	18 juillet	15 octobre	90
Linguère	16 juillet	15 octobre	92
Thiès	16 juillet	15 octobre	92
Diourbel	15 juillet	16 octobre	94
Kaolack	20 juin	18 octobre	121
Nioro	18 juin	17 octobre	122

Tableau 3 : idem pour la période 1951-1969 (valeur moyenne).

Stations	Début	Fin	Longueur (jours)
Louga	15 juillet	16 octobre	94
Linguère	15 juillet	15 octobre	93
Thiès	15 juillet	18 octobre	96
Diourbel	24 juin	17 octobre	116
Kaolack	22 juin	19 octobre	120
Nioro	19 juin	19 octobre	123

Tableau 4 : idem pour la période 1970-2000 (valeur moyenne).

Stations	Début	Fin	Longueur (jours)
Louga	15 août	14 octobre	61
Linguère	10 août	14 octobre	66
Thiès	10 août	14 octobre	66
Diourbel	17 juillet	15 octobre	91
Kaolack	14 juillet	17 octobre	96
Nioro	12 juillet	16 octobre	97

La comparaison de la date de début de la saison des pluies entre les périodes 1951-1969 et 1970-2000 montre un changement significatif. Les débuts étaient généralement plus précoces sur la période 1951-1969 puis tardifs à partir des années 1970, tendance qui continue de nos jours. Cependant, la fin de la saison des pluies ne montre pas un changement significatif entre les deux périodes.

La grande différence entre les comportements pluviométriques de ces stations a mis en évidence un gradient de diminution des précipitations sud-nord très important.

Il faudrait donc tenir compte de l'installation progressive de la saison des pluies dans les différents secteurs du Centre-Ouest pour semer au moment propice. Toutefois, il faut garder à l'esprit que chaque saison des pluies a ses propres caractéristiques et qu'en zone soudano-sahélienne, la variabilité spatio-temporelle des précipitations est très grande. L'irrégularité des saisons des pluies explique parfois le démarrage précoce ou tardif de la saison des pluies. Si la précocité du semis est un facteur primordial de réussite, il faut aussi garder à l'esprit que le déclenchement de la germination est un phénomène qui se poursuit quelles que soient les conditions atmosphériques ultérieures. En effet, des semis précoces peuvent souffrir de périodes sèches à la levée mais aussi pendant la phase la plus humide de la saison des pluies, au moment de la floraison. Par contre, le démarrage tardif de la saison des pluies peut porter préjudice aux plantes à cycle long si la fin de la saison des pluies est précoce. Le choix de la date de semis doit donc être fait en dehors des risques de retour de la sécheresse si l'on veut s'affranchir des resemis tardifs et coûteux.

Conclusion

La variabilité interannuelle des périodes de début et de fin de la saison des pluies d'une part, la fluctuation de sa durée d'autre part, posent des problèmes pour établir un calendrier agricole. La comparaison entre les périodes 1951-1969 (période humide) et 1970-2000 (période sèche) montre que les débuts de saison des pluies étaient généralement plus précoces lors de la 1^{re} période puis tardifs à partir des années 1970, tendance qui continue de nos jours et qui est confirmée par la mauvaise saison des pluies 2002. Ainsi, la caractérisation de la saison des pluies constitue l'étape préalable indispensable dans la réalisation d'un programme d'amélioration des rendements agricoles en zones sahélienne et soudanienne.

Bibliographie

- DIOP M., 1996. A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse* ; 7 : 7-15.
- ERPICUM M., BINARD M., PETERS J.P. et ALEXANDRE J., 1988. Une méthode d'analyse des caractéristiques de la saison des pluies en région sahélienne (exemples pris au Sénégal). In : ERPICUM M., éd. Actes des journées de climatologie, 5-7 nov. 1987. Liège : Presses Un. de Liège : 43-56.
- LERICOLLAIS A., 1983. Le Bassin de l'Arachide. Atlas Jeune Afrique : le Sénégal, 50-53.
- LEROUX M., 1992. L'Equateur Météorologique en Afrique Tropicale. Du Front Intertropical (F.I.T) à l'Equateur Météorologique (EMI et EMV). Evolution d'un concept. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, vol. 5 : 145-156.
- NDONG J.B., 1999 : Analyse de la variabilité des précipitations dans la zone cotonnière du Sénégal de 1951 à 1998 : détermination de périodes de semis. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, vol. 12 : 124-131.
- OMM, 1990. Guide des pratiques climatologiques n°100.
- OZER P. et ERPICUM M., 1995. Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Séch.*, 6 : 103-108.
- SIVAKUMAR M.V.K., KONATE M. et VIRMANI S.M., 1984. Agroclimatologie de l'Afrique de l'Ouest : le Mali. Bulletin d'Information n°19. Patancheru : ICRISAT.
- SIVAKUMAR M.V.K., 1991. Durée et fréquence des périodes sèches en Afrique de l'Ouest. Bulletin de Recherche n°13. Patancheru : ICRISAT.
- SIVAKUMAR M.V.K., MAIDOUKA A. et STERN D.R., 1993 : Agroclimatologie de l'Afrique de l'Ouest : Le Mali. Bull. d'info, de l'ICRISAT, 2^e me éd., Patancheru (Inde), n°5, 108 pages.
- STERN R.D., DENNETT D.M. et GARBUTT J.D., 1981. The start of the rains in West Africa. *J. Climat.*, n°1, 59-68.
- TCHIADEU G., TSALEFAC M. et MBAYI R., 1999 : Délimitation de la saison des pluies dans le Nord-Cameroun (6° - 11° Nord). Publications de l'Association Internationale de Climatologie, vol. 12 : 150-158.
- TRAORE S.B., REYNIERS F.N., V AKS MANN M. *et al.*, 2000. Adaptation à la sécheresse des écotypes locaux de sorghos du Mali. *Sécheresse*, 11 (4) : 227-37.

RAPPORTS ENTRE PLUIE EXTRÊME OBSERVÉE ET PLUIE MAXIMALE PROBABLE. APPLICATION A UN CAS REEL : VERSILIA 1996

P. POINSOTTE⁽¹⁾ ET S. CAVAZZA⁽²⁾

(1) Centre de Recherches de Climatologie, UWR5080 CNRS -
Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon - France - E-mail : p.poinsotte@infol.it

(2) Università di Pisa, Dipartimento di Ingegneria Civile,
Via Gabba 22, 56100 Pisa - Italia - E-mail : s.cavazza@ing-unipi.it

Résumé

La pluie maximale probable (PMP) est définie comme l'intensité maximale de la pluie qu'il serait physiquement possible de mesurer si les principaux paramètres impliqués dans l'intensité des pluies convectives atteignaient leurs valeurs maximales. Ainsi, la détermination de la PMP de durée 24 heures dans un secteur très exposé aux précipitations torrentielles et aux crues éclair permet une meilleure connaissance du potentiel de l'atmosphère.

Nous comparerons les résultats de la PMP avec l'événement pluviométrique le plus intense jamais mesuré dans les Alpes Apuane, puis, une analyse statistique des résultats nous permettra d'élaborer, analytiquement, une échelle d'intensité de la pluie dans cette région.

Abstract

Probable maximum precipitation (PMP) is defined as the greatest depth of precipitation that is physically possible when the major parameters imply in the convective storm, reach their maximum values. Then, calculation of PMP for a 24 hours duration, in an area very exposed to heavy rainfall and flash flood lead to a better knowledge of the potentiality of the atmosphere.

A comparison of the PMP with the greatest extreme rainfall measured in the Apuane Alps, and a statistical analysis of the results, will lead to elaborate a rainfall intensity scale in this area.

Mots-clés : risque hydrométéorologique, événement pluviométrique extrême, pluie maximale probable, Toscane.

Key words : hydro-meteorological hazard, extreme rainfall event, probable maximum precipitation, Tuscany.

Introduction

Les Alpes Apuane se situent dans la partie septentrionale de la Toscane, à la limite sud du golfe de Gênes. Sa topographie très accidentée (Fig. 1) se caractérise par la succession de deux lignes de crêtes parallèles, disposées perpendiculairement aux flux perturbés de SW, culminant à 2000 mètres d'altitude ; la ligne de crête la plus à l'ouest, où l'on distingue le bassin versant du fleuve Versilia se situe à une quinzaine de kilomètres de la mer. Cette configuration confère à cette région la pluviosité la plus élevée de la péninsule italienne (les précipitations annuelles sont supérieures à 3000 mm) et une très forte exposition aux précipitations intenses dont l'intensité est supérieure ou égale à 120 mm en 24 heures.

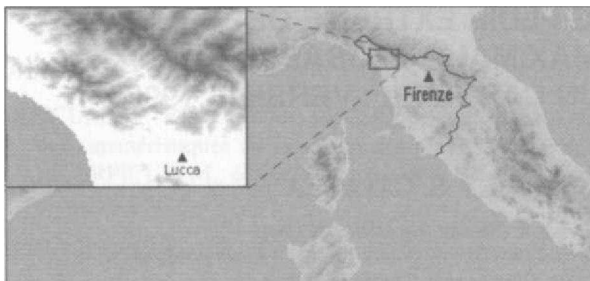


Figure 1 : Localisation des Alpes Apuane.

L'étude s'articule de la façon suivante : tout d'abord, nous procéderons à la maximisation des principaux paramètres impliqués, à l'échelle journalière, dans l'intensité de la pluie (l'humidité de la masse d'air et la convergence dans les basses couches de l'atmosphère) pour ensuite maximiser l'événement pluviométrique de référence. Puis, nous analyserons statistiquement les résultats obtenus qui nous permettront de construire une échelle d'intensité de la pluie dans les Alpes Apuane.

1. Le concept de Pluie Maximale Probable

Le concept de Pluie Maximale Probable fut introduit en hydrométéorologie il y a une trentaine d'année dans la littérature anglo-saxonne dans le but de définir une limite supérieure physique à la hauteur d'une pluie d'une certaine durée, à une certaine période de l'année. Il s'agit donc de définir une limite supérieure aux distributions probabilistes utilisées dans l'étude des précipitations extrêmes comme les lois de Gumbel, Generalize Extrême Values et TCEV. Ce concept est aujourd'hui couramment utilisé aux Etats-Unis et au Canada pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et des infrastructures destinées à la protection des personnes et des biens.

Les recherches menées sur les mécanismes pluviogènes et sur les facteurs qui les déterminent nous conduisent à évaluer leurs limites supérieures sur la base des mesures réalisées dans les stations météorologiques réparties sur l'ensemble de la zone étudiées. Nous postulons l'existence d'un maximum possible à une précipitation en nous appuyant sur le fait que les cellules orageuses ont un potentiel énergétique limité car la quantité de vapeur d'eau qui converge dans une cellule n'est pas infinie, limitant par là même l'énergie du phénomène. Nous pouvons ainsi raisonnablement nous attendre à ce que la quantité et l'intensité des précipitations relatives aux cellules orageuses aient, elles aussi, une limite. Pour l'instant, les paramètres relatifs à « l'efficacité dynamique » de la pluie ne sont pas directement exprimables ; ils le sont seulement au travers de leurs effets induits sur l'événement pluviométrique. Par contre, le paramètre essentiel à considérer, la quantité d'eau précipitable, liée à la température de l'air et à son taux d'humidité, apparaît susceptible d'être limité supérieurement.

2. Méthodologie de la PMP

2.1. Maximisation de l'humidité

2.1.1. Calcul de la température du point de rosée (td)

Etant donné le niveau d'échelle spatiale auquel nous travaillons, il n'est guère possible de disposer de radiosondages décrivant la structure verticale de l'atmosphère. Dans la pratique ce problème peut être contourné car l'ensemble des stations météorologiques italiennes mesurent, en surface, la température et l'humidité relative de l'air, deux paramètres permettant de déterminer la température du point de rosée, en degrés Celsius.

Le calcul de la température du point de rosée nous a permis d'identifier deux adiabatiques saturées, l'une représentative de l'air convergent à la base de la cellule orageuse, l'autre correspondant au taux d'humidité maximal relatif au site étudié. Ces deux adiabatiques saturées permettront d'effectuer un diagnostic de la distribution verticale de la température et de l'humidité atmosphérique le jour de l'événement de référence mais également dans des conditions d'humidité maximale.

2.1.2. Calcul de la quantité d'eau précipitable (W)

L'eau précipitable est définie comme la quantité d'eau recueillie à la base d'une colonne d'air si la totalité de la vapeur contenue dans cette dernière se condense puis précipite. Etant donné que nous avons préalablement déterminé la température du point de rosée, nous sommes donc en mesure de calculer, à tous les niveaux, l'humidité spécifique de la masse d'air (q), paramètre à partir duquel il est possible de déduire la quantité d'eau précipitable en appliquant :

$$q_z = 0,622 \times \frac{e}{P} \quad (1)$$

avec :

$$e = 611 \exp\left(\frac{17,27 \times T_z}{237,3 + T_z}\right) \quad (2)$$

e : pression de vapeur saturante en kPa

T_z : température de l'air au niveau z en °C

paramètre à partir duquel nous avons déterminé la quantité d'eau précipitable (w) en calculant, entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 , la masse d'eau précipitable, en kg, en appliquant :

$$W = \bar{q}_{(z_1, z_2)} \times \bar{\rho}_{(z_1, z_2)} \times A \times \Delta z \quad (3)$$

$\bar{q}_{(z_1, z_2)}$: valeur moyenne de l'humidité spécifique entre deux niveaux atmosphériques

avec : $\bar{\rho}_{(z_1, z_2)}$: valeur moyenne de la densité de l'air entre deux niveaux atmosphériques

A : superficie de la base de la colonne d'air (1 m^2)

Δz : épaisseur des couches atmosphériques (500 m)

2.1.3. Calcul du coefficient de maximisation

La dernière étape de la procédure de maximisation de l'humidité de l'air consiste à calculer un coefficient issu du rapport entre la quantité maximale possible d'eau précipitable calculée, c'est à dire l'évaluation de la capacité évaporatoire maximale de l'atmosphère sur le site, et la quantité d'eau précipitable effective, celle qui caractérise la masse d'air convergent dans la cellule orageuse, telle que :

$$C_m = \frac{W_m}{W_e} \quad (4)$$

avec : C_m : coefficient de maximisation de la pluie

W_m : eau précipitable maximale

W_e : eau précipitable effective

2.2. Maximisation de la convergence

Dans l'introduction, nous avons dit que l'intensité d'une précipitation est due essentiellement à deux facteurs : le premier est le contenu de la masse d'air en vapeur d'eau et le second est lié à l'efficacité de l'orage, facteur dépendant de la vigueur des mouvements de convergence dans les basses couches de l'atmosphère. Jusqu'à présent nous nous sommes principalement intéressés à la maximisation de l'humidité et si nous voulons réellement trouver une limite supérieure à une pluie nous devons faire de telle sorte que les deux facteurs soient maximisés.

Ainsi, nous avons procédé à un inventaire de l'ensemble des perturbations qui ont intéressé le site étudié et sélectionné, sur la base du cumul de pluie mesuré en 24h, l'événement le plus intense que les Alpes Apuane ont connu. L'événement pluviométrique retenu est l'orage du 19 juin 1996, événement au cours duquel l'intensité de la pluie a atteint des valeurs très élevées. Les stations les plus touchées ont enregistré 477 mm et 423 mm en 24 heures.

L'analyse des cartes météorologiques montre, en surface, la présence d'un front froid orienté WSW/ENE, s'étendant du Sud de la France à la Pologne en passant par le versant Nord des Alpes. L'influence de cette zone frontale combinée à une advection chaude et humide de secteur S S W sur la Méditerranée a créé les conditions favorables au développement d'un orage multicellulaire. A 500 hPa la configuration isobare montre une dorsale s'étendant de la Grande Bretagne à l'Algérie, une faible courbure cyclonique sur la mer, et un géopotential maximum centré sur le sud de la Suède. A 850 hPa les isohypses décrivent également une courbure cyclonique sur l'Italie septentrionale et on remarquera également la présence d'une goutte froide positionnée à la verticale du nord de la Toscane.

2.3. Maximisation de la pluie

La maximisation de la pluie s'appuiera, à titre comparatif, sur l'utilisation de deux modèles : le premier est le modèle préconiser par la méthode PMP, le second, utilisé à l'Ecole Polytechnique de Milan, permet de calculer l'intensité d'une pluie issue d'une cellule convective.

2.3.1. Le modèle PMP

L'utilisation du modèle PMP est assez simple puisqu'elle consiste à appliquer aux pluies effectives le coefficient de maximisation (eq. 4) tel que :

$$P_m = P_e \times C_m \quad (5)$$

P_m : pluie maximisée

avec : P_e : pluie effective

C_m : coefficient de maximisation

L'intensité de la pluie est donc maximisée car le coefficient de maximisation est, dans la grande majorité des cas, supérieur à 1.

2.3.2. Le modèle de la cellule convective

Le modèle de la cellule convective est plus complexe car son utilisation implique, outre le calcul des différents paramètres, une série d'approximations découlant du manque de données relatives à l'événement du 19 juin 1996. L'intensité de la pluie issue d'une cellule orageuse est donnée par l'équation suivante :

$$i = \frac{4\rho_a V \Delta z_1}{\rho_w D} \times \frac{q_{v1} - q_{v2}}{1 - q_{v2}} \quad (6)$$

dans laquelle :

i : intensité de la pluie en m/s

ρ : densité de l'air en kg/m³

V : vitesse du vent en m/s

Δz_1 : altitude de la base de la cellule orageuse (m), autrement dit le niveau de convection libre (LFC)

D : diamètre de la cellule (m)

V : vitesse du vent en m/s

q : humidité spécifique de l'air (kg/kg)

Dans ce modèle, il est évident que les valeurs du diamètre de la cellule et du niveau d'équilibre thermique (sommet de la cellule) ne peuvent être qu'approximées car nous ne disposons d'aucune mesure in situ permettant leur validation. Le niveau d'équilibre thermique a été fixé 10000 m car les

calculs montrent qu'au delà de cette altitude la quantité d'humidité spécifique est très infime si bien qu'elle influe très faiblement sur l'intensité de la pluie au niveau du sol.

3. Résultats obtenus

3.1. Le modèle PMP

Tableau 1 : Résultats du modèle P M R

Station	Cm	Pluie 96	PMP
Orto di Donna	2,4	150,4	364,1
Vagli di Sotto	2,0	121,0	241,8
Palagnana	2,0	297,6	584,9
Pomezzana	1,9	477,6	929,0
Retignano	1,8	400,6	730,1
Azzano	1,9	260,4	499,6
Cervaiolo	2,4	241,4	572,7
Convalle	1,7	150,0	256,5
Gombitelli	1,8	60,6	110,6
Camaiore	1,6	53,2	86,6
Fornovolasco	1,8	428,6	785,9

La cartographie des résultats de la PMP, avec la méthode du krigeage, nous permet de localiser un secteur géographique particulièrement exposé au risque hydrométéorologique (Fig.2). Il s'agit d'une zone couvrant une superficie d'environ 60 km² comprenant les bassins versants du fleuve Versilia et ses principaux affluents et du Turrone di Galliciano situé en Garfagnana. Cette zone se caractérise par une topographie très accidentée, des versants abrupts et des sommets culminants à plus de 1500 mètres (Pania della Croce 1860 m).

Les valeurs des coefficients de maximisation de la pluie sont très élevées ce qui démontre que, malgré des intensités significatives mesurées le 19 juin 1996, la capacité évaporatoire maximale de l'atmosphère était encore loin d'être atteinte. Ainsi, la pluie maximale probable, dans les stations les plus touchées par l'orage (Retignano, Fornovolasco et Pomazzana) est quasiment deux fois plus élevée que les cumuls de pluie du 19 juin 1996. De plus, bien que les valeurs de la PMP calculées dans les Alpes Apuane soient très élevées, les résultats obtenus sont cohérents avec les très fortes pluies déjà mesurées dans le bassin méditerranéen occidental : La Llau, 1200 mm/24h (en 1940) ; Valle-rauge, 950 mm/24h (en 1900) ; île de Montechristo (archipel toscan), 800 mm/24h (en 1990).

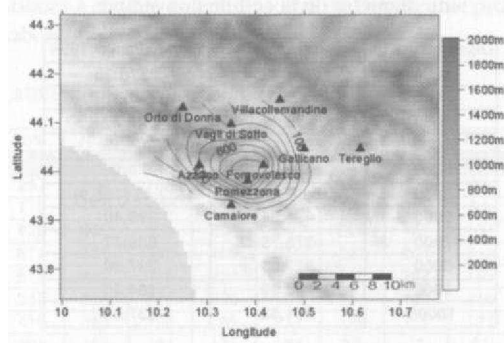


Figure 2 : Modèle Palmieri - isohyètes de la PMP.

Cette configuration est tout à fait propice au déclenchement d'inondations de type « flash flood » accompagnées de forts ruissellements pouvant provoquer des glissements de terrain dont les débris, associés aux produits de l'érosion fluviale, pourraient alimenter un transport fluvial très fourni en direction de la vallée et provoquer des dommages considérables.

3.2. Le modèle de la cellule convective (CC)

Le modèle de la cellule utilise l'humidité spécifique et non la quantité d'eau précipitable pour quantifier la quantité de vapeur présente dans la cellule orageuse. Toutefois, étant donné la variabilité de l'intensité de la pluie durant l'orage, nous nous sommes intéressés plus particulièrement au diamètre de la cellule orageuse.

Effectivement, en examinant la coupe topographique réalisée le long du parcours de l'épicentre de l'orage (Fig.3), nous constatons que les stations qui ont mesuré les plus fortes intensités (>400

mm/24h) se situent dans les fonds de vallées adossées à des versants montagneux abrupts dont l'altitude dépasse 800 m. Dans ces conditions, et vu l'altitude du niveau de convection libre estimé à 250 m, nous pouvons raisonnablement postuler au ralentissement puis à la compression latérale de la cellule lorsque cette dernière arrive sur le versant de la montagne.

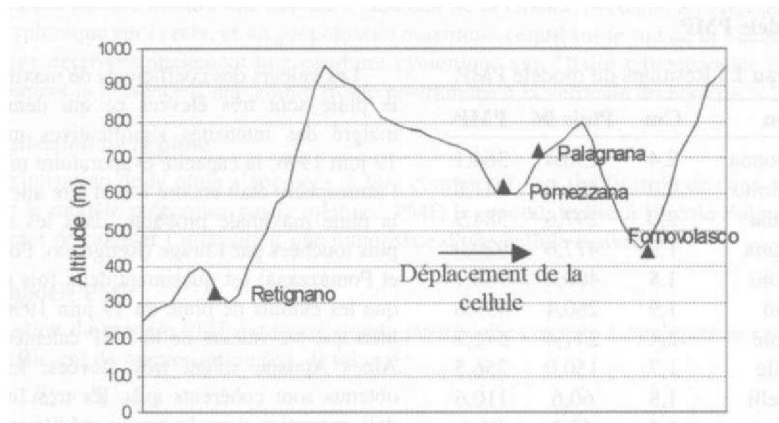


Figure 3 : coupe topographique selon le déplacement de l'épicentre orageux.

Tableau 2 : Intensité de la pluie en fonction du diamètre de la cellule convective.

Diamètre en m	Pomeziana 1996	Fornovolasco 1996
1000	2616.22	2378.38
2000	1308.11	1189.19
3000	872.07	792.79
4000	654.05	594.59
5000	523.24	475.68
5500	475.68 (929)	432.43 (785,9)
6000	436.04	396.40
7000	373.75	339.77
8000	327.03	297.30
9000	290.69	264.26
10000	261.62	237.84

Dans ces conditions, de façon à évaluer le rôle du diamètre de la cellule sur l'intensité de la pluie, nous l'avons fait varier en maintenant constants les autres paramètres du modèle (Tab.2). Les résultats indiquent que plus le diamètre de la cellule diminue/augmente plus l'intensité de la pluie augmente/diminue. Nous pouvons ainsi penser que les pics pluviométriques mesurés à Pomeziana (157 mm entre 6h et 7h) et à Fornovolasco (142 mm entre 14h et 15h) pourraient être la conséquence d'un mouvement latéral de compression exercé sur la cellule, mouvement provoquant une diminution de son diamètre donc une accélération des mouvements verticaux donc de la

vitesse de production de vapeur d'eau à l'intérieur de la cellule convective.

Ce travail nous a également permis d'évaluer le diamètre moyen de la cellule orageuse au cours de la journée du 19 juin 1996 à 5500 m (tab. 2). Ce résultat est cohérent avec les travaux déjà réalisés sur les orages multicellulaires dans lesquels la taille des cellules composant ces systèmes a été évaluée entre 3000 et 10000 m. La spécificité du modèle utilisé implique cependant une limitation car son utilisation est liée au passage de l'épicentre de l'orage sur une station. Ainsi, la PMP a été calculée aux deux postes les plus exposés lors de l'événement de juin 1996, Pomeziana et Fornovolasco, pour un diamètre moyen de la cellule convective de 5500 m. Les résultats de l'élaboration figurent en gras dans le tableau ci-contre.

3.3. Comparaison des résultats

Les résultats montrent des différences significatives des intensités de la PMP : les valeurs obtenues avec le modèle de la PMP (en gras entre parenthèses) sont nettement supérieures à celles du modèle de la cellule convective. Ces écarts s'expliquent par le manque de données nécessaires au bon

calibrage du modèle CC ; les valeurs de l'humidité spécifique ont été déterminées par la méthode des différences finies et dans ce contexte les conditions de contours sont déterminantes. Ainsi, dans la suite de ce travail, nous conserverons les résultats obtenus avec le modèle PMP, modèle qui prend en compte, indirectement, l'ensemble des paramètres impliqués dans la dynamique de l'orage.

4. Interprétation statistique de la PMP

4.1. Ajustement de l'humidité relative et de la température à la loi Bêta

Les valeurs de température et d'humidité relative ayant servies de base au calcul de la PMP sont considérées comme les valeurs maximales sur la période considérées ; nous devons donc utiliser une loi statistique admettant une limite supérieure. La loi Bêta répond à cette attente, elle est très utilisée dans les sciences atmosphériques pour l'étude des paramètres limités supérieurement comme par exemple l'humidité relative bornée à 100%. Elle admet la loi de répartition suivante :

$$f(x) = \left[\frac{\Gamma(p+q)}{\Gamma(p)\Gamma(q)} \right] x^{p-1}(1-x)^{q-1}$$

$$0 \leq x \leq 1 \quad p, q > 0$$

(7)

avec p et q les paramètres de forme de la distribution.

4.2. Calcul de l'intensité de la pluie afférente à une probabilité cumulée

Le calcul des probabilités cumulées permet de déterminer la probabilité de non dépassement simultanée, à un certain seuil, de la température et de l'humidité relative. Les résultats sont ensuite entrés dans le modèle PMP, permettant ainsi d'attribuer à chaque valeur de sortie du modèle une probabilité de non dépassement. Les résultats de l'élaboration sont consignés dans le tableau 3.

Tableau 3 : Intensité de la pluie afférente à une probabilité donnée.

Température ET Humidité Relat				100%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%
Station	Lat	Long	Alt	PLUIE PROBABLE									
Orto di Donna	44.13	10.25	1100	364.1	286	257	224	188	163	141	121	95	78
Vagli di Sotto	44.10	10.35	600	241.8	194	172	150	128	111	96	82	66	54
Palagnana	43.98	10.42	710	584.9	492	436	380	324	281	243	208	167	137
Pomezzana	43.98	10.38	597	929.0	763	674	588	502	435	377	322	261	213
Retignano	44.00	10.33	325	730.1	586	512	447	385	334	288	246	202	165
Azzano	44.02	10.28	416	499.6	396	347	302	260	225	194	166	136	110
Cervairole	44.03	10.30	1170	572.7	466	419	365	306	265	231	198	155	127
Convalle	43.95	10.47	350	256.5	218	191	167	144	125	108	92	76	62
Gom bitelli	43.92	10.43	490	110.6	93	82	71	61	53	46	39	32	26
Camaiore	43.93	10.35	47	86.6	70	61	53	46	40	35	30	25	20
Fornovolasco	44.02	10.42	470	785.9	653	574	501	430	373	322	276	225	184

Le tableau nous indique, pour chaque station de mesure, l'intensité de la pluie pour chaque probabilité de non dépassement. Ainsi, la colonne 100% correspond à la PMP, c'est à dire à l'intensité de la pluie qui à 100% de chance de ne pas être dépassée, autrement dit, aucune chance, dans les conditions climatiques actuelles, d'être dépassée dans les Alpes Apuane.

4.3. Etablissement d'une échelle d'intensité des pluies dans les Alpes Apuane

Compte tenu de l'homogénéité climatique et topographique des Alpes Apuane, ainsi que du caractère aléatoire de la localisation, à échelle fine, des epicentres des phénomènes orageux, nous pouvons généraliser les résultats de Pomezzana à l'ensemble de la zone géographique étudiée. Dans ces conditions, nous sommes donc en mesure de définir analytiquement une échelle d'intensité des pluies extrêmes dans les Alpes Apuane, telle que :

Tableau 4 : Échelle d'intensité de la pluie.

Niveau	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Intensité <i>mm/24h</i>	213	261	322	376	435	502	588	674	763	929

Ainsi, dans les Alpes Apuane, le seuil définissant une précipitation extrême a été évalué à 213 mm/24h, valeur au-delà de laquelle il sera possible d'attribuer à une pluie un niveau d'intensité comme le font les géologues pour les tremblements de terre avec l'échelle de Richter et les météorologues pour le vent (échelle de Beaufort) et les tornades. Nous pouvons donc caractériser l'orage du 19 juin 1996 (477 mm/24h) d'événement extrême, puis le classer, par l'intermédiaire de l'échelle, comme orage de niveau 5,7.

Conclusion

Les résultats obtenus mettent en évidence l'importance de l'intégration de la physique à la statistique souvent limitée dans les études d'événements pluviométriques intenses. La méthodologie de la PMP permet également d'affronter le problème des extrêmes d'un point de vue différent car les pluies sont caractérisées non plus par rapport à des valeurs minimales, comme le propose les études statistiques classiques, mais par rapport aux intensités maximales possibles de la pluie.

Cette nouvelle approche du problème, par l'intermédiaire de la création d'une échelle d'intensité des pluies, permet une interprétation plus simple des phénomènes atmosphériques convectifs pour les décideurs et les populations que le traditionnel « temps de retour », notion floue et souvent très mal comprise. De plus, en reprenant l'exemple de l'orage du 19 juin 1996, dire que cet événement est de niveau 5,7 sur une échelle de 10 au lieu de lui attribuer un temps de retour de 500 ans, permettrait d'une part de relativiser ce type d'événement et d'autre part de mieux s'en protéger.

Bibliographie

- BRUGIONI, M., et al., 1998 : *19 Giugno 1996 : alluvione in Versilia e Garfagnana*. Caso di studio, Firenze, 315 p.
- National Weather Service, 1998 : *Probable Maximum Précipitation : calculation procedure*. Hydrometeorological report n° 58.
- PALMIERI, S., et al., 1979 : *Precipitazione Massima Probabile*. Resoconto della giornata di lavoro del 5 novembre 1979, Roma, 126 p.
- ROSSO, E., 2000 : *Modello di cella temporalesca*. Esercitazione del corso di Idrologia, Politecnico di Milano, 5 p.
- U.S. Department of Commerce, 1977 : *Probable maximum precipitation estimates, Colorado river and great basin drainages*. Hydrometeorological report n°49, Washington D.C., 161 p.
- U.S. Department of Commerce, 1978 : *Probable maximum precipitation estimates, United States East of the 105th meridian*. Hydrometeorological report n°51, Washington D. C., 78 p.
- U.S. Department of Commerce, 1986 : *Probable maximum and TVA precipitation estimates with real distribution for Tennessee river drainages less than 3000 square Mi. in area*. Hydrometeorological report n° 56, Silver Spring.

RELATIONS ENTRE RELIEF, SYSTEMES CONVECTIFS ET PRECIPITATION DANS LE FOUTA DJALLON EN GUINEE

S.M. SALL, A.T. GAYE

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère Siméon Fongang,
Ecole Supérieure Polytechnique, BP 5085 Dakar, Sénégal.
E-mail : smsall@ucad.sn*

Résumé

Dans le but de mieux comprendre l'influence de l'orographie sur la dynamique des précipitations en Afrique, nous avons observé simultanément les précipitations journalières et la dynamique des systèmes convectifs au niveau des montagnes du Fouta Djallon en Guinée.

Nous avons ainsi calculé la densité d'apparition et de disparition de ces systèmes en fonction de la hauteur du relief, ainsi que l'évolution de la taille, de la température minimale, de l'écart entre la température maximale et minimale et de la variation diurne de ces systèmes. Ces résultats montrent que le Fouta Djallon stimule les systèmes convectifs. L'analyse de l'énergie statique humide et de l'énergie statique saturée montre que l'atmosphère au-dessus des montagnes est fortement perturbée. Cependant, à cause de l'importance de leur vitesse moyenne, les systèmes convectifs sont entraînés à l'Ouest où ils donnent beaucoup de précipitations.

Abstract

With the goal better understand the influence of African mountain on dynamic rainfall, we have simultaneously observed the daily rainfall and dynamic of convective systems over the Fouta Djallon mountains in Guinée.

We have computed the density of apparition and clearing the systems according to height of mountain, the size evolution, the minimal temperature, the difference between maximum and minimum temperature and diurnal variation of systems. These result show that de mountain is a potential source of convective systems. The analysis of static humid energy and static humid saturated energy show that the atmosphere over the mountain is very disrupt. However, the importance of average speed of convective systems is one cause of their movement from west were we give much rainfall.

Mots-clés : Relief, systèmes convectifs, pluie, réanalyses, suivi automatique

Keywords : Mountain, convective systems, rainfall, reanalyses, automatic tracking

Introduction

L'utilisation simultanée des images du canal infrarouge du satellite Météosat, de données pluviométriques et des réanalyses du modèle du NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) a permis de suivre à grande échelle spatiale l'évolution temporelle des systèmes convectifs de méso-échelle et la distribution spatio-temporelle des précipitations autour des montagnes du Fouta Djallon en Guinée ; ceci dans le but de mieux comprendre l'influence de l'orographie sur la dynamique des précipitations en Afrique de l'Ouest. Les pluies journalières montrent des écarts importants de précipitations autour de ces montagnes. La problématique sur le rôle de l'orographie est importante pour la prévision opérationnelle dans cette région.

De nombreuses études ont été réalisées dans le but de décrire les caractéristiques de ces systèmes convectifs qui semblent se générer dans les régions où existent des accidents de relief : plateaux, collines ou massifs montagneux (Houze (1977), Martin et Schreiner (1981), Desbois et al. (1989), Arlene et al. (1993), Rowell et Milford (1993), Sali et al. (1999)). Cependant le rôle de l'orographie dans l'activité des précipitations en Afrique de l'Ouest n'est toujours pas bien connu.

Ce travail entreprend d'expliquer les variations pluviométriques observées entre les versants Est et Ouest du Fouta Djallon. Dans la première partie, nous présentons les données et méthodes d'analyse et dans la deuxième partie, les résultats et discussions.

1. Données et méthodes

1.1. Suivi des systèmes convectifs

Le suivi des nuages a commencé avec l'arrivée des premiers satellites géostationnaires de la série ATS (Application Technology Satellites) en 1966. C'est ainsi que Fujita et al. (1968) et Fujita (1969) ont déterminé le champ de vent à l'aide du déplacement des nuages en utilisant des séquences de photographies. Endlich et al. (1971) utilisant des images digitalisées sur lesquelles ils repèrent des centres de brillance arrivent à obtenir des vecteurs de déplacement des nuages par la technique ISODATA (Itérative Self-Organising Data Analysis) développée par Bail et Hall (1976). Cependant cette étude a été limitée par l'impossibilité d'affecter une altitude aux nuages, puisque les satellites de cette époque ne disposaient pas de capteurs infrarouges. Avec l'apparition du satellite géostationnaire SMS-GOES, les études précédentes ont été relancées et le canal infrarouge donnant accès à l'altitude du sommet du nuage est mis à profit. Wolf et al. (1977) présentent une amélioration de la première méthode de suivi automatique établie par Endlich et al. (1971) qui utilisait l'algorithme ISODATA. Au cours des années 1970, d'autres techniques manuelles ou semi-manuelles ont vu le jour (Bauer, 1976 ; Novak et Young, 1976). Les inconvénients majeurs de ces techniques sont le temps nécessaire pour effectuer un suivi et la dépendance des résultats à l'opérateur.

Dans le travail qui suit, nous utilisons les images du canal Infrarouge (10.5 à 12.5 (m) du satellite METEO SAT à la résolution temporelle d'une image toutes les 30 minutes et de résolution spatiale 5 km x 5 km au nadir point subsatellite. La fréquence élevée de ces images offre un bon échantillonnage du déplacement et de la modification continue des nuages au cours du temps. Ainsi il existe une surface en commun entre le même nuage sur deux images successives qui est la base de la méthode que nous utilisons, développée par Laurent (1996) et qui s'inspire de celle de Arnaud et al. (1992). L'algorithme de la méthode est composé de deux parties différentes : la méthode directe qui permet de détecter les divisions d'amas et la méthode inverse par laquelle les fusions d'amas sont repérées.

L'identification des masses nuageuses se fait par un seuillage dans le canal infrarouge. La structure des nuages dépendra donc du seuil choisi. En climat sahélien, le seuil -40°C est souvent utilisé pour séparer les nuages pluvio-gènes des autres. Ce seuil a été défini à partir des travaux d'Arkin (1979) qui a établi une relation entre la quantité de pluie cumulée et l'aire couverte par le nuage pour différents seuils de température donnés. Les résultats révèlent un coefficient de corrélation maximum pour un seuillage à 10 km d'altitude, qui correspond à l'isotherme 235 K (figure 1). En tenant compte de ce résultat et afin de minimiser les erreurs liées aux petits amas, aux nuages stratiformes et aux systèmes de courte durée de vie, les critères suivants sont retenus pour caractériser les Systèmes Convectifs :

- Température inférieure à -40°C
- Taille équivalente à un disque de rayon supérieur à 100 km
- Durée de vie supérieure ou égale à 3h

Dans la zone d'étude, qui s'étend entre les longitudes 25° Ouest et 20° Est et les latitudes 0° et 20° Nord, zone couvrant l'essentiel du relief Ouest Africain, les Systèmes Convectifs ont été suivis en automatisant la procédure présentée ci-haut.

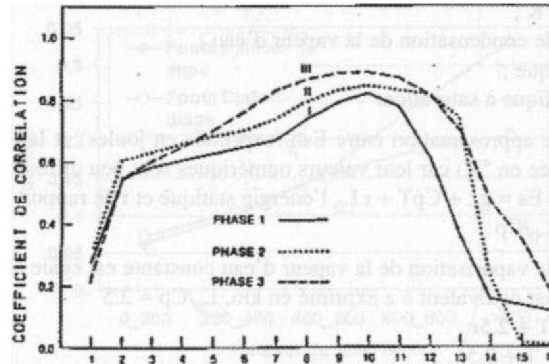


Figure 1 : Coefficient de corrélation entre la quantité de pluie cumulée sur 6 heures et la fraction recouverte par les nuages pour la zone d'étude de GATE, en fonction du seuil de radiance correspondant à une hauteur donnée de nuage (d'après Arkin, 1979).

1.2. Structure énergétique autour du relief

Dans le but d'estimer l'importance des mouvements descendants et ascendants qui caractérisent la dynamique des systèmes convectifs, nous avons calculé les valeurs moyennes de l'énergie statique humide (Esh) et à saturation (Eshw) pour chaque zone autour de la montagne (voir figure 2). Chacune des deux grandeurs représente la somme de trois termes : l'énergie potentielle, la chaleur sensible et la chaleur latente.

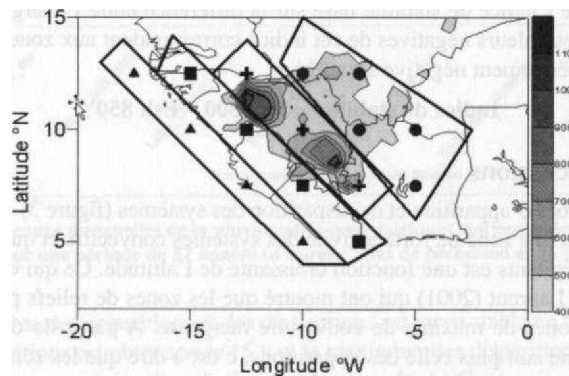


Figure 2 : Zones choisies autour du Fouta Djallon et les points de grille pour l'analyse des données du NCEP, zone située à l'est de l'axe des montagnes (09), au dessus du relief (X), l'ouest des montagnes sur terre (•) et sur mer

Ces quantités sont exprimées par les équations :

$$Esh = gz + CpT + Lq$$

$$Eshw = gz + CpT + Lq_w$$

Où

z : altitude en km ;

g : accélération de la pesanteur ;

Cp : chaleur spécifique de l'air à pression constante ;

T : température en °K ;
 L : chaleur latente de condensation de la vapeur d'eau ;
 q : humidité spécifique ;
 q_w : humidité spécifique à saturation.

Nous avons fait une approximation entre Esh (exprimée en joules) et la température potentielle équivalente @_e (exprimée en °K) car leur valeurs numériques sont peu différentes. En effet :

@_e = Es/Cp avec Es = gz + CpT + r. L₀ l'énergie statique et r le rapport de mélange.
 0_e = gz/Cp + T + r.L₀/Cp

La chaleur latente de vaporisation de la vapeur d'eau constante est égale à L₀ = 2508 j /g
 g = 9.8 m/s², z/Cp est équivalent à z exprimé en km, **hJCP** ~ 2.5

On a : @_e = 9.8z + T + 2.5r

D'où : Esh - 9.8z + T + 2.5r

Eshw » 9.8z + T + 2.5r_w

Ces grandeurs ont été calculées à partir des données de ré analyses du modèle du NCEP où : z représente l'altitude géopotentielle, T la température et r l'humidité spécifique. Nous avons exprimé r_w à partir de la relation suivante :

r_w = 100r/ H où H représente l'humidité relative, déterminée par l'équation :

H = 100P/0.622/re_w P étant le niveau

ew = (exp(A+2.433502.ln(T) + 21.2409642))/100

où A = -6096.9385/T - 0.02711193T + 0.0000167395T²

La structure perturbée de l'atmosphère correspond à un gradient vertical (surface - couches moyennes) minimal de ces grandeurs qui indique la tendance à l'homogénéisation verticale qui caractérise une tour chaude (Dhonneur, 1984).

Nous avons calculé l'indice de stabilité basé sur la différence entre l'énergie statique à 500 et à 850 hPa. Les plus fortes valeurs négatives de cet indice correspondent aux zones perturbées.

Cette quantité, généralement négative s'exprime :

$$\text{Indice de stabilité} = \text{Esh 500} - \text{Esh 850}$$

2. Résultats et discussions

L'examen des courbes d'apparition et de disparition des systèmes (figure 3) montre que le versant Est du Fouta Djallon est une zone de forte activité des systèmes convectifs et que la densité d'apparition des systèmes précipitants est une fonction croissante de l'altitude. Ce qui est en accord avec les résultats de Mathon et Laurent (2001) qui ont montré que les zones de reliefs principaux en Afrique correspondent à des zones de maxima de couverture nuageuse. A partir de 600 km, la courbe de densité de disparition ne suit plus celle des apparitions, c'est à dire que les sommets des montagnes du Fouta sont favorables à l'initiation des systèmes, mais ces systèmes vont se dissiper à l'Ouest de l'axe du relief. Les données de l'atlas de Nicholson et al. (1988) montrent que la pluviométrie sur le sommet de ce relief n'est guère plus élevée que sur les autres parties (figure 4). On observe sur cette figure que les stations sur les bordures continentales, sous l'influence des brises de mer recueillent une quantité importante de précipitations.

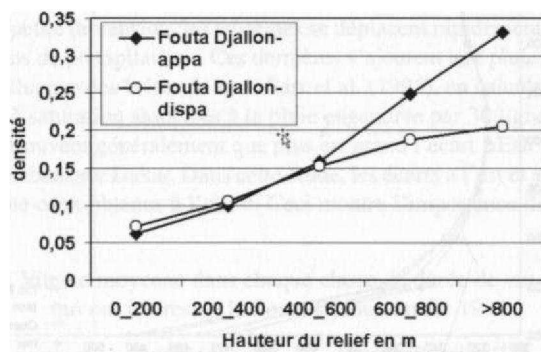


Figure 3 : Densité d'apparition et de disparition des systèmes précipitants en se déplaçant d'Est en Ouest jusqu'au sommet du relief du Fouta Djalon de 1989 à 1998.

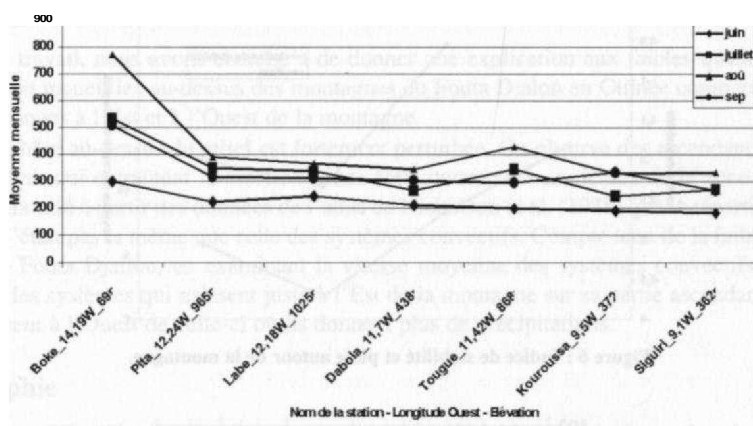


Figure 4 : Moyennes mensuelles de la pluviométrie pour quelques stations autour du Fouta Djalon pour une période de 57 années (d'après l'atlas de Nicholson et al. (1998)).

La variation diurne des apparitions et des dissipations est quasi stable en fonction de l'altitude. Le maximum des apparitions est obtenu vers 15 h et le maximum des disparitions vers 18 h. On observe également un nombre assez significatif d'apparition vers 01 h. Ce dernier est plus marqué sur les zones de faible altitude autour des reliefs. Entre 0 et 200 m d'altitude, la taille des systèmes convectifs croît de 640 km² à 1157 km² ; ensuite elle décroît en fonction de l'altitude jusqu'à 806 km². L'examen du nombre de présence des maxima de la taille en pourcentage du nombre d'apparition sur chaque niveau d'altitude montre que les systèmes précipitants mettent plus de temps sur les zones du relief vers 200 km d'altitude. La température minimale dans les systèmes décroît en fonction de la latitude jusqu'à 300 km. Puis elle se stabilise autour de -71.5 °C. L'écart entre les températures maximales et minimales est presque constant. Indépendant du relief, il avoisine 30°C.

Les profils verticaux de l'énergie statique humide autour de la montagne (figure 5) et l'indice de pluie (figure 6) montrent que l'atmosphère à l'est et au-dessus de la montagne est plus perturbée que sur les autres régions. Dans ces zones fortement perturbées, l'air chaud et humide des basses couches est transporté vers le haut. Cette ascendance entraîne la formation des nuages précipitants (figure 7).

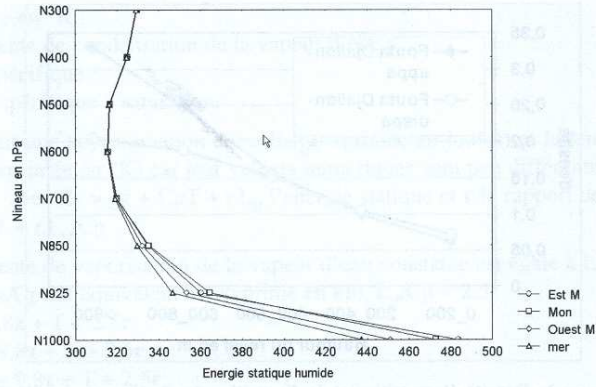


Figure 5 : Energie statique humide autour de la montagne.

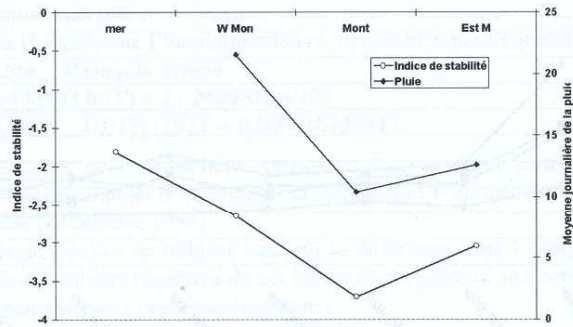


Figure 6 : Indice de stabilité et pluie autour de la montagne.

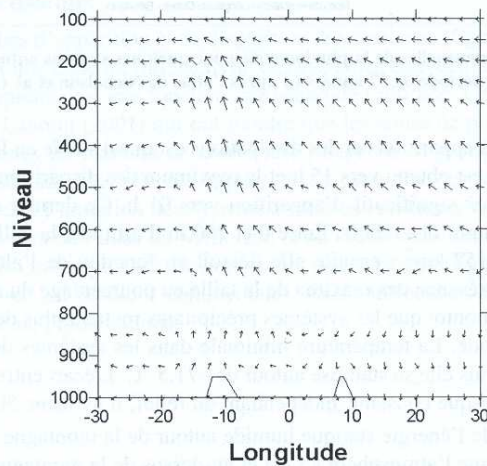


Figure 7 : Direction de la résultante entre le vent vertical (Pa/10mn) et le vent zonal (m/s) sur la latitude 10°N de 30°W à 30°E, au dessus du Fouta Djalon (10°W) et le plateau de Jos (8°E) moyenne du mois d'août.

Ces systèmes se propagent avec des vitesses moyennes suffisamment élevées (tableau 1). Le relief de Fouta Djallon étant de petite dimension, les systèmes se déplacent rapidement vers l'Ouest de la montagne où ils donnent plus de précipitations. Ces dernières s'ajoutent aux pluies reçues sur les bordures continentales sous l'influence des brises de mer. Sarr et al. (1995), en calculant les valeurs de l'énergie statique humide et à saturation associées à la pluie engendrée par 30 lignes de grains en direction de la région de Dakar, trouvent généralement que plus est grand l'écart $AE_{sh} = E_{shsol} - E_{shmin}$, plus fortes sont les pluies tombant sur Dakar. Dans cette étude, les écarts à l'est et au-dessus des montagnes sont plus importants que ceux obtenus à l'ouest. Ceci montre l'importance des pluies liées aux effets de brise.

Tableau 1 : Vitesse moyenne dans chaque classe de durée de vie des systèmes qui ont intéressés le Fouta Djallon en été 1994.

durée de vie	durée_vie<=3h	3h<durée_vie< 1 Oh	durée_vie>10h
Vitesse moyenne (m/s)	10,37	11,49	15,58

Conclusion

Dans ce travail, nous avons cherché à de donner une explication aux faibles quantités de pluie habituellement recueillies au-dessus des montagnes du Fouta Djalon en Guinée comparée aux précipitations obtenues à l'Est et à l'Ouest de la montagne.

L'atmosphère au-dessus du relief est fortement perturbée. On observe des ascendances marquées de masses d'air qui entraînent la création d'une forte convection au-dessus de la zone. Par ailleurs nous avons montré à partir des données de l'atlas de Nicholson et al. (1988) que la répartition des précipitations n'était pas la même que celle des systèmes convectifs. Compte tenu de la faible dimension du relief du Fouta Djallon, en examinant la vitesse moyenne des systèmes convectifs, on se rend compte que les systèmes qui naissent juste à l'Est de la montagne sur sa partie ascendante se retrouvent facilement à l'Ouest de celle-ci où ils donnent plus de précipitations.

Bibliographie

- ARKIN P. A. 1979 : The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387.
- ARLENE G., LAING et MICHAEL FRITSCH J., 1993 : Mesoscale Convective Complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254-2263.
- ARNAUD Y., DESBOIS M., et MAIZI J., 1992 : Automatic tracking and characterization of African convective systems on Meteosat pictures. *J. Appl. Meteor.*, **31**,443-453.
- B A L L G. H. et HALL D. J. 1976 : A clustering technique for summarizing multivariate data. *Behavioral Science*, *j2*, pp 153-155.
- BAUER K. G. 1976 : A comparison of cloud motion winds with coinciding radiosonde winds. *Monthly Weather Review*, **104**, 922-931.
- DESBOIS M., KAYIRANGA T. et GNAMIEN B., 1989 : Diurnal cycle of cloudiness over tropical Africa observed from Meteosat : Geographic characterization and interannual variations. *Ann. Geophys.*, *1*, 395-404.
- DHONNEUR G 1984 : *Traité de météorologie tropicale*. Tome 1. Direction de la météorologie, France, 150 p.

RÉPARTITION DES PRÉCIPITATIONS SELON LES TYPES DE RÉGIMES PERTURBÉS DANS UNE RÉGION AU RELIEF CONTRASTÉ : L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

J.-B. SUCHEL⁽¹⁾ ET G. BLANCHET⁽¹⁾

(1) CRENAM Université Jean Monnet Saint-Etienne - jbsuchel@minitel.net

(2) Société Météorologique de France - blanchet.guy@wanadoo.fr

Résumé

Le relief contrasté de l'Est du Massif Central détermine une répartition très hétérogène des précipitations associées aux différents types de régimes perturbés. En classant méthodiquement les hauteurs de précipitations journalières par types de régimes, pour la période 1991-2000, dans huit stations sélectionnées entre Vichy et Valence, on explicite les contrastes régionaux et saisonniers, que la notion d'"efficacité pluviométrique" (mm/jour pour chaque type) paraît la plus apte à mettre en valeur. Si la contribution des régimes d'W et de NW est importante dans la partie nord du domaine, surtout en montagne et en saison froide, les régimes de SW et de S sont globalement les plus efficaces, mais s'affirment surtout dans le Massif du Pilât (régime de S) et plus au sud, particulièrement en automne.

Abstract

The uneven relief of the eastern part of the Massif Central causes a very heterogeneous distribution of the precipitations linked with the various types of disturbed weather. By methodically classifying the daily precipitations according to the various weather types, for the period 1991-2000, over eight selected stations between Vichy and Valence, we point out the regional and seasonal contrasts, that the notion of "pluviométrie efficiency" (mm/day for each type) is able to show. Whereas the contribution of the W and NW regimes is important in the northern part of the area, especially over the high grounds and in the cold season, the SW and S regimes are globally the most efficient, especially in the Pilat area (S regime) and further in the south, particularly in autumn.

Mots-clés : Précipitations, régimes météorologiques, Massif Central, diversité régionale.

Kef-words : Precipitations, weather types, Massif Central, regional diversity.

Introduction

Dans la partie orientale du Massif Central français, les précipitations journalières se répartissent le plus souvent d'une manière très inégale. Cela traduit, pour une large part, l'influence du relief qui juxtapose des blocs montagneux compacts (Monts de la Madeleine, Massif des Bois Noirs, Monts du Forez, Massif du Pilât...) et une série de bassins ou grandes vallées plus ou moins abrités (Limagnes de l'Allier, Plaine roannaise, Plaine du Forez, Couloir rhodanien...) et qui diversifie fortement les conditions d'exposition aux flux pluviogènes (versants ouest et est des Monts de la Madeleine et du Forez, versants nord-ouest et sud-est du Pilât...) (**figure 1**).

Mais ces contrastes de répartition seraient inintelligibles si l'on ne prenait en compte les types de régimes perturbés qui se succèdent sur la région, dont le relief contribue à différencier les effets. Ces régimes sont multiples et la notion de carrefour climatique s'applique ici pleinement, dans la mesure où les courants perturbés atlantiques dominants d'W et SW alternent très fréquemment avec les flux de N ou N W, ou avec ceux venant de la Méditerranée, aisément canalisés par les grandes vallées de l'Allier, de la Loire et du Rhône. C'est ainsi qu'un champ pluviométrique caractéristique correspond à chaque type de régime perturbé, l'extension méridienne de la région considérée, qui déborde large-

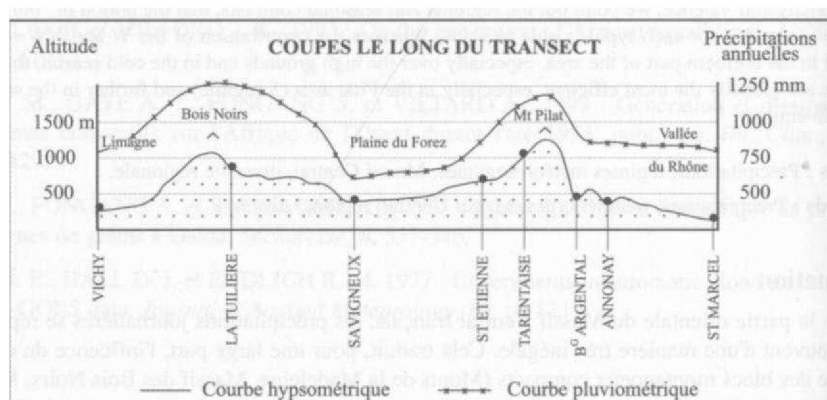
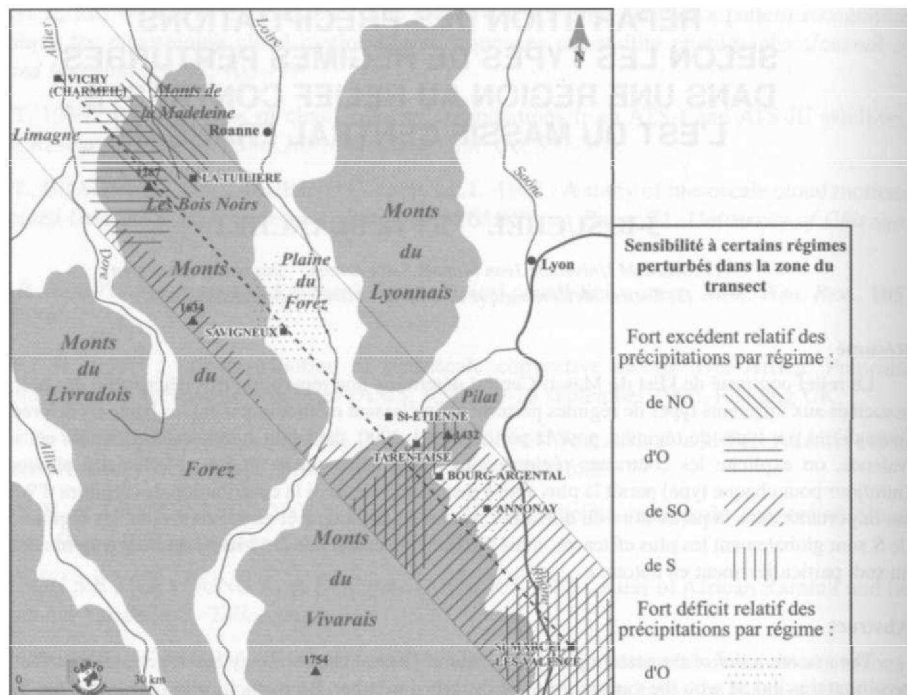


Figure 1 : Echelonnement des stations, grandes unités de relief et aspects marquants de la pluviométrie.

ment les parallèles 45 et 46° N au sud et au nord, permettant l'expression de nombreux schémas de répartition (Suchel, 1990).

Pour préciser la connaissance de ces relations entre pluviométrie et types de régimes perturbés, il nous a semblé intéressant de conduire une analyse systématique, consistant à répartir les valeurs de précipitations journalières d'un certain nombre de stations fiables en fonction des régimes observés au jour le jour, sur une période suffisamment longue pour donner des résultats significatifs. Le présent article expose la méthode utilisée et présente quelques résultats importants.

1. Les fondements de l'étude

1.1. Le choix des stations

Les huit stations ou postes pluviométriques retenus s'alignent grossièrement le long d'un transect NW-SE allant de l'Allier au Rhône en recoupant les principales unités topographiques (**figure 1**). Il s'agit de :

- Vichy (Charmeil) (249 m), représentatif de la Limagne Bourbonnaise à la limite nord de la partie la plus montagneuse du Massif Central ;
- La Tuilière, poste d'altitude (690 m) dans le Massif des Bois Noirs, bien exposé aux courants perturbés d'O et NO ;
- Montbrison (Savigneux) (374 m), pleinement représentatif de la partie la plus abritée de la Plaine du Forez, où l'on observe la plus faible pluviométrie moyenne de la région Rhône-Alpes ;
- Saint-Etienne (La Dame Blanche) (664 m), station gérée par le Département de Géographie de l'Université, sise au sommet d'une des collines de la ville, en bordure nord-ouest du Massif du Pilât ;
- Tarentaise, poste de montagne (1000 m) à quelques kilomètres au NW de la ligne de crête du Pilât ;
- Bourg-Argental (530 m), situé dans un petit bassin assez enclavé du versant sud-est du Pilât ;
- Annonay (355 m), représentatif du "piémont rhodanien", formant replat entre le Pilât et le vallée du Rhône ;
- Valence (Saint-Marcel-lès-Valence) (190 m), face au rebord est du Massif Central, dans la partie médiane du Couloir Rhodanien, largement ouverte aux flux humides de S et S W.

La pluviométrie de ces points de mesure a été dépouillée pour l'ensemble de la décennie 1991-2000. Quelques lacunes de la station de la Dame Blanche pour l'année 2000 ont été comblées grâce aux données de Saint-Etienne-Ville, poste situé à 1,6 km plus au sud.

1.2. La méthode de classement des régimes perturbés

La classification adoptée pour les régimes météorologiques, parmi lesquels seuls les régimes perturbés et les marais barométriques ont été pris en considération, est celle qui a été mise au point par Guy Blanchet et expérimentée régulièrement depuis 1956. Elle a été utilisée très efficacement dans la chronique annuelle "Le temps dans la Région Rhône-Alpes" de la Revue de Géographie de Lyon de 1974 à 1992 et a donné lieu à plusieurs publications de synthèse (Blanchet, 1990, 1998).

Si elle n'a pas l'aura des classifications automatiques, elle peut du moins se prévaloir d'une longue expérience de l'identification des champs de pression caractéristiques et des modes de circulation atmosphérique d'après les cartes synoptiques de surface et d'altitude. Le critère essentiel pour différencier les régimes perturbés est la trajectoire suivie par le corps de la perturbation ou la présence éventuelle d'un front stationnaire ou d'une goutte froide. Pour les courants perturbés les plus fréquents (W, SW et NW), la méthode distingue les trajectoires 1, 2, 3 selon que l'axe de la perturbation se situe au N (1), au S (3) ou franchement au-dessus (2) de la région lyonnaise au sens large (**figure 2**). Les journées les plus difficiles à classer sont rattachées à la journée précédente ou suivante au caractère mieux établi. La répartition de la pluviométrie journalière d'après cette classification montre que tous les jours pluvieux, à très peu d'exceptions près, se rapportent effectivement à un régime perturbé ou à un marais barométrique.

La **figure 3** illustre à titre d'exemple un régime "perturbé d' W 1 " (type le plus fréquent) et indique, pour les huit stations, les totaux de précipitations relevés durant la décade où ce régime s'est imposé. Ils font parfaitement ressortir les différences de répartition propres à ce type de régime: la tendance générale à la régression du NW au SE est fortement "bruitée" par le déficit relatif considérable de Montbrison, à l'abri des Monts du Forez, en opposition avec l'excédent remarquable de La Tuilière, poste de montagne septentrional et celui, plus modeste, de Tarentaise, son homologue méridional.

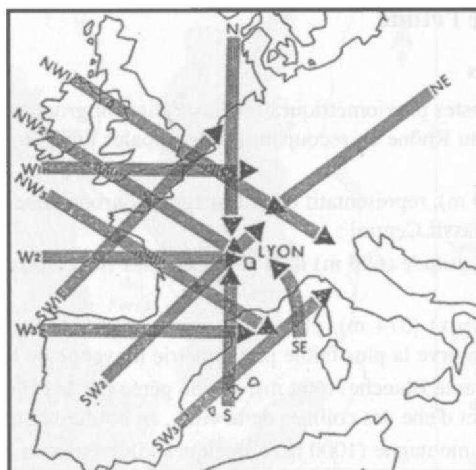
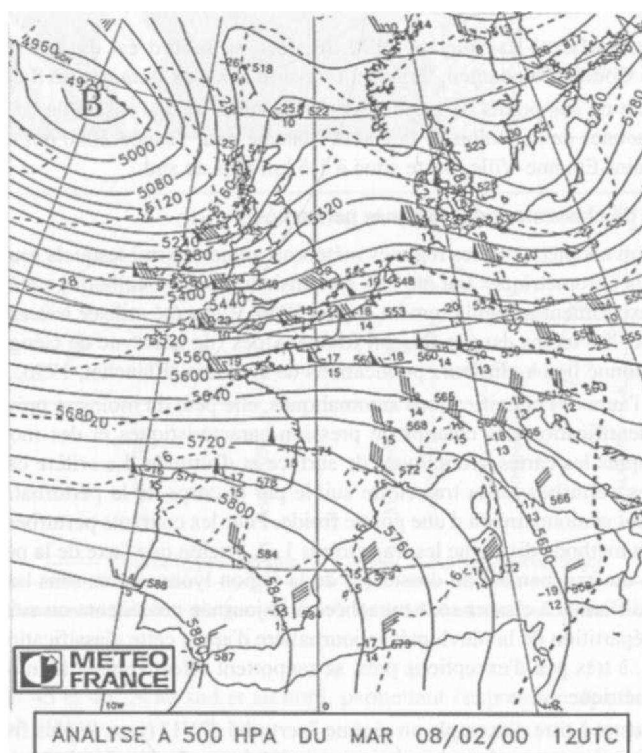


Figure 2 : Schéma des trajectoires des courants perturbés sur l'Europe occidentale.



Précipitations (mm) du 06 au 15/02/00 (régime perturbé d'O1):

Vichy: 17.2, LaTuilière: 46.6, Montbrison: 3.9, St-Etienne: 11.2.

Tarentaise: 19.4, Bourg-Argental: 11.5, Annonay: 7.2, Valence: 4.7

Figure 3 : Exemple de régime perturbé : régime d'WI, le 08/02/00 (extrait de Météo-Hebdo).

1.3. La fréquence des différents types de régimes perturbés

Les fréquences relatives des différents types de régimes perturbés ont évidemment une forte incidence sur les totaux pluviométriques à l'échelle de l'année ou de la décennie. La **figure 4** présente ces fréquences pour l'ensemble de la décennie 1991-2000. Par souci de simplification, on a regroupé un certain nombre de régimes (ensemble des régimes d'W, de SW et de NW, régimes de N + NE). Les régimes d'W sont très nettement prépondérants : ils concernent 27,7 % des jours perturbés (marais inclus). Viennent ensuite ceux de SW (17,7 %), suivis de près par les marais (15,7 %). Il ne reste donc qu'un peu plus d'un tiers (38,9 %) des jours perturbés pour l'ensemble des autres régimes, parmi lesquels ceux de S s'avèrent relativement rares (6,3 %). Mais cela ne préjuge aucunement de l'ordre de classement établi par leurs apports pluviométriques respectifs !

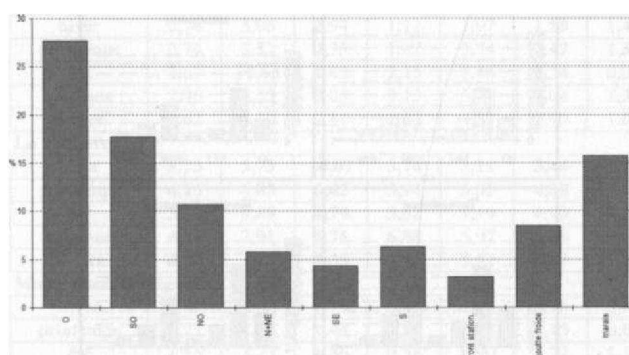


Figure 4 : Répartition des jours perturbés par régimes météorologiques en % de l'ensemble des jours de l'année (période 1991-2000).

Leur répartition par saisons (non présentée ici) révélerait de fortes disparités. Les marais, on peut s'en douter, sont essentiellement estivaux. C'est aussi le cas, beaucoup moins nettement, des gouttes froides et fronts stationnaires. L'hiver, pour sa part, met en exergue les régimes d'W et de NW, et l'automne les régimes de SW et de S, tandis que les tendances du printemps sont plus floues.

2. Quelques résultats importants de l'analyse

2.1 . Prépondérance générale, mais inégale, des précipitations de SW

Au niveau le plus élémentaire, la répartition de la pluviométrie moyenne annuelle par types de régimes perturbés offre un premier aspect des résultats obtenus. La **figure 5** présente, pour les huit stations, une répartition simplifiée en sept catégories (S et SE ont été regroupés, de même que front stationnaire et goutte froide), auxquelles a été ajoutée la catégorie "autres", qui confirme les très faibles quantités de précipitations correspondant aux jours identifiés comme non perturbés (35,6 % des jours de l'année en moyenne).

La comparaison avec la figure 4 laisse apparaître le fait majeur : la prépondérance générale des précipitations de SW, alors que la pluviométrie provenant des régimes d'W, bien plus fréquents, ne se classe qu'en troisième position dans la majorité des cas. Certes, parmi les régimes d'W, la trajectoire W 1, passant au N de la région, est prédominante, alors que ceux de SW privilégient S W2. Il n'en est pas moins vrai que l'inégalité constatée résulte principalement de la position défavorable de la région par rapport aux flux d'W, à cause des barrières montagneuses successives qui s'interposent entre elle et l'Atlantique. C'est précisément parce que ces barrières sont beaucoup plus modestes dans la partie

nord du domaine que les régimes d'W conservent une efficacité remarquable à Vichy et surtout à La Tuilière, situé plus au S, mais à plus haute altitude, alors que les valeurs s'effondrent au-delà.

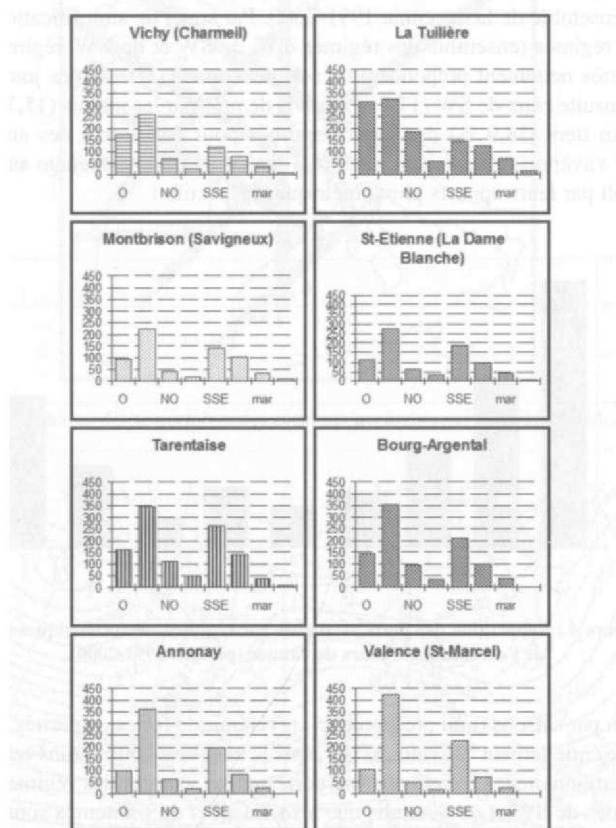


Figure 5 : Précipitations moyennes annuelles (mm) par types de régimes perturbés et par stations (période 1991-2000).
NNE = N+NE, SSE = S+SE, FGF = front stationnaire + goutte froide, mar = marais, aut = autres.

Les différences entre stations, objet de notre étude, ne se limitent pas à ce dernier constat. La Tuilière se distingue également par l'efficacité relative des courants de NW, que canalise sans doute la haute vallée de la Besbre, affluent de l'Allier. Quant aux stations méridionales, elles font bien ressortir l'hégémonie croissante des précipitations de SW, de Tarentaise à Saint-Marcel-lès-Valence, et la part importante des apports de S et SE comparativement à la fréquence des régimes correspondants. Cette part est remarquable à Tarentaise et nous rappelle que le Pilât prolonge l'axe montagnard Cévennes-Vivarais sans solution de continuité. Les précipitations de NW y sont aussi relativement bien représentées en raison d'une orientation favorable de ce poste d'altitude. Enfin, les valeurs déficientes de Savigneux attestent bien le caractère particulièrement abrité du Montbrisonnais.

2.2. Un critère d'analyse significatif : l'"efficacité pluviométrique"

Les hauteurs absolues de précipitations et, à plus forte raison, les valeurs en % ne peuvent fournir d'emblée une mesure précise de la capacité pluviogénique des différents régimes perturbés. Seul le calcul du rapport des millimètres d'eau enregistrés au nombre de jours ressortissant à chaque type de

régime donne immédiatement cette indication. Ce critère d'analyse peut être qualifié d'"efficacité pluviométrique". Son intérêt justifie un examen des résultats à l'échelle des saisons, sinon des mois.

Le manque de place pour une présentation graphique nous conduit à proposer un tableau de synthèse (**tableau 1**), où, pour chaque régime perturbé, ont été distinguées les valeurs les plus fortes (caractères gras) et les plus faibles (petits caractères), parmi celles des huit stations. C'est donc à la fois l'inégal potentiel des régimes et les oppositions régionales majeures qui sont mis en évidence.

Tableau 1 : Efficacité pluviométrique (mm/jour) des différents types de régimes perturbés par stations et par saisons (période 1991-2000).

régimes	O	SO	NO	N+NE	S+SE	FS+GF	mar.
nb jours p. an	65,4	41,8	25,2	13,6	25,1	27,5	37,0
Vichy (Charmeil)							
hiver	2,74	3,96	2,94	1,12	1,97	1,59	1,42
printemps	2,74	5,52	2,35	1,82	3,74	2,47	1,55
été	2,67	10,03	1,82	2,15	8,46	3,54	0,80
automne	2,36	5,35	3,85	2,13	5,79	3,04	1,30
Année	2,62	6,23	2,81	1,64	4,57	2,90	1,06
La Tuilière							
hiver	5,73	5,75	10,07	3,74	3,11	3,44	1,45
printemps	4,15	6,85	6,45	3,94	5,35	4,88	1,18
été	3,52	9,89	4,79	3,52	9,19	4,90	5,53
automne	4,74	7,91	6,76	6,88	5,97	4,36	0,64
Année	4,73	7,71	7,35	4,36	5,51	4,57	1,86
Montbrison (Savigneux)							
hiver	1,37	3,02	1,74	0,93	2,48	0,96	0,89
printemps	1,21	4,83	1,44	1,19	3,88	3,45	0,64
été	1,55	7,23	1,36	0,58	8,90	5,72	1,14
automne	1,57	5,51	2,04	2,24	7,72	2,87	0,54
Année	1,43	5,31	1,67	1,18	5,42	3,78	0,94
Saint-Etienne (La Dame Blanche)							
hiver	1,69	3,69	2,57	1,60	3,95	1,22	0,21
printemps	1,66	5,48	2,43	2,20	5,75	2,88	1,36
été	1,79	8,22	2,30	2,16	9,47	5,15	1,06
automne	1,72	7,78	2,80	2,43	10,15	3,57	1,11
Année	1,71	6,61	2,54	2,03	7,24	3,65	1,10
Tarentaise							
hiver	2,34	5,57	5,02	3,47	5,23	2,16	0,49
printemps	2,42	7,16	4,04	3,41	10,12	4,87	0,99
été	2,57	9,23	3,01	2,91	10,34	5,80	1,21
automne	2,45	9,97	4,75	5,50	13,51	6,09	0,76
Année	2,43	8,35	4,33	3,76	10,13	5,18	1,07
Bourg-Argental							
hiver	1,94	5,84	5,21	2,24	5,03	1,80	0,46
printemps	2,24	7,50	3,09	2,81	6,85	2,68	0,64
été	2,37	7,61	2,32	1,39	9,02	5,13	1,36
automne	2,24	10,87	3,59	3,33	11,64	3,58	0,45
Année	2,16	8,46	3,74	2,48	8,25	3,66	1,04
Annonay							
hiver	1,23	6,62	2,74	1,00	4,86	1,11	0,47
printemps	1,26	6,52	1,95	1,32	6,27	1,98	0,41
été	2,13	7,20	2,94	2,47	7,05	4,32	0,90
automne	1,53	12,26	2,39	1,08	11,23	3,27	0,19
Année	1,46	8,72	2,49	1,35	7,72	3,03	0,68
Valence (Saint-Marcel-lès-Valence)							
hiver	1,29	7,70	2,30	0,61	5,13	1,70	0,06
printemps	1,68	7,50	1,95	1,45	8,06	1,82	0,28
été	1,93	8,61	2,18	2,40	8,22	3,22	0,82
automne	1,69	14,26	1,70	0,98	12,40	3,06	0,22
Année	1,60	10,17	2,04	1,23	8,82	2,62	0,59

Manifestement, les régimes d'W ne peuvent prétendre à une forte efficacité pluviométrique, sauf, dans une certaine mesure, à La Tuilière, où l'hiver se distingue, sans excès, des autres saisons. Même si l'on ne prenait en compte que les jours d'W2, on n'atteindrait pas les scores maximaux des régimes de SW ou S et SE. Il est clair que le relief valorise le potentiel des flux d'W, si l'on en juge par les valeurs très médiocres enregistrées à Vichy par rapport à La Tuilière. C'est bien le relief qui amplifie aussi l'efficacité des régimes de NW, jusqu'à un niveau bien supérieur à celui de leurs homologues d'W dans le poste des Bois Noirs (La Tuilière), où sont atteints les 10 mm/jour en hiver. Cette influence orographique est perceptible également à Tarentaise, comparativement aux autres stations. Les plus faibles valeurs, pour les précipitations d'W comme de NW, sont obtenues surtout à Savigneux, poste abrité par excellence, mais aussi, pour une part, dans des postes méridionaux : Annonay pour l'W en hiver, Saint-Marcel-lès-Valence pour le NW en automne.

Les précipitations des jours de N et NE sont encore moins abondantes que les précédentes, mais obéissent à la même règle de répartition, donnant l'avantage aux postes d'altitude : La Tuilière et, plus modestement, Tarentaise, au détriment de Savigneux et des postes du sud, Saint-Marcel surtout.

Un tout autre scénario apparaît pour les régimes de SW et de S et SE. D'abord, leur efficacité pluviométrique est partout remarquable, au moins par rapport aux autres régimes dans les stations de la moitié nord, et de manière absolue dans celles de la moitié sud, où les scores dépassent couramment 10 et exceptionnellement 14 mm/jour. Ensuite, les contrastes saisonniers, qui donnent la vedette à l'été et surtout l'automne, sont beaucoup plus marqués que pour les autres régimes, notamment ceux d'O qui différencient si peu les saisons (cf. Saint-Etienne, Tarentaise...).

Pour les précipitations de SW, l'individualisation de Vichy pour le record estival est un peu inattendu, mais souligne le poids relatif de certaines perturbations orageuses de saison chaude. De Tarentaise à Saint-Marcel, c'est bien l'automne qui s'affirme progressivement par rapport aux autres saisons, et la plus grande efficacité, toutes saisons confondues, appartient sans conteste au poste le plus méridional (plus de 10 mm/jour pour l'année). A l'échelle du mois le plus typique - septembre - et du régime le plus efficace - SW2 - on obtiendrait, pour Saint-Marcel, la valeur remarquable de 24,4 mm/jour !

Quant aux précipitations de S et SE, elles placent nettement Tarentaise en tête et mettent là encore l'automne en exergue, tant il est vrai que le massif du Pilât est fréquemment touché par les "pluies cévenoles" extensives. Mais c'est bien Saint-Marcel qui se classe en second, aussi bien pour le score d'automne que celui de l'année. On notera avec intérêt que la prééminence de l'automne n'apparaît qu'à partir de Saint-Etienne. Mais déjà à Savigneux, le chiffre de l'automne est plus fort qu'à La Tuilière et, *a fortiori*, Vichy.

L'efficacité pluviométrique des fronts stationnaires et gouttes froides semble très influencée par l'altitude : elle est la plus forte à Tarentaise, puis La Tuilière, la plus faible à Vichy et Saint-Marcel, les deux stations les plus basses. C'est à l'été qu'appartient le maximum, sauf à Tarentaise. Le haut score estival de Savigneux mérite d'être souligné : il montre que le phénomène d'abri, qui pénalise la pluviométrie générale de ce poste, n'a pas d'incidence particulière pour ces types de perturbations, qui pourraient bien, au contraire, être activées par l'instabilité thermique associée à ce site de cuvette, où s'accumule la chaleur par effet de continentalité.

Les valeurs que révèlent les régimes de marais, générateurs d'orages locaux, sont peu significatives. Elles paraissent avoir bien peu de liens avec les fréquences saisonnières relatives, et l'été n'a pas partout la prédominance.

2.3. Une part importante des fortes précipitations journalières seulement pour les régimes de SW2 et S dans les stations méridionales

Pour mieux juger de l'impact des différents types de régimes dans l'espace régional étudié, il est intéressant de se demander quelle est l'importance relative des plus fortes précipitations journalières, par exemple celles qui atteignent au moins 20 mm, selon les régimes et les stations. Le

tableau 2 répond sommairement à cette question, en présentant les pourcentages revenant aux précipitations de cette ampleur, pour les régimes d'W2, NW2, SW2 et S, par rapport à l'ensemble des jours concernés par chacun d'eux.

Tableau 2 : Pourcentages des jours avec > 20 mm par rapport à l'ensemble des jours concernés par certains régimes perturbés.

stations (du NO au SE)/regimes	02	N02	S02	S
Vichy (Charmed)	2,4	1,4	9,6	8,1
La Tuiliere	7,5	11,0	11,4	8,1
Montbrison (Savigneux)	0,9	0	10,3	10,1
Saint-Etienne (Dame Blanche)	0,5	0,7	16,2	14,8
Tarentaise	1,4	2,1	21,0	22,1
Bourg-Argentai	1,4	4,1	19,9	20,1
Annonay	0	1,4	20,2	16,8
Valence (St Marcel)	1,4	1,4	25,7	23,5

Le régime d'W2 ne donne que des résultats insignifiants, voire nuls, sauf à La Tuilière, où le pourcentage demeure cependant modeste. Celui de NW2 "privilégié" aussi ce poste de montagne, comme on pouvait s'y attendre, mais ne fait guère mieux que son homologue d'W2 dans l'ensemble des stations. Seuls les régimes de SW2 et S obtiennent des scores vraiment significatifs. Mais il est clair que les pourcentages concernés atteignent un autre niveau (plus de 15 %) dès qu'on passe des stations du nord à celle du sud, Saint-Etienne faisant transition. Globalement les plus fortes valeurs appartiennent à SW2, mais ce n'est sans doute pas l'effet du hasard si celles du régime de S l'emportent légèrement dans les deux postes du Pilât : Tarentaise et Bourg-Argental.

Conclusion

Dans la partie orientale du Massif Central entre Vichy et Valence, la répartition des précipitations est très hétérogène et réserve souvent des surprises : il n'est pas rare, par exemple, que les Monts de la Madeleine aient un meilleur enneigement hivernal que les Monts du Forez plus élevés, que la Plaine du Forez, îlot de sécheresse relative, subisse des orages estivaux plus violents qu'aux alentours, que le Massif du Pilât reçoive en automne des pluies dont on ne pourrait soupçonner l'abondance sur ses deux bordures stéphanoise et rhodanienne... Il s'avère que seule la mise en relation méthodique de la pluviométrie journalière et des principaux types de régimes perturbés sur une période pluriannuelle peut rendre compte de ces singularités apparentes et donner leur sens et leur cohérence aux champs pluviométriques observés.

Quand bien même elle paraîtrait empirique, la démarche adoptée pour cette étude a l'énorme avantage de rendre intelligible les effets complexes sur les précipitations de différents facteurs géographiques, tels que la localisation régionale des stations par rapport aux sources d'humidité et aux trajectoire des courants perturbés et les divers aspects du relief (ampleur des unités topographiques, altitude, orientation des pentes et des grandes vallées...). Il semble donc légitime d'envisager de l'expérimenter sur d'autres domaines géographiques à forte différenciation interne ; le Couloir séquano-rhodanien, de Dijon à la Méditerranée, pourrait être l'un d'eux pour une prochaine analyse.

Remerciements

Les auteurs remercient la Division "Climatologie" Centre-Est de Météo-France, en particulier M. Serge Taboulot, pour la mise à disposition des données de pluviométrie journalière.

Bibliographie

- BLANCHET, G., 1974 sqq : Le temps dans la région Rhône-Alpes (chronique annuelle de 1974 à 1992). *Rev. de Géogr. de Lyon*.
- BLANCHET, G., 1990 : Régimes météorologiques et diversité climatique dans l'espace rhônalpin. *Rev.de Géogr. de Lyon*, **65-2**, 106-117.
- BLANCHET, G. 1998 : Répartition des précipitations en fonction des régimes météorologiques dans l'espace rhônalpin : l'exemple de l'année 1995. *Publ. Assoc. Intern. Climatol.*, **11**, 143-150.
- SUCHEL, J-B., 1990 : L'imbrication des régimes pluviométriques dans la partie médio-orientale du Massif Central. *Rev. de Géogr. de Lyon*, **65-2**, 97-105.

FRÉQUENCES ET QUANTITÉS DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES SUR LE TERRITOIRE CAMEROUNAIS

**M. TSALEFAC, R. NGOUFO, W. NKWAMBI, E. DJOUMESSI TATSANGUE,
B. LENGUE FOBISSIE,**

*Département de géographie, Equipe de Recherche sur l'Environnement et le Développement au Cameroun (EREDCA)
Université de Yaounde I, Cameroun sic IRD-Yaoundé BP 1857 Yaounde, Cameroun
Tel : (237) 231 04 35 Fax : (237) 220 18 54
Email : redcaxew@camnet.cm ou mtsalefac@hotmail.com*

Résumé

Les travaux sur la répartition des pluies sur le territoire camerounais ont jusqu'ici abordé le problème sur les plans saisonnier ou annuel. La connaissance de la variation diurne des précipitations permet non seulement d'aller plus loin dans l'étude des mécanismes qui régissent le temps sur le pays, mais aussi, elle autorise une planification rationnelle des activités humaines. Les données que nous utilisons proviennent des Tableaux Climatologiques Mensuels (TCM). Ce sont celles des stations dites synoptiques placées sous le contrôle direct de la Météorologie Nationale. Les données des postes pluviométriques, bien que plus nombreuses, souffrent de multiples lacunes. A partir de ces documents, les fréquences et les quantités des précipitations journalières sont étudiées, dans quatorze stations de 1985 à 1990, dans le but de déterminer le moment de la journée qui recueille le plus de précipitations. L'analyse des données montre qu'il existe deux grands types de stations : les stations à dominance pluviométrique diurne et celles où prévalent les précipitations nocturnes. Entre ces deux grands types on a des stations intermédiaires à tendance pluviométrique diurne ou nocturne. Ainsi, l'étude de la fréquence et des quantités journalières de pluie permet d'affiner la répartition spatio-temporelle et la variabilité du phénomène à l'intérieur du territoire camerounais.

Abstract

The studies on the distribution of rainfall over the cameroonian territory has until now, tackled the problem on a seasonal and annual perspective. The knowledge of the diurnal variation of rainfall does not only enable to understand its mechanism within the country, but also supports a rational planning of the human activities. The data used in this study come from the Monthly Climatic Tables (MCT). This concerns only synoptic stations, which are under the direct control of the National Meteorology Department since data from simple rainfall stations, suffer from many inadequacies. From these documents, the frequencies and the quantities of daily rainfall are studied in fourteen cameroonian stations from the year 1985 to 1990. The objective is to determine the rainiest period of the day. Data analysis show that there are two main types of stations : Stations where daytime rainfall predominates and stations where night-time rainfall predominates. Between these two types intermediate stations can be found with either night- time or daytime tendency. Thus, the study of daily rainfall amount and frequency allows a better understanding of the spatio-temporal distribution of rainfall over the cameroonian territory.

Mots clés : fréquences, quantités, précipitations journalières, Cameroun.

Key words : frequency, quantity ; daily rainfall ; variability ; Cameroon.

Introduction

Avec son extension du 13°N au 2°N, sur 11° de latitude, le Cameroun offre à l'étude des précipitations et à leur variabilité un terrain de prédilection. Ce pays qui recouvre tous les types de climats qu'on peut trouver en Afrique au nord de l'équateur est un véritable laboratoire pour les études climatiques ; "*résumé de l'Afrique*", il se trouve au carrefour des échanges de masses d'air entre Afrique et Atlantique ; sa forme particulière lui permet de s'étendre sur des zones climatiques variées.

Le relief contrasté en ajoute à la diversité climatique : Le Cameroun juxtapose au Sud, des plateaux de moyenne altitude (Plateau Sud-Camerounais) et bassins sédimentaires (Bassin de Douala et de Mamfé) et au Nord, la cuvette de la Benoué et la plaine du Diamaré, alors qu'une Dorsale de hautes terres se déploie de la baie de Bonny aux Monts Mandara en passant par le plateau de l'Adamaoua (fig.1). La répartition des pluies du sud au Nord du pays varie des climats équatoriaux très humides

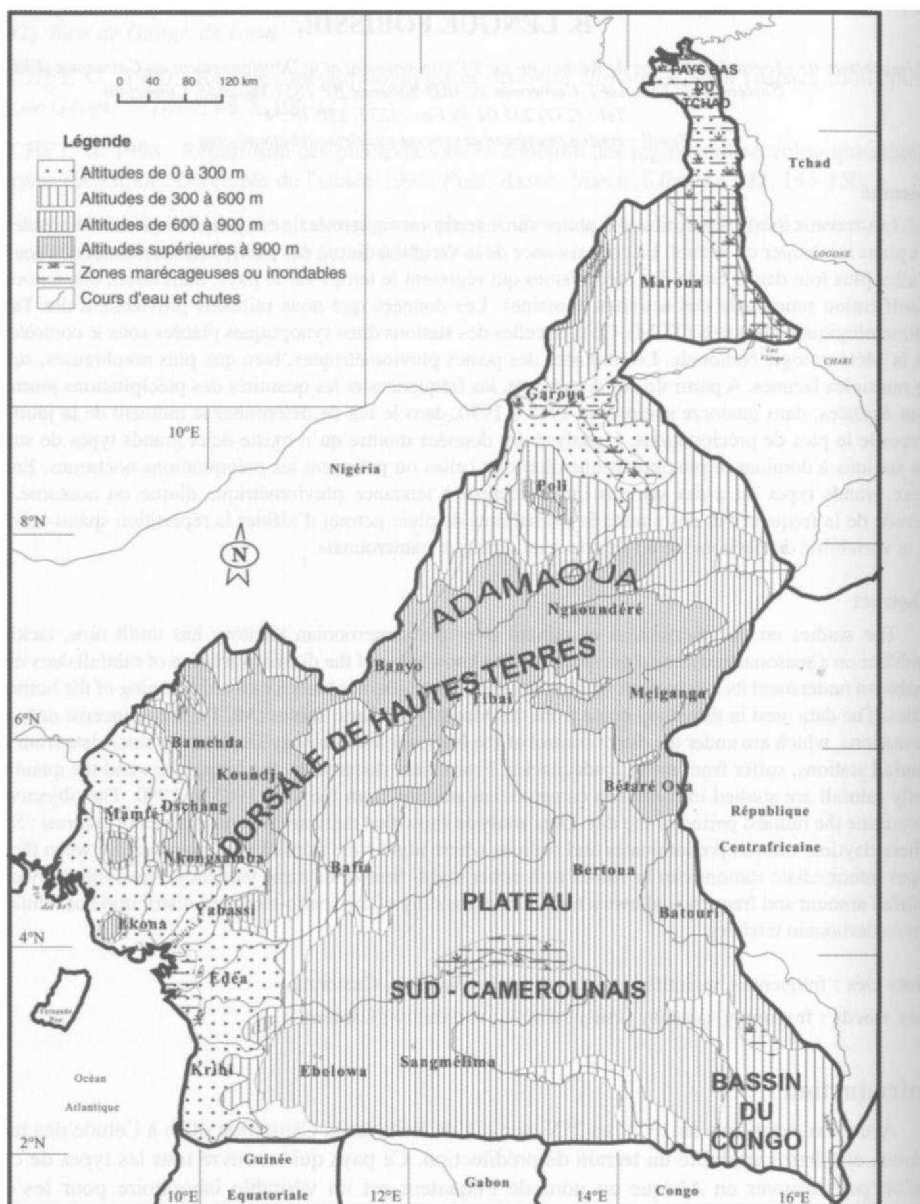


Figure 1 : Carte orographique.

aux climats sahéliens très secs. Si les régimes saisonniers des précipitations ont fait l'objet de beaucoup de travaux (Suchel J. B. 1972, 1988) ; (Tsalefac 1983, 1999), il n'en est pas de même pour le régime nyctéméral dont l'influence sur la planification des activités humaines est incontestable. Pour ce faire, **comment les précipitations diurnes/nocturnes sur l'ensemble du territoire camerounais s'organisent-elles** ? Telle est la question majeure à laquelle nous nous proposons de répondre dans cette étude. Nous partons de l'hypothèse que cette organisation diurne/nocturne des pluies varie d'une région à l'autre du pays en fonction des facteurs géographiques et aérologiques. Cette étude vise une connaissance du rythme nyctéméral des pluies et des structures spatiales de leur variabilité à l'intérieur du territoire camerounais en vue d'une amélioration de leur prévisibilité statistique.

1. Données et méthodes

Les données utilisées dans ce travail proviennent des tableaux climatologiques mensuels (TCM) de 14 stations synoptiques réparties sur l'ensemble du territoire camerounais et correspondent aux grands ensembles climatiques comme suit :

climat soudano-sahélien : Garoua et Maroua,

climat équatorial : Nanga-Eboko ; Batouri et Bétaré-Oya,

climat tropical humide : Bamenda, Dschang, Nkongsamba et Banyo,

climat tropical humide littoral : Tiko, Ekona, Yabassi, Yabassi, Mamfe et Douala.

Ces T C M indiquent les totaux de pluie de 0600 TU à 1800 TU (jour) et de 1800 TU à 0600 TU (nuit), ainsi que les heures de début et de fin des pluies. En exploitant ces renseignements, on peut déterminer en termes de quantité et de fréquence quels moments de la journée il pleut le plus. Dans le cadre de cette étude les périodes de 0600TU-1800 TU et 1800TU-0600TU ont été retenues. La période de 0600TU-1800TU (jour) est celle pendant laquelle le soleil brille ; celle de 1800TU-0600TU correspond à la nuit car, généralement, à partir de 18h, le soleil se couche et l'obscurité est totale. Pour chaque station, nous avons calculé tous les mois, les moyennes des pluies tombées et les fréquences relatives des événements pluvieux survenues pendant le jour et pendant la nuit. Suivant les quantités et les fréquences des pluies, nous avons distingué :

- les stations à pluies diurnes (type I) dominantes (60% de leurs précipitations);
- les stations à pluies nocturnes (type II) dominantes (60% de leurs précipitations);
- Les stations intermédiaires à tendance pluviométrique diurne (entre 40 et 59% de leurs précipitations) (type I b);
- et les stations intermédiaires à tendance pluviométrique nocturne (entre 40 et 59% de leurs précipitations) (type II b).

Les corrélations quantités/fréquences des précipitations dans les différentes stations ont été également déterminées.

2. Résultats

2.1. La répartition diurne ou nocturne des pluies

Les différentes stations climatologiques ont été regroupées en fonction des quantités des pluies recueillies pendant le jour et la nuit comme suit :

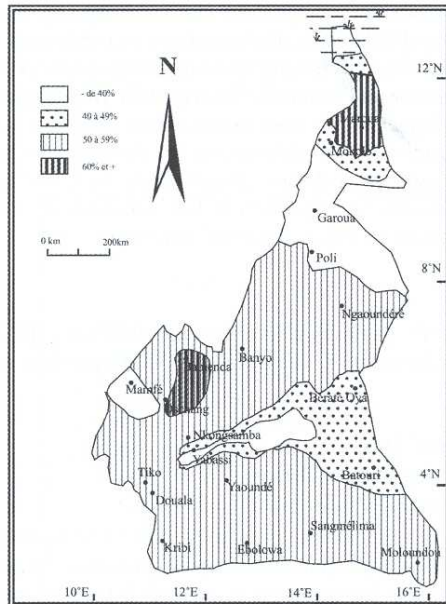
- stations à pluviométrie diurne dominante : Bamenda, Dschang et Maroua ;

- stations intermédiaires à tendance pluviométrique diurne : Banyo, Ekona, Nkongsamba et Tiko ; -

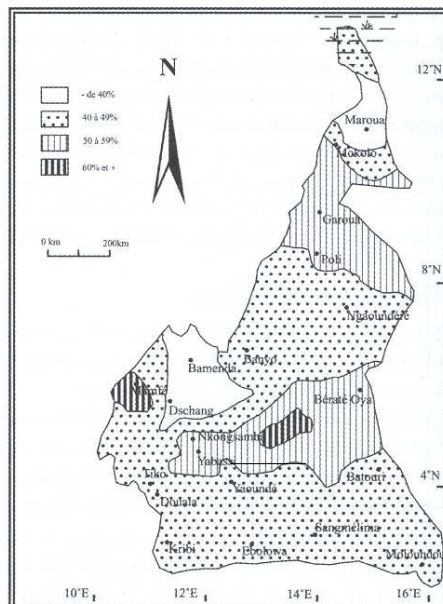
stations à pluviométrie nocturne dominante : Douala, Mamfé, Nanga-Eboko et Yabassi ;

- stations intermédiaires à tendance pluviométrique nocturne: Batouri, Bétare-Oya, et Garoua.

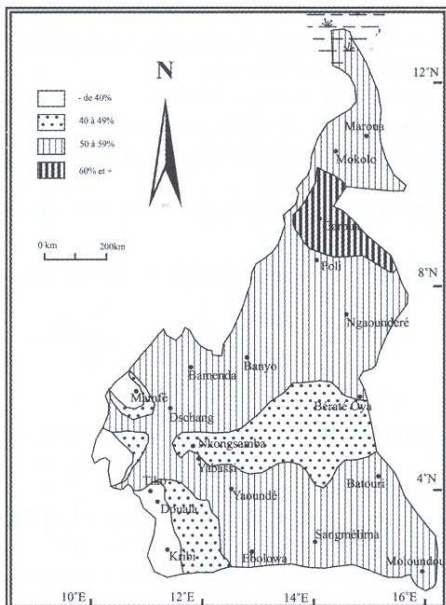
Les stations à pluviométrie diurne élevée sont situées sur la dorsale camerounaise (Bamenda, Dschang, Maroua, Banyo, Ekona, Nkongsamba) ; Sur la région côtière et le sud forestier prédominant les pluies nocturnes. Ce n'est donc pas du point de vue quantité des précipitations que le littoral se démarque du reste du Sud forestier et même de la Dorsale des Hautes Terres (fig.2)



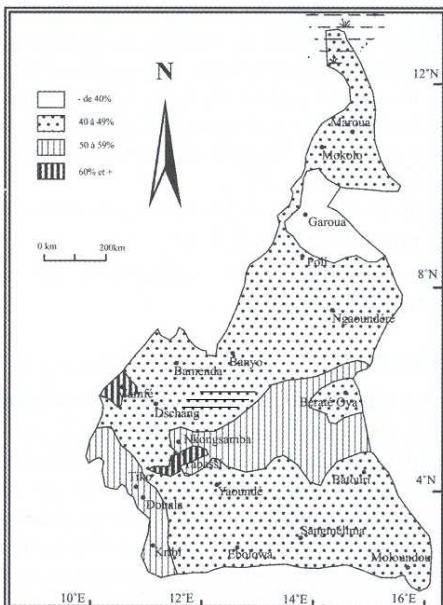
Répartition des précipitations journalières au Cameroun entre 6h et 18 h.



Répartition des précipitations journalières au Cameroun entre 18h et 6 h.



Fréquences des précipitations journalières au Cameroun entre 6h et 18 h.



Fréquences des précipitations journalières au Cameroun entre 18h et 6 h.

Figure 2 : Quantités et fréquences diurnes/nocturnes des précipitations au Cameroun.

Dans le détail cependant, la situation est loin d'être aussi homogène que le montre les cartes. A partir des situations mensuelles (tabl.1), nous constatons que sur le versant occidental des Hautes Terres, les pluies diurnes prédominent au cours du premier semestre ; elles ne cèdent le pas aux pluies nocturnes qu'au cours deuxième semestre. Les stations de Bamenda, Koundja et Yoko illustrent cette situation.

Tableau 1 : moyennes de pluies de 0600 à 1800 et de 1800 à 0600 TU en mm.

Stations	période	j	f	m	a	m	j	j	a	s	o	n	d	A
Bamenda	0600-1800	0	3.6	24.6	50.4	57	90.5	252.7	270.3	205.5	69.5	7.8	0	1032.1
	1800-0600	2.6	19.3	74	129.9	100.2	96.1	65	64.9	132.9	187.1	60.8	5.4	938.2
Dschang	0600-1800	7.4	23.3	60.4	130	136.9	167.3	179.1	179.3	236.8	146	15.8	3.3	1285.6
	1800-0600	3	20.7	49.1	61.4	60	64	75.5	94.8	79.6	113.1	27.3	3.3	651.8
Koundja	0600-1800	0	3.6	24.6	50.4	57	90.5	252.7	270.3	205.5	69.5	7.8	0	1032.1
	1800-0600	2.6	19.3	74	129.9	100.2	96.1	65	64.9	132.9	187.1	60.8	5.4	938.2
Yoko	0600-1800	0	5.9	18.6	38.2	61.6	76.3	112.3	99.7	171.3	87.6	9.1	0.5	681
	1800-0600	2	15.8	60.2	74	99.3	89.2	79.3	95.1	186.8	196.5	34.3	9.2	941
Bafia	0600-1800	2.9	5	32.4	35.1	60.9	50.4	70.5	104	49.2	71.7	12	3.4	497.5
	1800-0600	5	24.1	19.7	111.5	127.7	67.4	58.3	49.3	127.	218.7	63	7.5	929.3
Mamfé	0600-1800	1.6	35.5	59.9	105.5	135.2	177.2	239.1	250.3	259.1	1X3.9	19.8	4.6	471.7
	1800-0600	15.3	67.5	73	104.3	139.1	191	200	206	227	219.9	70.1	21.1	1534.3
Douala	0600-1800	3.4	18.9	36.5	75.4	106	109.5	269.7	243.9	192.4	158.1	41.3	22	1377.5
	1800-0600	29.1	68.1	120.7	124.4	176.2	282.4	450.7	379.3	423.9	265.8	77.7	14.9	2431.7
Kribi	0600-1800	21.9	54.8	69.7	88.4	117.5	99.4	51.9	84.8	221.9	209.1	70.7	20.5	1111.2
	1800-600	55.4	62.4	141.0	154.4	181.9	210.6	54.8	86.2	282.9	303.9	149	45.6	1728.5
Edea	0600-1800	19.1	34.5	45.0	89.0	117.6	97.3	124.2	196.0	235.6	175.2	53.5	9.4	1197
	1800-0600	8.3	26.7	81.0	114.8	139.8	140.0	117.3	122.7	182.2	218.3	81.5	10.2	1243.4

Source: Météorologie Nationale.

A Dschang, les pluies diurnes sont les plus abondantes et s'imposent pratiquement toute l'année. Sur les Hautes Terres la suprématie des pluies diurnes/nocturnes est dépendante de la position topographique de la station. Les stations bien exposées au flux de mousson connaissent une surabondance des pluies nocturnes au cours du deuxième semestre de l'année. Dans les stations en abri règnent beaucoup plus les pluies diurnes. Les stations voisines de Yoko, de Bafia, et de Mamfé et de Douala sont au contraire plus abondamment arrosées la nuit pendant presque tous les mois de l'année. Sur le littoral, cette situation est liée à l'effet de brise plus marqué dans la journée qui pousse vers l'intérieur les formations cumuliformes propices à l'instabilité orageuse. En revanche, la convergence entre brise de terre et flux de mousson suscite d'abondantes pluies en fin de nuit dans les stations maritimes. On retrouve une situation similaire dans la station de Bafia située dans la vallée de la Sanaga qui, largement ouverte sur l'Atlantique, draine également les influences maritimes. Il en est de même de la station de Garoua qui bénéficie de la canalisation du flux humide par la vallée de la Benoué. D'une façon générale, les stations à pluviométrie nocturne dominante se retrouvent dans le littoral (Douala, Mamfé, Yabassi), dans les vallées ouvertes sur l'Océan Atlantique (Bafia, Garoua) et dans le Sud forestier (Nanga-Eboko, Batouri, Bétaré-oya.).

Cette analyse suscite deux grandes questions : les quantités pluviométriques déséquilibrées correspondent-elles à une fréquence plus ou moins grande des pluies pendant le jour ou la nuit ? ou bien sont-elles simplement la manifestation d'une plus grande intensité des pluies ?

2.2. Fréquence diurne/nocturne des précipitations

Suivant les stations, nous avons compté le nombre d'événements pluvieux entre 0600-1800 d'une part et entre 1800-0600 de l'autre. Le poids de chacune des périodes précédentes est exprimé en valeur relative par rapport à l'ensemble des événements pluvieux du mois et de l'année, ce qui permet de distinguer les stations en fonction des critères définis précédemment (tabl. 2). Une analyse mensuelle de la fréquence des événements pluvieux permet de déterminer le poids de chaque mois et de saisir les nuances suivant les saisons. Le critère "fréquence des précipitations" entre 0600TU- 1 800TU et 1800TU-0600TU (fig. 2), permet de diviser le pays en deux zones :

- les plaines littorales, les vallées et dépressions ouvertes à la mousson atlantique connaissent une forte fréquence de précipitations nocturnes (Douala, Ekona, Mamfé, Yabassi).
- les stations localisées à l'intérieur du pays voient régner les précipitations diurnes. Dans le détail, on constate que pour les stations à pluviométrie diurne moyenne, les pluies nocturnes prédominent en début et en fin de saison des pluies.

C'est le critère fréquence nocturne des précipitations bien plus que celui de quantité de pluie qui donne leur véritable personnalité aux stations littorales.

Sur les Hautes Terres de l'Ouest (Bamenda, Dschang), plus 50% des pluies se produisent dans l'après-midi. Elles sont rares entre 2100TU et 0300TU. Sur les marges occidentales et méridionales de ces Hautes Terres (Nkongsamba), on observe un léger décalage : C'est de 1800 TU à 2100 TU que la plupart des pluies tombent en début et en fin de saison. A l'intérieur des Hautes Terres (Koundja), les pluies tombent généralement entre 1800 TU et 000 TU de janvier à mai, entre 1200 TU et 1500 TU, de juin à juillet, de 1500 TU à 1800 TU en août et septembre de 000 TU à 0300 TU en novembre et décembre. Cette fréquence des précipitations varie de 20 à 40% pour les mois considérés. Le littoral connaît une haute fréquence des précipitations nocturnes

Tableau 2. Fréquences diurnes/nocturnes des précipitations en %.

Stations à fréquence pluviométrique diurne élevée														
Station		Jan	Fev	mar	avr	mai	jun	jui	aou	sep	oct	nov	dec	année
Garoua	0600-1800	20	13	44	59	68	91	91	92	91	91	22-	59	62
	1800-0600	80	87	56	41	32	9	9	8	9	9	78	41	38
Stations à fréquence pluviométrique diurne moyenne														
Station		Jan	Fev	mar	avr	mai	jun	jui	aou	sep	oct	nov	dec	année
Banyo	0600-1800	20	31	23	54	67	68	89	88	90	61	12	12	51
	1800-0600	80	69	77	46	33	32	11	12	10	39	88	88	49
Dschang	0600-1800	8	11	41	41	54	69	82	85	88	60	16	6	47
	1800-0600	92	89	59	59	46	31	18	15	12	40	84	94	53
Bamenda	0600-1800	3	5	25	48	58	77	85	98	88	50	7	6	46
	1800-0600	97	95	75	52	42	33	15	2	12	50	93	94	55
Betare-Oya	0600-1800	24	31	59	61	43	59	60	76	92	89	16	2	51
	1800-0600	76	69	41	39	57	41	40	24	8	11	84	98	49
Maroua	0600-1800	0	12	15	15	37	86	87	87	88	88	11	11	45
	1800-0600	100	88	85	85	63	14	13	13	12	12	89	89	55
Batouri	0600-1800	0	5	34	34	63	43	60	78	92	82	16	3	43
	1800-0600	100	95	66	66	37	57	40	22	8	18	84	97	57

Stations à fréquence pluviométrique nocturne élevée														
Stations		Jan	Fev	mar	avr	mai	jun	jui	aou	sep	oct	nov	dec	année
Mamfe	1800-0600	30	41	32	54	62	84	75	95	98	78	42	38	61
	0600-1800	70	59	68	46	38	16	25	5	2	22	58	62	39
Ekona	1800-0600	93	91	82	69	64	90	5	12	9	63	84	97	63
	0600-1800	7	9	18	31	36	10	95	88	91	37	16	3	37
Yabassi	1800-0600	30	42	31	54	60	82	73	94	90	76	43	63	61
	0600-1800	70	58	69	46	40	28	37	6	10	24	57	37	39
Douala	1800-0600	32	48	49	56	65	88	80	90	95	90	48	43	65
	0600-1800	68	52	51	44	35	12	20	10	5	10	52	57	35
Stations intermédiaires à tendance nocturne														
Stations		Jan	Fev	mar	avr	mai	jun	jui	aou	sep	oct	nov	dec	année
Nanga-Eboko	1800-0600	10	7	42	46	64	37	50	56	59	88	39	11	42
	0600-1800	90	93	58	54	36	63	50	44	41	12	61	89	58
Nkongsamba	1800-0600	14	15	29	37	49	54	79	80	77	68	29	16	46
	0600-1800	86	85	71	63	51	46	21	20	23	32	71	84	54
Tiko	1800-0600	15	18	24	34	40	67	89	90	72	59	16	15	45
	0600-1800	85	82	76	66	60	33	11	10	28	41	84	85	55

3. Relations quantités et fréquences journalières des précipitations

Pour établir le lien entre la quantité et la fréquence d'occurrence des précipitations, on a calculé les coefficients de corrélation d'une part entre les quantités et la fréquence diurnes, et entre les quantités et la fréquence nocturnes de pluie d'autre part. Les résultats (tabl. 3) montrent que :

le jour, il existe une bonne corrélation entre la fréquence et la quantité ($r > 0.6$) en ce qui concerne les stations de la Dorsale Camerounaise (Bamenda, Banyo, Dschang, Nkongsamba). En revanche, la corrélation est moins significative ($r < 0.4$) dans les stations sahéliennes du nord Cameroun à cause du poids des pluies convectives orageuses associées aux lignes de grains. Sur le littoral et dans l'Est du pays, la corrélation entre les fréquences et les quantités évoluent en sens inverse ($r < -0.4$) ; c'est notamment le cas des stations d'Ekona, de Tiko, de Mamfé, de Yabassi, de Batouri, de Bétaré-Oya et de Nanga -Eboko. Cela est sans doute lié au faible apport de nombreuses bruines et des pluies fines associées à l'alizé austral.

Durant la nuit, la corrélation entre les fréquences et les quantités est significative dans toutes les stations au Sud du 4° N ($r > 0.6$). Elle est faible ($r < 0.4$) au Nord de cette limite (référence faite aux stations de Garoua 0.35 et de Maroua 0.33 notamment) . Cela traduit l'importance des apports des pluies orageuses associées aux lignes de grain isolées au Nord de 4° N alors qu'au Sud, les pluies de mousson sont non seulement fréquentes mais aussi plus abondantes.

Tableau 3. Coefficients de corrélation (r) quantité / fréquences des pluies et types climatiques.

Stations	Coefficient de corrélation (jour)	Coefficient de corrélation (nuit)	Types climatiques
Climat tropical d'altitude humide à dominance semi-diurne et semi nocturne			
Bamenda	0.78	0.77	Climat tropical humide d'altitude
Dschang	0.75	0.75	
Banyo	0.72	0.72	
Nkongsamba	0.62	0.67	Climat tropical humide de la bordure du plateau encore bien exposé à la mousson
Climat tropical littoral très humide avec dominance pluviométrique nocturne			
Ekona	-0.10	0.74	Climat tropical Humide littoral
Tiko	-0.21	0.72	
Douala	-0.18	0.82	
Yabassi	-0.41	0.77	
Mamfe	0.33	0.81	
Climat tropical humide littoral des plaines intérieures			
Climat équatorial et subéquatorial à dominance pluviométrique quasi nocturne			
Nanga-Eboko	-0.40	0.96	Climat équatorial et subéquatorial
Batouri	-0.34	1.00	
Betare-oya	-0.30	1.00	
Climat tropical soudano sahélien			
Garoua	0.35	0.35	Climat soudano-sahélien
Maroua	0.33	0.33	

4. Discussion

Il découle de ce qui précède que l'image des régions côtières essentiellement caractérisées par des pluies nocturnes et des régions continentales plus marquées par l'évolution diurne des précipitation n'est pas systématique : Les contrastes topographiques interviennent et nuancent à l'échelle fine la distribution des pluies ; les grandes vallées ouvertes sur l'Atlantique canalisent jusque à l'intérieur des terres les influences maritimes et imposent une répartition des pluies conformes à celle des stations littorales : les pluies sont relativement courtes et à caractère orageux ; la fréquence des pluies est inégale d'un mois à l'autre. Les mois de pleine saison des pluies sont marquées par des séquences pluvieuses à longue traîne sous un ciel bas. Sur certaines stations des Hautes Terres bien exposées au flux de mousson, les précipitations diurnes ne dominent qu'en été alors que les stations en abri restent tributaires de l'évolution diurne ; les précipitations sont plus fréquentes les après-midi. C'est cette ambiance climatique générale qu'on retrouve d'ailleurs dans les régions plus continentales où les averses de convection et d'instabilité sont courantes en saison des pluies en particulier dans les zones de relief.

Conclusion

Il apparaît que la répartition journalière des précipitations sur le territoire camerounais est loin d'être homogène ; cela est dû au poids qu'exerce l'évolution diurne, les rentrées nocturnes de mousson, les effets de brise et l'intervention de l'alizé austral au Sud du pays alors qu'au Nord, les lignes de grains sporadiques et les venues d'humidité par l'Est pèsent lourdement sur la pluviométrie. A tous ces facteurs il faut ajouter les particularités des surfaces continentales (relief, végétation, etc.)

qui favorisent ou non l'extension du domaine océanique. Ce dernier s'exprime plus par une plus grande fréquence nocturne des événements pluvieux. Il en découle que les structures spatiales de la variabilité pluviométriques sont complexes. Cette complexité doit être prise en compte dans la détermination des modes de variabilité pluviométrique à l'échelle du territoire. Ce n'est qu'à l'intérieur des structures spatiales homogènes que les caractéristiques intra-saisonnières de la répartition des pluies devraient être étudiées de façon à prendre en compte les différents modes de variabilité si on veut améliorer la prévision saisonnière. C'est à cette condition aussi qu'on peut mettre en relation les variabilités inter annuelles et décennales de la pluviométrie avec la circulation océano-atmosphérique régionale ou globale de façon satisfaisante.

Bibliographie

- CHEIKH SADIBOU SOW 1997 : Variations diurnes des précipitations au Sénégal in *sécheresse* n° 3 vol 8 sept 1998.
- FONTAINE B., JANICOT S., MORON V., ROUCOU P., TRZASKA S., 1998 : Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicales ; synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nordeste, in *La Météorologie*, 8^{ème} série - n° 23 - septembre.
- MALOBA MAKANGA J.D., TCHIADEU G., 1997 : Variabilité pluviométrique du Cameroun (1951-1993) in Lamarre D., Les risques liés au climat, Publications de l'Université de Bourgogne, ed. EUD.
- NKANKAM KAMGA F., TSALEFAC M. MBANE, (1994) : Variabilité pluviométrique sur le territoire Camerounais : essai de régionalisation à partir des cumuls mensuels et du cycle des précipitations, *Publ. AIC* vol. 7 p.
- SUCHEL J.B., 1972 : Répartition des pluies et Régimes pluviométriques au Cameroun, Thèse de Médecine, Université de Bordeaux, CEGET.
- SUCHEL J.B. (1988) : Les climats du Cameroun. Thèse Doct. D'état univ. Bordeaux 3 France.
- TSALEFAC M., 1991 : Convection et formations végétales au Cameroun in *Veille climatique satellitaire* n°39 sept. 1991 CMS Lannion ORSTOM, France.
- TSALEFAC M., DAGORNE D., 1990 : Convection, Relief et pluviométrie au Cameroun en mars et octobre in *Veille climatique satellitaire* n°34 sept. 1990 CMS Lannion ORSTOM France.
- TSALEFAC M., 1983 : Ambiance climatique des Hautes Terres de l'Ouest du Cameroun, Thèse de Médecine, Université de Yaoundé, Dept de Géographie.

RECHERCHE DE RUPTURES DANS LES SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES ET HYDROLOGIQUES DU BASSIN BENINOIS DU FLEUVE NIGER (BÉNIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

E. VISSIN¹, M. BOKO¹, J. PERARD², C. HOUNDENOU^{1,2}

⁽¹⁾ Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en eau et de la Dynamique des Ecosystèmes.
Université d'Abomey-Calavi. 03- BP. 1122. Jéricho, Cotonou-03, Bénin. Mel : , e.xlaure@yahoo.fr.
⁽²⁾ Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, Dijon. Mel :

Résumé

L'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger porte sur les chroniques de la période 1955-1992. Les données hydrométriques des bassins du Mékrou, de l'Alibori et de la Sota ont été soumises à deux tests non paramétriques afin de déterminer les ruptures de stationnarité et leur degré de signification.

L'analyse révèle que la modification du régime des précipitations s'est traduite plus nettement par une diminution brutale des quantités d'eau précipitée au cours de la décennie 70. La baisse pluviométrique concerne les hauteurs mensuelles des mois de juin, juillet, août et septembre (donc au cœur de l'hivernage) qui sont de moins en moins arrosés. Par ailleurs, les effets de cette importante baisse pluviométrique sur les écoulements sont très remarquables. Le déficit pluviométrique est largement amplifié dans les écoulements et les recharges des rivières du bassin. Il représente environ le tiers (1/3) du déficit d'écoulement dans chacun des sous bassins du fleuve Niger au Bénin.

Abstract

The study of the variability of precipitation and stream flows in the Benin part of the Niger basin is carried out on the 1955-1992 the period. The hydrometric data of the basins of Mékrou, Alibori and Sota were subjected to two

Nonparametric tests in order to determine the abrupt shifts and their degree of significance. The analysis reveals that the modification of the rainfall regimes resulted more clearly in a brutal reduction in the quantities of precipitated water during the 1970. The rainfall decrease is found for the months of June, July, August and September (thus in the heart of the rainy season). In addition, the effects of this significant decrease on the flows are remarkable. The rainfall deficit is largely amplified in the flows. It represents approximately one third (1/3) of the runoff deficit in each of the sub-basins of the Niger River.

Mots-clés : Afrique tropicale, Bénin, bassin du Niger, déficit pluviométrique, hydrologie.

Keywords: Tropical Africa, Benin, Niger basin's, pluviométrie deficit, hydrology.

Introduction

La péjoration pluviométrique observée depuis plus de vingt ans en Afrique de l'Ouest, perturbe fondamentalement toutes les activités humaines (Pérard et *al.*, 2001). Le diagnostic de ce phénomène à travers diverses analyses régionales avec des approches méthodologiques différentes atteste d'une importante diminution des précipitations annuelles. De la même manière, les ressources en eau liées au régime pluvial (tout cycle confondu) présentent une forte variabilité aussi bien dans leur abondance que dans leur répartition saisonnière et spatiale. La définition des moyens à mettre en œuvre pour leur exploitation optimale suppose de pouvoir en dresser un inventaire avec l'hypothèse de la « rupture » de stationnarité du climat produite vers les années 70 sur l'ensemble de l'Afrique tropicale (Fontaine, 1986) ; et au Bénin en particulier (Pérard et Bokonon-Ganta, 1993 ; Boko et Adjovi, 1994 ; Vissin, 2001). Après 1970, l'impact de cette variabilité se traduit par une modification du régime hydrologique et une baisse de la production agricole et halieutique. Cette situation pose le problème de la forte sensibilité des systèmes hydrologiques au forçage pluviométrique.

Le but de cette étude est de mettre en évidence les « ruptures » observées dans les séries pluviométriques et hydrologiques du bassin béninois du fleuve Niger, et de montrer le poids des mois les plus pluvieux dans la baisse pluviométrique et hydrologique de ces dernières années.

1. Le cadre géographique de l'étude

Le bassin béninois du fleuve Niger, occupe le nord-est de la République du Bénin en Afrique de l'Ouest (figure 1). Il couvre une superficie d'environ 46 000 km², soit 40% de la superficie totale du Bénin (114 763 km²). Situé entre les latitudes 10°40' et 12°30' nord et les longitudes 1°32' et 3°50' est, ce bassin regroupe les sous-bassins du Mékrou, de l'Alibori et de la Sota à Coubéri. Il est soumis au climat tropical de type soudanien et se caractérise par deux saisons bien tranchées : une saison sèche (novembre-avril) et une saison des pluies ou hivernage (mai-octobre).

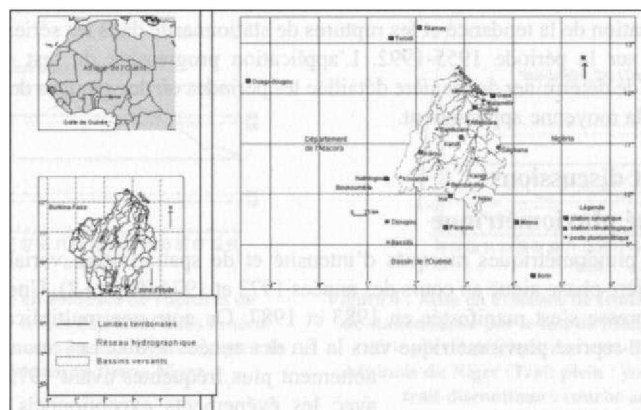


Figure 1 : Localisation du bassin béninois du fleuve Niger.

2. Données et méthodes

Les données pluviométriques utilisées sont des relevés pluviométriques journaliers de l'ASECNA de Cotonou et du Centre de Recherches de Climatologie de l'Université de Bourgogne. Seules les stations ayant moins de 5 % de données manquantes ont été conservées. Vingt et un sites (stations synoptiques, stations climatologiques et postes pluviométriques) répartis de la façon suivante ont été retenus : neuf stations du bassin, six stations hors du bassin localisées au Bénin et six stations situées en dehors du bassin et localisées dans les pays limitrophes au Nord (figure 1).

La recherche de l'homogénéité dans les séries, nous a conduits à retenir la période 1955-1992. Ce choix est motivé par deux raisons principales :

- considérer un maximum de stations pour pallier l'insuffisance du réseau pluviométrique du bassin, de manière à couvrir le plus vaste espace géographique possible, pour les besoins de cartographie;
- obtenir des analyses fréquentielles fiables; la période choisie (1955-1992) est la plus longue commune à toutes les stations considérées; elle présente aussi l'avantage de prendre en compte des séries d'années pluvieuses (1955-1972) et d'années sèches (1973-1992). La reconstitution des données manquantes a été faite à partir d'une régression linéaire multiple.

Les données hydrologiques proviennent quant à elles des stations de Kompongou sur le Mékrou, du pont sur l'Alibori, de Gbassè et de Coubéri sur la Sota et de Malaville sur le fleuve Niger. Ce sont

des mesures de hauteur d'eau et de jaugeage, permettant de définir les courbes de tarage utilisées pour transformer les hauteurs d'eau en débits par le Service de l'Hydrologie. La période choisie pour l'étude hydrologique (1960-1992) est la plus longue commune à toutes les stations considérées. Elle présente aussi l'avantage, de prendre en compte des séries d'années humides (1960-1972) et d'années sèches (1973-1992).

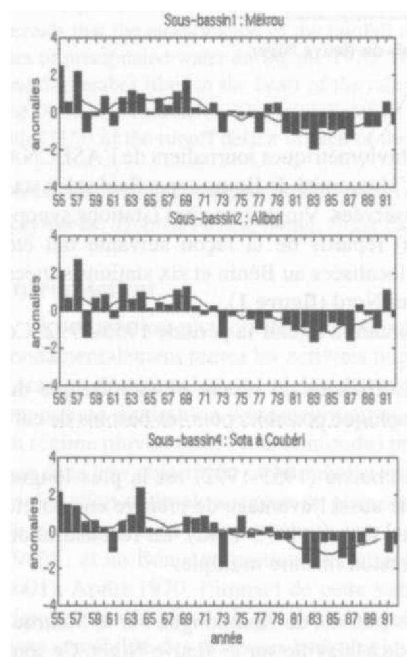
A partir des données journalières observées aux différentes stations pluviométriques, des indices des hauteurs de pluies mensuelles et annuelles par interpolation linéaire aux nœuds d'une grille régulière de 0°125 de résolution sur tous les différents sous-bassins du Niger au Bénin ont été calculés.

L'approche de Pettitt (1979) dérivée du test de Mann-Whitney a permis de tester la significativité des ruptures dans les séries pluviométriques et hydrométriques considérées à partir d'une hypothèse nulle. Ce test est réputé pour sa robustesse (Lubes *et al*, 1994). Le Test de Mann-Kendall a été également utilisé. Il est non paramétrique (Mann, 1945 ; Pâturai et Servat, 1996) et permet de mesurer le degré de signification de la tendance et les ruptures de stationnarité dans les séries pluviométriques et hydrométriques sur la période 1955-1992. L'application progressive du test décrite par Sneyers (1975), a permis de déterminer de manière détaillée les périodes où des groupes de valeurs supérieures ou inférieures à la moyenne apparaissent.

3. Résultats et discussions

3.1. Variabilité pluviométrique

Les déficits pluviométriques marqués d'intensité et de spatialisation variable sont enregistrés durant une première phase aiguë au cours des années 1973 et 1974 (**figure 2**). Une recrudescence sensible de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1987. On note une multiplication des anomalies malgré la relative reprise pluviométrique vers la fin des années 1980. Les anomalies positives sont nettement plus fréquentes avant 1972, et principalement avec les événements exceptionnels des années (1957, 1962, 1969) marquées par un net excédent pluviométrique.



L'application du test de Pettitt (**figure 3**) sur la série 1955-1992 de trois sous-bassins montre clairement la présence d'un changement en 1972, d'ailleurs déjà signalé par d'autres auteurs (Mahé et Olivry., 1995 ; Brou, 1997). On note aussi une décroissance significative au seuil de 5% dans l'ensemble des sous-bassins. Un seul changement a pu être identifié par le test de Mann-Kendall (**figure 4**) dans toutes les séries. Il n'existe pas non plus de rupture secondaire dans les sous-séries 1955-1972 et 1973-1992.

L'évolution de la pluviométrie moyenne intermensuelle des deux périodes (**figure 5**) indique pour tous les sous-bassins de la période avant 1972, une saison pluvieuse très arrosée avec un maximum en août supérieur à

Figure 2 : Evolution de la pluviométrie dans les sous-bassins hydrologiques sur la période 1995-1992.

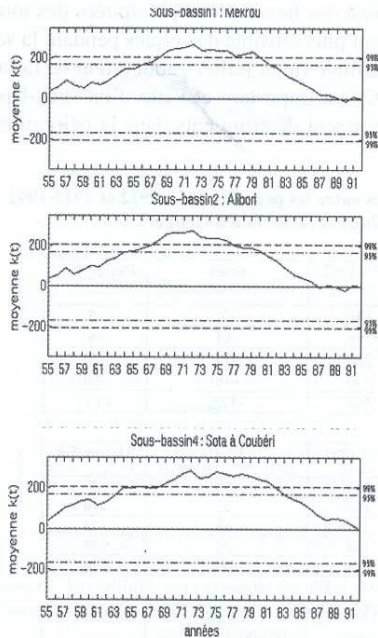


Figure 3 : Mise en évidence de ruptures de stationnarité par le test de Pettitt dans la série pluviométrique des sous-bassins hydrologiques du bassin béninois du fleuve Niger.

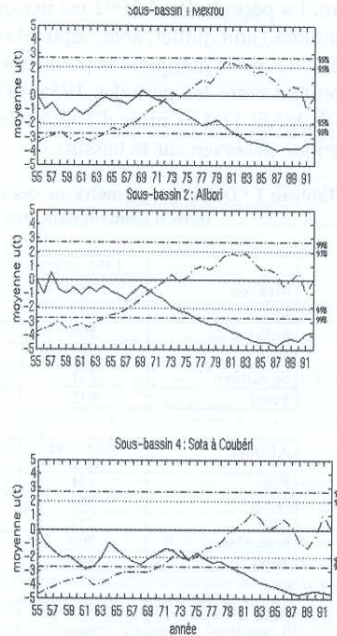


Figure 4 : Mise en évidence de tendances et de ruptures de stationnarité par le test de Mann-Kendall dans la série pluviométrique des sous-Bassin du bassin béninois du Niger (Trait plein : courbe descendante trait discontinu : courbe ascendante).

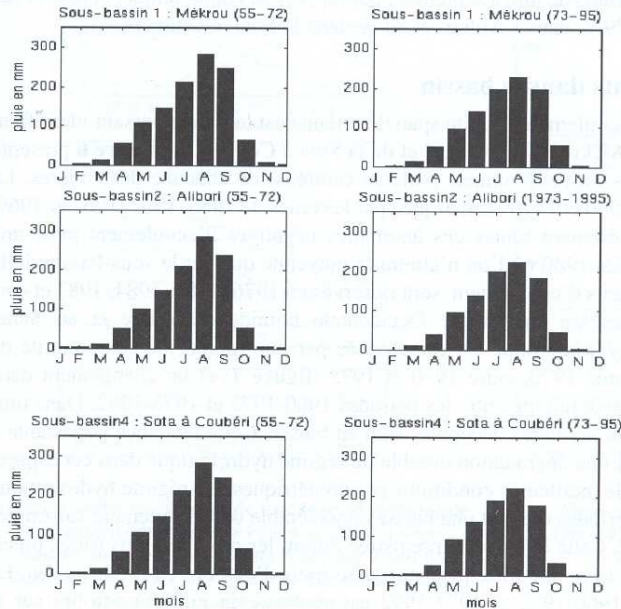


Figure 5 : Régime pluviométrique des périodes 1955-1972 et 1973-1992 dans les sous-bassins du bassin béninois du fleuve Niger.

250 mm. La période 1973-1992 est marquée par une baisse des lames d'eau précipitées des mois les plus humides (juin, juillet, août, septembre) et un étalement plus sensible des pluies pendant la saison. Le déficit des mois marquant la pleine mousson à cette latitude (juin, juillet), août (cœur de la saison) et septembre entre les périodes 1955-1972 et 1973-1992, est important et varie d'un sous-bassin à l'autre (tableau 1). Les mois d'août et de septembre paraissent déterminants dans la péjoration pluviométrique observée sur le bassin).

Tableau 1 : Déficit pluviométrique des mois plus humides entre les périodes 1955-1972 et 1973-1992 dans les sous-bassins du Mékrou, de l'Alibori et de la Sota à Coubéri.

Mékrou	1955-1992 (mm)	1955-1972 (mm)	1973-1992 (mm)	Ecart (1973-1992M1955-1972)	Déficit (%)
Juin	143	147	140	-7	-5
Juillet	204	211	198	-14	-6
Août	254	283	227	-56	-20
Septembre	221	247	199	-48	-20
Total	822	888	764	-125	-14

Alibori	1955-1992 \bar{r} (mm)	1955-1972 (mm)	1973-1992 (mm)	Ecart (1973-1992M1955-1972)	Déficit (%)
Juin	144	149	139	-10	-7
Juillet	205	221	199	-22	-10
Août	252	285	221	-63	-23
Septembre	208	235	184	-51	-22
Total	809	890	743	-146	-16

Sota à Coubéri	1955-1992 (mm)	1955-1972 (mm)	1973-1992 (mm)	Ecart (1973-1992M1955-1972)	Déficit (%)
Juin	139	143	136	-8	-5
Juillet	193	211	189	-22	-11
Août	257	296	222	-74	-25
Septembre	200	223	180	-44	-20
Total	789	873	727	-148	-17

L'apport pluviométrique des cumuls de juin à septembre par rapport au cumul annuel (1955-1992) s'évalue à 77 % dans le Mékrou, 79 % dans l'Alibori et 83 % dans la Sota à Coubéri.

3.2. Evolution des écoulements dans le bassin

Pour analyser les variations d'écoulement, l'unité spatiale retenue est le bassin versant identifiant les sous-bassins hydrologiques du Mékrou, de l'Alibori et de la Sota à Coubéri. La **figure 6** présente l'évolution interannuelle des débits moyens annuels (valeurs centrées) de chacune des rivières. La période des plus forts débits entre 1960 et 1970 est marquée par les crues de 1960, 1962, 1967 et **1969**. Les décennies 71-80 et 81-90 présentent toutes des anomalies négatives d'écoulement avec une reprise relative vers la fin des années 1980 où l'on n'atteint la moyenne que sur le sous-bassin **de la Sota à Coubéri**. Les importants déficits d'écoulement sont observés en 1976, 1983, 1984, 1987 **et** correspondent aux périodes de sécheresse en Afrique Occidentale humide et côtière et au **Sahel** (Houndénou, 1999). L'évolution hydrométrique est caractérisée par une rupture de stationnarité **de** l'écoulement au début de la décennie 1970, entre 1970 et 1975 (**figure 7**) et un changement dans l'écoulement de la chronique de l'hydraulicité entre les périodes 1960-1972 et 1973-1992. Dans tous les sous-bassins, les débits des deux dernières décennies sont en baisse. Cette tendance persistante à la baisse de l'écoulement présage d'une dégradation durable du régime hydrologique dans cet espace, malgré un retour assez sensible à de meilleures conditions pluviométriques. Le régime hydrologique des sous-bassins durant les deux périodes connaît une baisse considérable de l'écoulement saisonnier à partir des années 1970 (**figure 9**). Cette baisse est enregistrée durant les mois des plus fortes précipitations, (juillet, août, septembre) avec une forte persistance au mois d'octobre en fin de saison. **Le** déficit relatif entre les périodes 1960-1972 et 1973-1992 est accentué de juillet à octobre sur **le**

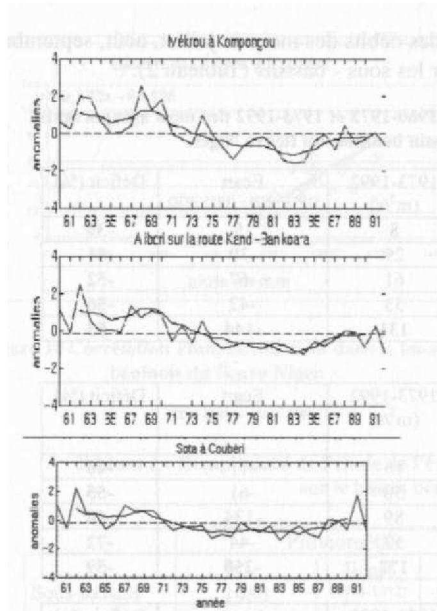


Figure 6 : Variabilité interannuelle du débit dans le bassin béninois du fleuve Niger (1960-1992).

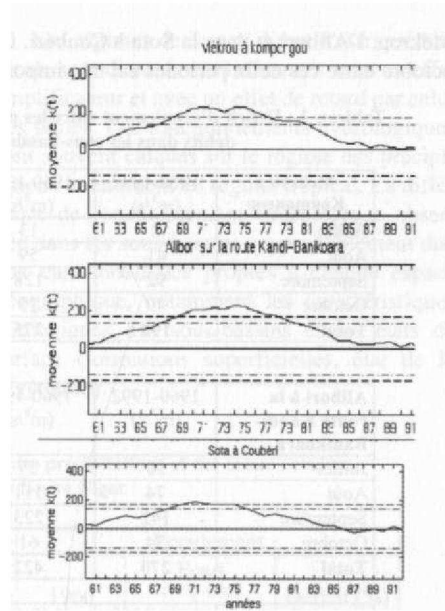


Figure 7 : Mise en évidence de ruptures de stationnarité dans la série hydrologique des sous-bassins du bassin béninois du Niger par le test de Pettitt.

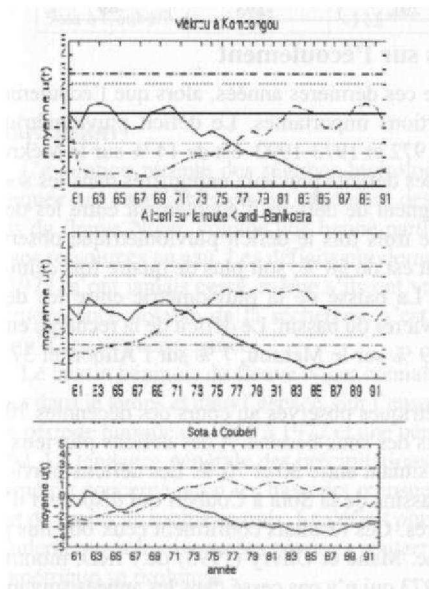


Figure 8 : Mise en évidence de tendances et ruptures de stationnarité dans la série hydrologique des sous-bassins du bassin béninois du Niger par le test de Man-Kendall (trait plein : courbe descendante; trait discontinu: courbe ascendante).

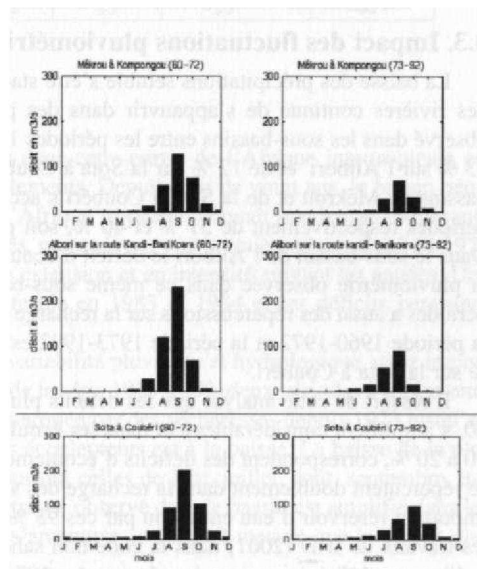


Figure 9 : Régime hydrologique des périodes 1960-1972 et 1973-1992 dans les sous-bassin du bassin béninois du fleuve Niger.

Mékrou, l'Alibori et dans la Sota à Coubéri. L'écart des débits des mois de juillet, août, septembre octobre entre ces deux périodes est très important sur les sous - bassins (Tableau 2).

Tableau 2 : Déficit d'écoulement entre les périodes 1960-1972 et 1973-1992 des mois à importants débits dans les sous-bassins du bassin béninois du fleuve Niger.

Mékrou à Kompongou	1960-1992 (m ³ /s)	1960-1972 (m ³ /s)	1973-1992 (m ³ /s)	Ecart (1973-1992)-(1960-1972)	Déficit (%)
Juillet	8	13	8	-5	-39
Août	41	59	29	-30	-51
Septembre	92	128	61	-67	-52
Octobre	49	75	33	-42	-56
Total	190	275	131	-144	-53

Alibori à la route Kandi-Banikoara	1960-1992 (m ³ /s)	1960-1972 (m ³ /s)	1973-1992 (m ³ /s)	Ecart (1973-1992)-(1960-1972)	Déficit (%)
Juillet	20	27	16	-11	-40
Août	74	111	50	-61	-55
Septembre	142	223	89	-134	-60
Octobre	34	61	17	-44	-72
Total	270	422	172	-250	-59

Sota à Coubéri	1960-1992 (m ³ /s)	1960-1972 (m ³ /s)	1973-1992 (m ³ /s)	Ecart (1973-1992)-(1960-1972)	Déficit (%)
Juillet	25	29	26	-3	-11
Août	64	81	53	-28	-35
Septembre	127	193	84	-109	-57
Octobre	59	91	38	-53	-59
Total	275	3934	201	-193	-49

3.3. Impact des fluctuations pluviométriques sur l'écoulement

La baisse des précipitations semble s'être stabilisée ces dernières années, alors que l'écoulement des rivières continue de s'appauvrir dans des proportions importantes. Le déficit pluviométrique observé dans les sous-bassins entre les périodes 1960-1972 et 1973-1992 est de 14 % sur le Mékrou, 13 % sur l'Alibori et de 12 % sur la Sota à Coubéri. Les déficits pluvieux enregistrés dans les sous-bassins du Mékrou et de la Sota à Coubéri s'accompagnent de déficits d'écoulement entre les deux périodes respectivement de 51 % et 40 %, soit plus de trois fois le déficit pluviométrique observé. Dans le sous-bassin de l'Alibori le déficit d'écoulement est de 58 %, soit plus de quatre fois celui de la pluviométrie observée dans ce même sous-bassin. La baisse de la pluviométrie entre les deux périodes a aussi des répercussions sur la recharge des rivières du bassin. Le déficit de la recharge entre la période 1960-1972 et la période 1973-1992 est de 19 % sur le Mékrou, 7 % sur l'Alibori et 37.31 % sur la Sota à Coubéri.

Il ressort de cette analyse que les déficits pluviométriques observés au cours des décennies 70 et 80, s'amplifient considérablement dans les écoulements des sous-bassins. A des déficits pluvieux de 10 à 20 %, correspondent des déficits d'écoulement se situant entre 30 et 70 %. Les déficits pluvieux se répercutent doublement dans la recharge des sous-bassins de la Sota à Coubéri qui disposent d'un important réservoir d'eau entretenu par ces 93 % de grès. Ces résultats confirment ceux obtenus par les travaux de IRD (2001) dans la zone non sahélienne. Mahé et Olivry (1995) de l'IRD, montrent qu'il y a eu déficit important dans les années 1972 et 1973 qui n'a pas cessé dans les années suivantes dans cette même zone. Il est à noter qu'aucune utilisation humaine ne participe à cette baisse l'écoulement observée dans le bassin (pas d'irrigation ni de cultures maraîchères) (Vissin, 2001).

La corrélation Pluie/Ecoulement (**figure 10**) est significative comme l'indiquent les valeurs de coefficients de détermination variant entre 0.45 et 0.70.

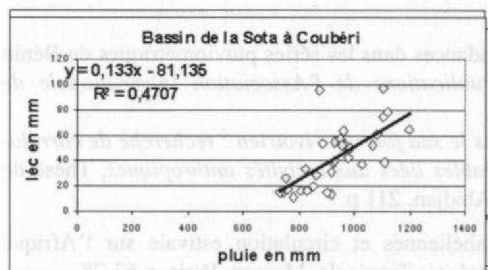


Figure 10 Corrélation Pluie/Ecoulement dans le bassin béninois du fleuve Niger.

Les régimes des cours d'eau d'Afrique tropicale sont directement influencés avec un effet amplificateur et avec un effet de retard par celui des pluies. Les fonctionnements hydrologiques sont souvent calqués sur le régime des précipitations notamment en régime tropical. La différence de fonctionnement hydrologique observée dans les sous-bassins est probablement due aux caractéristiques propres à chaque espace géographique, notamment les caractéristiques géologiques des sous-bassins et les états de surface (formations superficielles, état de la végétation).

Tableau 3 : Récapitulatif de l'étude de l'évolution des précipitations et des lames écoulées sur le bassin béninois du fleuve Niger

Sous-bassins	Pluviométrie			Ecoulement		
	1960 1992	Ecart (1955-1972)	Déficit (%)	1960 1992	Ecart (1973-1992) (1955-1972)	Déficit Cl
Mékrou	1047	-156***	-14	96	-71***	-51
Alibori	1000	-143***	-13	91	-81***	-58
Sota à Coubéri	931	-115***	-12	43	-23***	-40

Conclusion

L'évolution récente des régimes hydrologiques dans cette partie de l'Afrique intertropicale est marquée par un affaiblissement généralisé des écoulements. Depuis plus de vingt ans, le bassin béninois du fleuve Niger, comme une bonne partie de l'Afrique tropicale, connaît une baisse importante de ses ressources en eau. Les déficits pluviométriques, marqués par une première phase aiguë en 1972 et 1973, n'ont jamais cessé, même s'ils ont varié en extension et en intensité suivant les années. Une recrudescence notable de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1984 et les déficits persistent jusqu'à ces dernières années.

Le bassin béninois du fleuve Niger connaît une variabilité pluvieuse et hydrologique assez importante dans le temps et dans l'espace. Sur l'ensemble de la série 1955-1992, deux périodes s'observent : une période humide de 1955 à 1972 et une période marquée par des sécheresses depuis 1973 jusqu'en 1992. La tendance générale des précipitations et des écoulements est à la baisse. La baisse de la pluviométrie concerne aussi les hauteurs mensuelles, surtout celles de juin, juillet, août, septembre, qui sont de moins en moins arrosés. Le déficit pluviométrique observé dans le bassin est amplifié dans les écoulements et le niveau des réserves souterraines s'amenuise au fur et à mesure que le déficit pluviométrique se prolonge.

Bibliographie

- BOKO M., ADJOVI L.C., 1994 : Recherche de tendances dans les séries pluviométriques du Bénin méridional : Implications agroclimatiques, *Publications de F Association Internationale de Climatologie*, 7, p 294-304.
- BROU Y. T., 1997 : *Analyse de la pluviométrie dans le sud forestier ivoirien : recherche de corrélation entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques*, Thèse de Doctorat de 3^e cycle. Université de Cocody, Abidjan, 211 p.
- FONTAINE B., 1986 : Précipitations soudano-sahéliennes et circulation estivale sur l'Afrique Occidentale et l'Afrique Nord, *Etudes de climatologie Tropicale*, Masson, Paris, p 63-78.
- HOUNDENOU C, 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*, Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne Dijon. 390 p.
- LUBES H., MASSON J-M., SERVALE., PARTUREL J-E., KOUAME B., 1994 : *Caractérisation des fluctuations dans une série chronologique par l'application de tests statistiques, étude bibliographique*. Programme I C C ARE , ORS TOM , rapport n° 3 , 21 p.
- MAHE G., OLIVRY J.C., 1995 : Variation des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989, *Sécheresse*, 6(1), p. 109-117.
- MANN H. B., 1945 : Non parametric test against trend, *Econometrika*, 13, p. 245-259.
- PATUREL J.E., SERVAT E., 1996 : Procédure d'identification de " ruptures " dans les séries hydrologiques; modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahéenne. *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, IAHS Publ, n° 238.
- PERARD J., BOKONON-GANTA E. B., 1993 : Variabilité pluvieuse et mutations socio-économiques dans le Haut-Borgou (Nord-Bénin), *Publications de UAssociation Internationale de Climatologie*, 6, p 163-171.
- PERARD J., BOKO M., HOUNDENOU C, HERNANDEZ K., 2001 : Mise en évidence du rôle des «précipitations tardives» dans la variabilité pluviométrique du bassin béninois du Niger (Afrique de l'Ouest), *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 14, p. 127-133.
- PETTITT A. N., 1979 : A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Statist.*, 28,2, p.126-135.
- SITE WEB IRD, 2001 : www.ird.fr/inst/ist/editions/siteFish/image/tchad.html
- S N E Y E R S R., 1975 : *Sur l'analyse statistique des séries d'observations*, OMM, note technique n°143, Genève, Suisse, 192 p.
- VISSIN E. W., 2001 : *Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger*, Mémoire de DEA, CRC/université de Bourgogne, Dijon, France, 50 p.

ANALYSE DES VARIATIONS DU SIGNAL RADAR À L'ÉCHELLE DE LA DEMI-HEURE : ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS POUR LA RÉGION DE SÉTIF (ALGÉRIE)

A. ADANE⁽¹⁾, O. RAAF⁽¹⁾, R. NAILI⁽²⁾, F. YUCEF ETOUMI⁽¹⁾,
B. HADDAD⁽¹⁾ ET H.SAUVAGEOT⁽³⁾

(1) *Université des Sciences et de la technologie d'Alger (U.S.T.H.B.),
Faculté de Génie Electrique, BP. N° 32 , El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie,
e-mail : aadane@lycos.com*

(2) *Office National de la Météorologie, Centre National Technique et du Matériel,
Bd Khemisti, Dar El Beida, Alger, Algérie.*

(3) *Université Paul Sabatier, Observatoire Midi Pyrénées, Laboratoire d 'Aérodynamique,
14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.*

Résumé

L'intensité des précipitations a été évaluée toutes les demi-heures en traitant des images radar collectées dans la région de Sétif (Algérie) en janvier 2001. Les méthodes de traitement utilisées sont basées soit sur la détermination de la surface occupée par les échos de précipitations, soit sur la mesure de leur réflectivité. Les résultats obtenus ont été comparés aux mesures pluviométriques effectuées dans les localités avoisinantes. Ils montrent que les pluies du mois de janvier 2001 ont essentiellement été causées par des nuages convectifs. Toutes ces méthodes permettent d'évaluer l'intensité des précipitations de façon satisfaisante, à l'échelle de la demi-heure. La meilleure estimation de ce paramètre est réalisée lorsque la réflectivité radar est analysée à l'aide d'une fenêtre de 7 x 7 pixels.

Abstract

Rainfall intensity has been evaluated every half-hour by processing radar images collected in the region of Setif (Algeria) in January 2001. The processing methods used, are based on either the assessment of the surface of rainfall echoes or the measurement of their reflectivity. The obtained results have then been compared to rainfall measurements performed in the neighbouring locations. They show that rainfall has essentially been caused by convective clouds in January 2001. All these methods enable us to evaluate rainfall intensity satisfactorily at the scale of half-hour. The best estimate of this parameter is achieved when analysing the radar reflectivity with a window made of 7 x 7 pixels.

Mots-clés : météorologie, précipitations, radar, étalonnage.

Keywords : meteorology, precipitations, radar, calibration.

Introduction

En Afrique du Nord, les dérèglements actuels du climat de la planète se sont répercutés par une irrégularité des précipitations et par une sécheresse qui s'est instaurée depuis plusieurs années. Une gestion rationnelle des ressources en eau nécessite alors l'évaluation précise des quantités de pluies qui tombent dans cette région. Pour ce faire, il suffit de disséminer des pluviomètres un peu partout sur la surface arrosée par les précipitations. La quantité de pluie qui y est collectée, est alors obtenue en sommant les mesures de l'intensité de pluie sur toute cette surface. Cependant, la mesure du taux de précipitations à l'aide d'un pluviomètre, n'est significative que pour l'endroit où a été placé cet appareil. Pour caractériser les champs de précipitations sur de grandes surfaces, on peut exploiter les

observations par satellite ou par radar. Ainsi, les images prises par un radar météorologique permettent de localiser les nuages de pluie, de les suivre dans leur déplacement et d'estimer l'intensité des précipitations dans une région donnée. Dans cet article, ce paramètre est évalué toutes les demi-heures en traitant des images radar prises dans la région de Sétif en janvier 2001. Les méthodes de traitement utilisées, sont exposées ci-après.

1. Données expérimentales

Sétif se trouvant à 36°11'N de latitude et 5°25'E de longitude, un radar météorologique AWSR81 a été installé à l'ouest de cette ville, à 1730 m d'altitude. Celui-ci est un radar puisé non cohérent qui travaille à 5,6 GHz avec une puissance crête de 250 kW et un angle de tir légèrement incliné vers le bas. Ce radar est équipé d'un Système d'Acquisition Numérique pour l'Analyse des Grains Africains ou chaîne SANAGA. Il collecte des images de la région de Sétif dans la représentation PPI, avec une portée de 256 km et une résolution de 1 km par pixel. Ces images sont formées de 512 x 512 pixels avec seize niveaux de réflectivité. Pour notre étude, nous disposons de plus de cent mille images radar de la région de Sétif collectées toutes les quinze minutes pendant la période allant de Juin 1996 à janvier 2001 et des mesures effectuées toutes les six minutes autour du radar par des stations automatiques équipées de pluviomètres, durant le mois de janvier 2001. Ces stations sont Ain Tagrout, Beni Aziz, Beni Ouartilane, El Mehir, Sidi Aïch, Tazmalt et Oum Ladjoul. Toutes ces images ont subi divers traitements en vue d'en extraire l'information hydrologique.

2. Relation entre la réflectivité et l'intensité des précipitations

Rappelons qu'un radar météorologique détecte une cible atmosphérique grâce aux impulsions d'ondes électromagnétiques qu'il émet [Darricau, 1993]. Le rayonnement rétrodiffusé par la cible, puis capté par le radar, forme alors un signal contenant l'information hydrologique. Soit P_e la puissance émise, r la distance séparant le radar de la cible, η la réflectivité de la cible, L le facteur d'atténuation atmosphérique et C la constante du radar, la puissance reçue par celui-ci P_r , vaut:

$$P_r = P_e C L^2 \eta / r^2$$

Pour un milieu de réfractivité $|K_p| = |(m^2 - 1)/(m^2 + 2)|$ (avec m = indice de réfraction complexe) et pour un champ de précipitations formées de gouttelettes d'eau de diamètre (D) et de distribution $N(D)$, on a [Sauvageot, 1990] :

$$\eta = \frac{1}{V} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \quad (2)$$

Dans cette expression, le facteur de réflectivité (Z) s'écrit :

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad (1)$$

En dBZ, ce facteur vaut : $Z \text{ (dBZ)} = 10 \log [Z \text{ (mm}^6 \text{ m}^{-3} \text{)}]$. Soit $v(D)$ la vitesse de chute des gouttes de pluie ; pour des gouttes d'eau de forme sphérique et en l'absence de courant ascendant, l'intensité de précipitations exprimée en mm.h⁻¹, est :

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 v(D) N(D) dD \quad (4)$$

En pratique, les diamètres des gouttes de pluie se distribuent comme $N(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$. La relation entre le facteur de réflectivité et l'intensité des précipitations est alors de la forme : $Z = a R_s$.

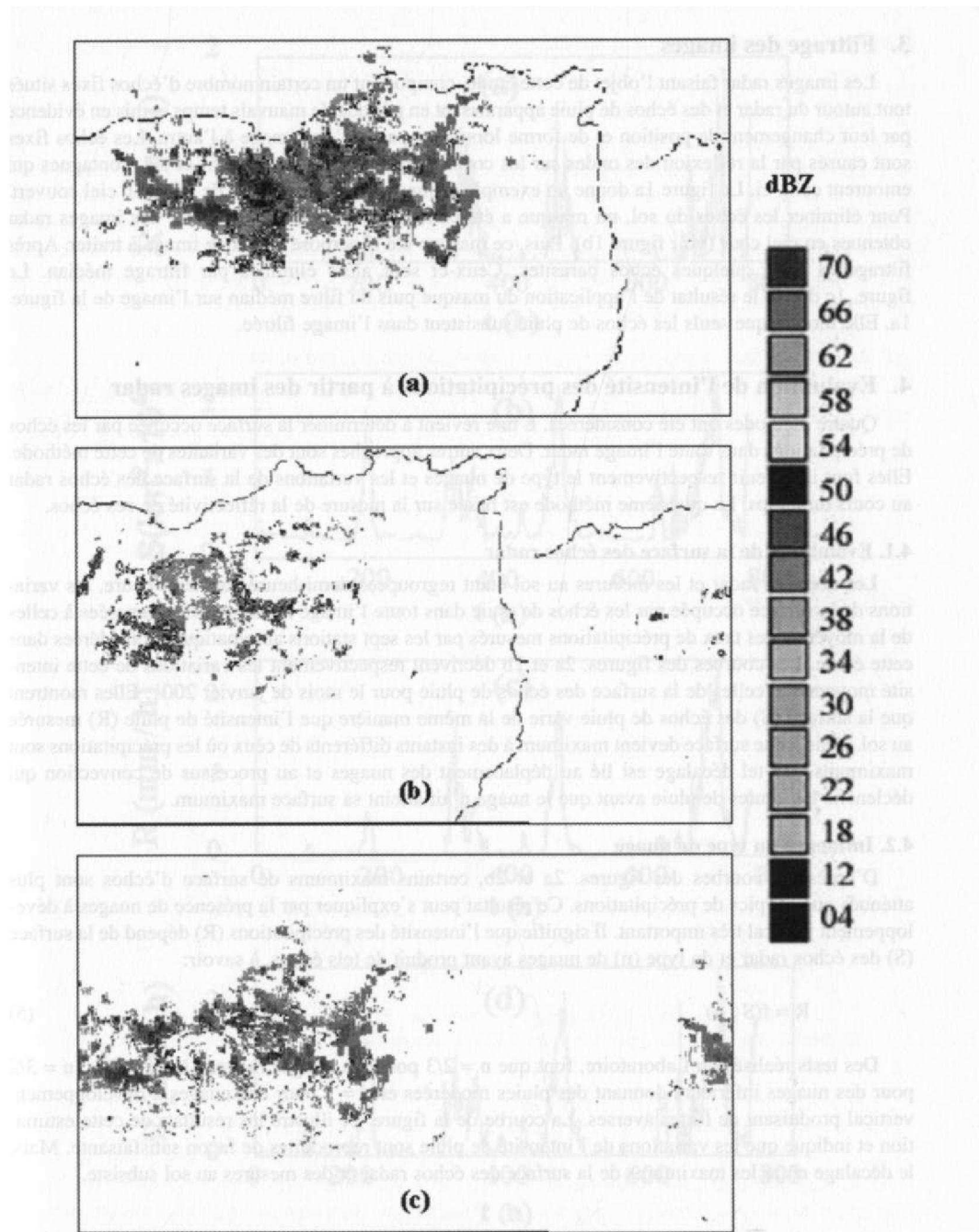


Figure 1 : Image radar de la région de Sétif prise le 20 janvier 2001 à 5h.
 (a) Image brute, (b) Masque, (c) Image filtrée.

3. Filtrage des images

Les images radar faisant l'objet de cette étude, comportent un certain nombre d'échos fixes situés tout autour du radar et des échos de pluie apparaissant en période de mauvais temps et mis en évidence par leur changement de position et de forme lorsqu'on passe d'une image à l'autre. Les échos fixes sont causés par la réflexion des ondes sur les constructions de la ville de Sétif et les montagnes qui entourent celle-ci. La figure la donne un exemple d'image prise par le radar de Sétif, en ciel couvert. Pour éliminer les échos du sol, un masque a été construit par pré-enregistrement des images radar obtenues en ciel clair (voir figure 1b). Puis, ce masque a été superposé à chaque image à traiter. Après filtrage, il reste quelques échos parasites. Ceux-ci sont alors éliminés par filtrage médian. La figure, le donne le résultat de l'application du masque puis du filtre médian sur l'image de la figure, 1a. Elle montre que seuls les échos de pluie subsistent dans l'image filtrée.

4. Evaluation de l'intensité des précipitations à partir des images radar

Quatre méthodes ont été considérées. L'une revient à déterminer la surface occupée par les échos de précipitations dans toute l'image radar. Deux autres approches sont des variantes de cette méthode. Elles font intervenir respectivement le type de nuages et les variations de la surface des échos radar au cours du temps. La quatrième méthode est basée sur la mesure de la réflectivité de ces échos.

4.1. Evaluation de la surface des échos radar

Les données radar et les mesures au sol étant regroupées demi-heure par demi-heure, les variations de la surface occupée par les échos de pluie dans toute l'image radar ont été comparées à celles de la moyenne des taux de précipitations mesurés par les sept stations automatiques considérées dans cette étude. Les courbes des figures. 2a et 2b décrivent respectivement les variations de cette intensité moyenne et celles de la surface des échos de pluie pour le mois de janvier 2001. Elles montrent que la surface (S) des échos de pluie varie de la même manière que l'intensité de pluie (R) mesurée au sol. Mais, cette surface devient maximum à des instants différents de ceux où les précipitations sont maximums. Un tel décalage est lié au déplacement des nuages et au processus de convection qui déclenche les chutes de pluie avant que le nuage n'ait atteint sa surface maximum.

4.2. Influence du type de nuage

D'après les courbes des figures. 2a et 2b, certains maximums de surface d'échos sont plus atténués que les pics de précipitations. Ce résultat peut s'expliquer par la présence de nuages à développement vertical très important. Il signifie que l'intensité des précipitations (R) dépend de la surface (S) des échos radar et du type (n) de nuages ayant produit de tels échos, à savoir:

$$R = f(S, n) \quad (5)$$

Des tests réalisés au Laboratoire, font que $n = 2/3$ pour des nuages moyens à pluie fine, $n = 3/2$ pour des nuages inférieurs donnant des pluies modérées et $n = 3$ pour des nuages à développement vertical produisant de fortes averses. La courbe de la figure. 2c illustre les résultats de cette estimation et indique que les variations de l'intensité de pluie sont reproduites de façon satisfaisante. Mais, le décalage entre les maximums de la surface des échos radar et des mesures au sol subsiste.

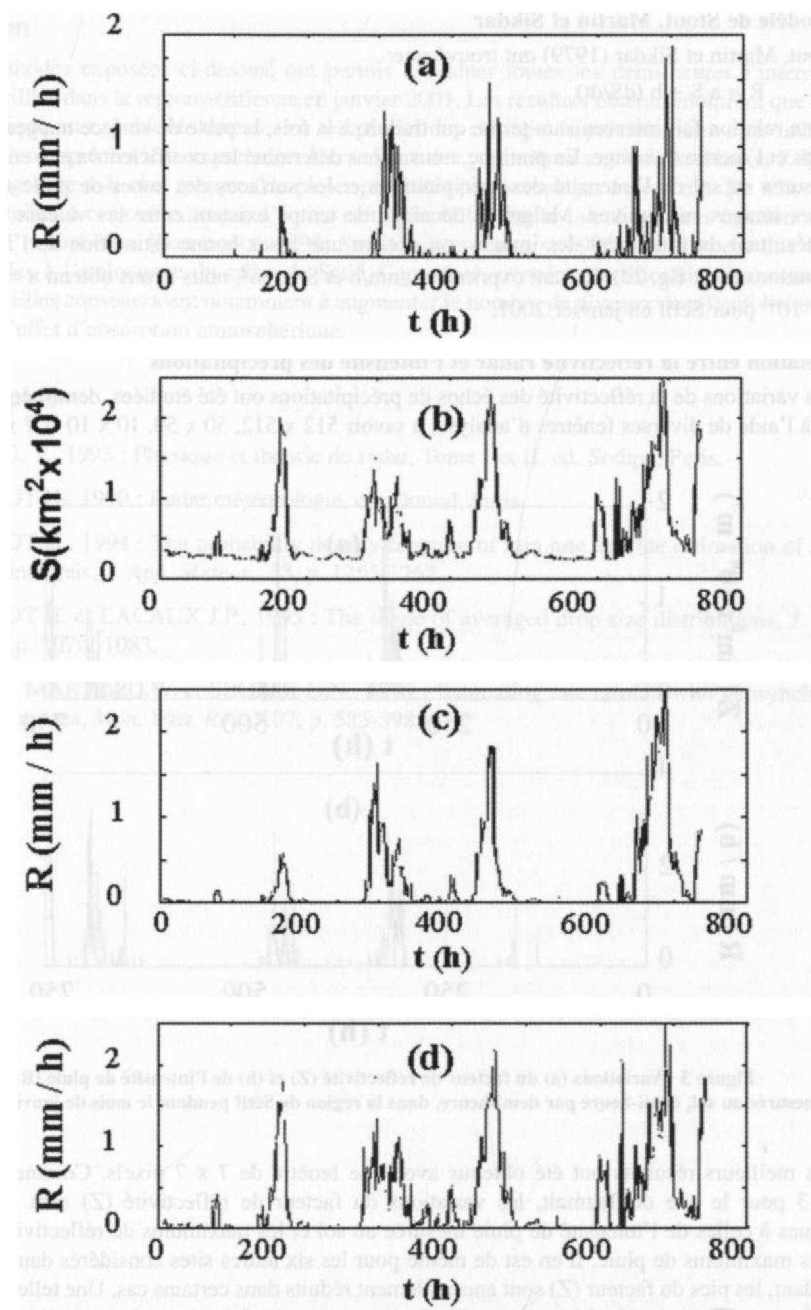


Figure 2 : Variations de l'intensité des précipitations, demi-heure par demi-heure, dans la région de Sétif pendant le mois de janvier 2001.

- (a) Mesures au sol. (b) Variations de la surface des échos de pluie,
- (c) Estimation en fonction de la surface des échos radar et du type de nuage,
- (d) Estimation par application du modèle de Stout, Martin et Sikdar.

4.3. Modèle de Stout, Martin et Sikdar

Stout, Martin et Sikdar (1979) ont trouvé que:

$$R = a S + b (dS/dt) \quad (6)$$

Cette relation fait intervenir un terme qui traduit, à la fois, la perte de surface nuageuse par unité de temps et l'inertie du nuage. En pratique, nous avons déterminé les coefficients a et b en considérant les mesures au sol de l'intensité des précipitations et les surfaces des zones de pluie évaluées sur plusieurs images successives. Malgré le décalage de temps existant entre les valeurs mesurées et celles résultant du traitement des images, on obtient une assez bonne estimation de l'intensité des précipitations (voir fig. 2d). R étant exprimé en mm/h et S en m^2 , nous avons obtenu $a = 8,67 \cdot 10^{-5}$ et $b = 1,7 \cdot 10^{-4}$ pour Sétif en janvier 2001.

4.4. Relation entre la réflectivité radar et l'intensité des précipitations

Les variations de la réflectivité des échos de précipitations ont été étudiées, demi-heure par demi-heure, à l'aide de diverses fenêtres d'analyse, à savoir 512×512 , 50×50 , 10×10 et 7×7 pixels.

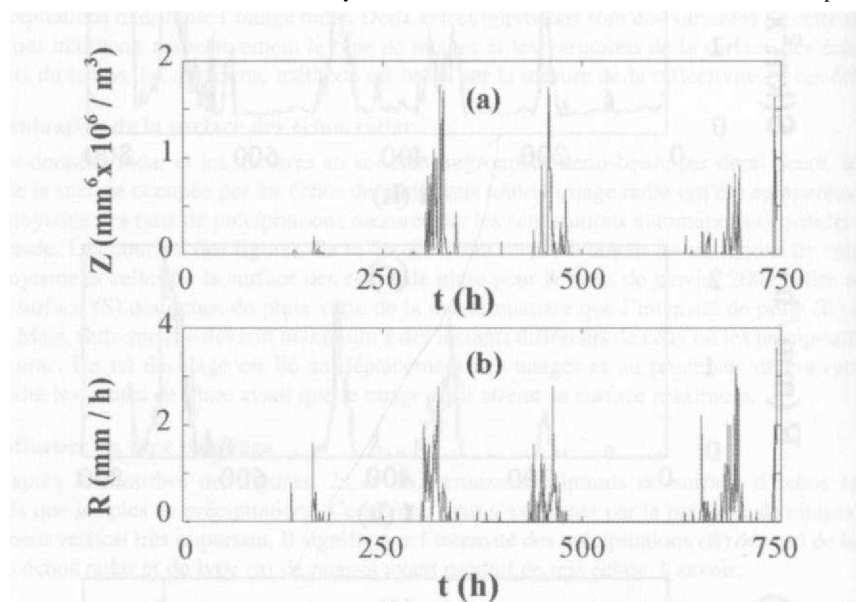


Figure 3 : Variations (a) du facteur de réflectivité (Z) et (b) de l'intensité de pluie (R) mesurée au sol, demi-heure par demi-heure, dans la région de Sétif pendant le mois de janvier 2001.

Les meilleurs résultats ont été obtenus avec une fenêtre de 7×7 pixels. Comme l'indique la figure 3 pour le site de Tazmalt, les variations du facteur de réflectivité (Z) sont pratiquement identiques à celles de l'intensité de pluie mesurée au sol et les maximums de réflectivité coïncident avec les maximums de pluie. Il en est de même pour les six autres sites considérés dans cette étude. Cependant, les pics du facteur (Z) sont anormalement réduits dans certains cas. Une telle anomalie est probablement causée par le fait qu'au cours de son trajet entre le radar et la zone d'étude, le signal radar a traversé des régions de l'atmosphère où l'atténuation est devenue forte. La relation $Z = a R$, établie avec les données collectées en janvier 2001, montre que les chutes de pluies pendant ce mois, ont été causées par des nuages convectifs. En effet, pour Tazmalt on trouve que $a = 1,3$ et $b = 41$. Pour Beni Quartilane, on obtient $a = 1,4$ et $b = 500$.

Conclusion

Les méthodes exposées ci-dessus, ont permis d'évaluer toutes les demi-heures l'intensité des pluies recueillies dans la région sétifienne en janvier 2001. Les résultats obtenus montrent que le radar météorologique est capable de détecter en temps réel des champs de précipitations dans une région donnée et d'en apprécier leur importance. Les valeurs des paramètres a et b de la relation Z-R calculées au paragraphe 4.4, sont typiques de pluies produites par des nuages convectifs. De tels résultats sont comparables à ceux obtenus par d'autres méthodes telles que le calcul des aires fractionnelles ou l'ajustement probabiliste [Sauvageot, 1994, Sauvageot et Lacaux, 1995]. Ils forment une base de données utiles à l'étalonnage du radar de Sétif. Cependant, certaines améliorations pourraient être envisagées. Elles consisteraient notamment à augmenter le nombre de niveaux de réflectivité et à tenir compte de l'effet d'absorption atmosphérique.

Bibliographie

- DARRICAU, Y., 1993 : Physique et théorie du radar, Tome I et II, ed. Sodipec, Paris.
- SAUVAGEOT H., 1990 : Radar météorologie, ed. Dunod, Paris.
- SAUVAGEOT H., 1994 : The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals, /. *App. Meteor.*, 33, p. 1255-1262.
- SAUVAGEOT H. et LACAUX J.P., 1995 : The shape of averaged drop size distributions, /. *Atmos. ScL*, 52, p. 1070 -1083.
- STOUT J.E., MARTIN D.W. et SIKDAR D.N., 1979 : Estimating rate rainfall with geosynchronous satellite images, *Mon. Wea. Rev.*, 107, p. 585-598.

ANALYSE DE LA DIMENSION FRACTALE DES ECHOS DE PRECIPITATIONS : CAS DES INONDATIONS D'ALGER

B. HADDAD⁽¹⁾, L. SADOUKI⁽¹⁾, R. NAII⁽²⁾, A. ADANE⁽¹⁾
ET H. SAUVAGEOT⁽³⁾

*Université des Sciences et de la Technologie d'Alger (U.S.T.H.B.),
Faculté d'Electronique et d'Informatique, B.P. N° 32, El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie.*

E-mail : hboualem@hotmail.com

*²⁾ Office National de la Météorologie, Centre National Technique et du Matériel,
Bd Khemisti, Dar El Beida, Alger, Algérie.*

*³⁾ Université Paul Sabatier, Observatoire Midi Pyrénées, Laboratoire d'Aérodynamique,
14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.*

Résumé

Ce papier porte sur l'analyse de la dimension fractale des précipitations pour le nord algérien. Les données utilisées sont des images de la région de Setif obtenues grâce à un radar météorologique puisé non cohérent travaillant dans la bande S (avec $\lambda = 5,3$ cm). Deux situations météorologiques ont été considérées. Il s'agit d'un événement de pluie extrême, observé le 09 et 10 novembre 2001, qui a été à l'origine d'une catastrophe nationale et d'une situation météorologique fréquente pour la rive sud de la mer Méditerranée. En traitant les images, on constate que les deux techniques de calcul appliquées, à savoir aire/périmètre et Box Counting, donnent une dimension fractale des échos de précipitations identique et égale à 1,38 quelle que soit la situation météorologique analysée. En outre, les surfaces des échos de précipitations n'influent pas sur la valeur de la dimension fractale. De même, nous avons constaté que la dimension fractale reste quasiment inchangée pour des seuils de taux de précipitations inférieurs ou égaux à 5 mm/h.

Abstract

This paper deals with the analysis of the fractal dimension of the precipitation fields for the northern Algeria. The data used in the study are images recorded in the region of Setif, by means of S-band meteorological radar (with $\lambda = 5,3$ cm). Two meteorological situations have been considered. The first one is an extreme rain event observed on November 09 and 10, 2001, which was at the origin of a national catastrophe. The second one is a meteorological situation frequently observed in the southern Mediterranean area. Two techniques of image processing are used, namely perimeter/area and Box Counting. Both methods yield a fractal dimension of precipitation equaling 1,38 for any meteorological situation. Besides, the surfaces of the precipitation echoes do not influence the value of fractal dimension. In addition, the fractal dimension remains nearly constant for thresholds of rain rate lower than or equal to 5mm/h.

Mots-clés : radar météorologique ; précipitations ; dimension fractale ; Algérie.

Keywords : meteorological radar ; precipitation ; fractal dimension ; Algeria.

Introduction

Au cours de la décennie passée, on s'est beaucoup intéressé à la paramétrisation des champs d'intensités de pluie. En général, les modèles hydrologiques les plus performants sont ceux qui associent les variations spatio-temporelles des précipitations. Des études ont montré que la structure des précipitations possède divers types d'organisation et dépend des processus atmosphériques responsables du développement des nuages [Chisholm et Renick, 1972 ; Browning *et al.*, 1973]. En outre, plusieurs auteurs ont mis en évidence l'influence de la taille et de la structure des nuages sur leurs propriétés radiatives [Aida, 1977 ; Davies, 1978 ; McKee et Klehr, 1978 ; Reynolds *et al.*, 1978 ; Joseph,

1985]. Une des notions de discussion de la structure des précipitations est la notion « fractale ». Rappelons qu'une fractale est en général une forme non régulière qui apparaît inchangée quand on l'examine à différentes résolutions ou échelles. Ce terme a été utilisé la première fois par Mandelbrot (1974) pour décrire le chaos qui règne dans les phénomènes naturels. De nos jours, il est employé dans plusieurs disciplines, notamment en hydrologie et dans les sciences de l'atmosphère. Lovejoy (1983) a examiné les aspects du champ d'intensité de pluie et en a déduit que les variations respectent des lois d'invariance d'échelle, conduisant à une géométrie fractale. Kuo *et al.* (1996) ont utilisé la notion fractale pour caractériser les nuages Cirrus observés à partir d'images satellitaires. Cahalan et Joseph (1996) ont appliqué le même concept pour analyser la couche limite marine. Très récemment, Ferai et Sauvageot (2002) ont identifié les supercellules des nuages convectifs en montrant que leur dimension fractale est nettement inférieure à celle des cellules ordinaires.

Dans ce papier, une série d'images enregistrées lors des inondations d'Alger du 9 et 10 novembre 2001 et au cours du mois de janvier 2001 par le radar de Sétif a été utilisée pour analyser la dimension fractale des échos de précipitations. Pour ce faire, deux techniques de calcul de la dimension fractale ont été appliquées aux images radar. Il s'agit des approches aire/périmètre et Box Counting. Cette étude a aussi trait à l'influence des surfaces des échos de précipitations et du seuil du taux de précipitations sur la valeur de la dimension fractale.

1. Description de la situation météorologique du 09 et 10 novembre 2001

La situation météorologique particulière du 09 et 10 novembre 2001 a engendré des pluies dévastatrices sur les hauteurs de la ville d'Alger. Les pertes en vies humaines et les dégâts matériels enregistrés dans les quartiers de Bab El Oued constituent une catastrophe nationale. Les mesures effectuées dans les stations météorologiques de la zone affectée montrent que les quantités de pluies enregistrées constituent des records. En effet, les relevés existant dans les archives météorologiques indiquent que de telles quantités n'ont jamais été mesurées en ce point depuis plus d'un siècle. Au poste d'observation météorologique de Bouzaréah, situé sur les hauteurs d'Alger à 344 mètres d'altitude, on a enregistré une quantité de pluie égale à 261 mm en une durée de 18 heures (entre 18h00 le 09 novembre et 12h00 le 10 novembre). Notons que plus de la moitié de cette intensité, c'est à dire 132 mm, a été collectée en une durée de 6 heures (06h00 à 12h00).

La situation météorologique du 09 et 10 novembre a été caractérisée par une infiltration d'air froid sur l'Espagne, puis sur le golfe de Gibraltar. Ceci a engendré une baisse généralisée du champ de pression aussi bien en altitude qu'en surface où la valeur de la pression atmosphérique à Alger a chuté de 9,1 hPa en l'espace de 24 heures. La dépression qui s'est créée a évolué du sud ouest algérien vers le nord pour se positionner le 10 novembre à OOOO sur l'Algérois. Sur la côte algéroise, des vents nord et nord - est ont soufflé avec des vitesses dépassant par moments la valeur de 120 km/h et les vagues ont atteint des hauteurs de six à huit mètres. Les pluies dévastatrices qui ont affecté le quartier de Bab El Oued sont probablement dues à la topographie du lieu. Les reliefs de Bouzaréah culminant à plus 400 mètres d'altitude et surplombant le lieu de la catastrophe ont joué un grand rôle dans le déversement de toute cette quantité d'eau en un temps aussi court.

2. Banque de données et technique d'analyse

Les images dont nous disposons, ont été prises dans la région de Setif grâce à un radar puisé non cohérent. Setif est une ville des hauts plateaux algériens entourée des montagnes du Djurdjura, des monts des Bibans et des Babors. Elle se trouve à environ deux cents kilomètres du lieu de la catastrophe. Ses coordonnées géographiques sont 36° 11 ' N pour la latitude et 5° 25' de longitude. Elle est située à 1081 m d'altitude. Le radar est installé à 1300 m d'altitude. Il travaille à 5,6 GHz et délivre une puissance crête de 250 kW. La durée de l'impulsion radar est de 2 (s) et sa période de récurrence est de 4 ms. L'antenne est un paraboloïde de 3m de diamètre et de gain égal à 30 dB. Le radar

enregistre toutes les quinze minutes une image, sous la représentation P.P.I. et un code de seize couleurs. Les images sont collectées sous le format 512x512 pixels, avec une résolution de 1km par pixel. La base de données utilisée comporte 192 images décrivant l'événement extrême et 2424 images correspondant au mois de janvier 2001, représentent une situation météorologique fréquente de la région. Le climat de Setif est du type continental. La majorité des perturbations proviennent du nord-ouest, en hiver et du sud-est en été. L'intensité moyenne annuelle de précipitations est de 400 mm. La région traverse une période de sécheresse depuis une dizaine d'années. Il pleut principalement durant les mois de décembre, janvier, février et avril. Le taux de précipitation moyen pour cette région est 0,5 mm/h. Les échos de précipitations considérés sont ceux dont la surface est supérieure ou égale à 64x64 km². Un prétraitement des images radar a été effectué au préalable. Il consiste à éliminer les échos du sol, considérés par les météorologues comme des échos parasites, en appliquant la méthode de masquage [Adane *et al.*, 2000].

Dans cette étude, deux techniques de calcul sont utilisées pour déterminer la dimension fractale des échos de précipitations. Il s'agit des méthodes aire/périmètre et Box Counting ou méthode des boîtes. Pour appliquer l'approche aire/périmètre, nous avons d'abord segmenté, et ensuite codifié les différentes régions de précipitations contenues dans l'image. Puis, nous avons comptabilisé, pour chaque zone codifiée, le nombre de pixels recouvrant sa surface (A) et le nombre de pixels qui constitue son périmètre (P). L'approche aire/périmètre utilise la relation :

$$P = C \cdot A^{D_p/2} \quad (D)$$

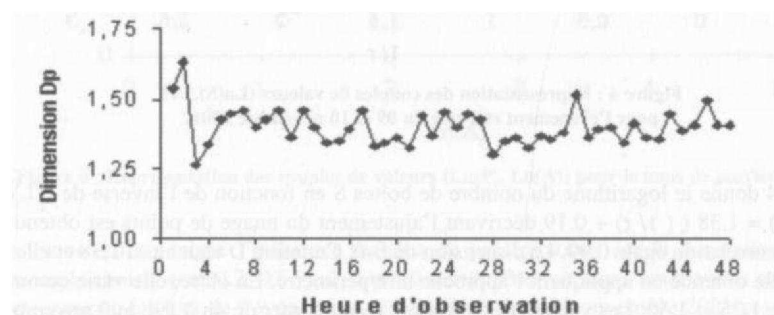
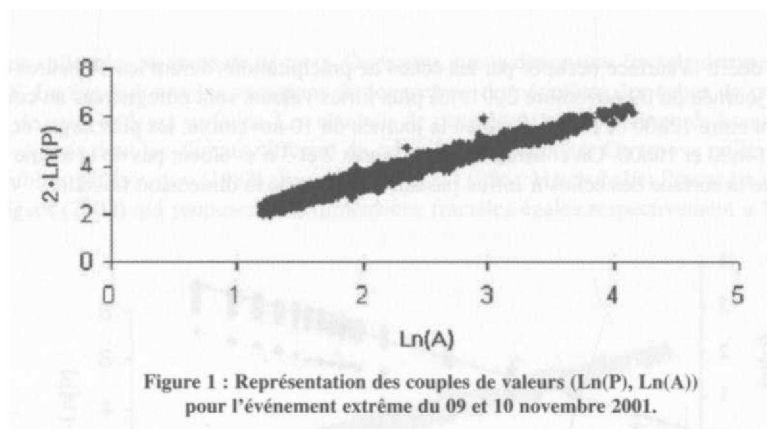
ou P et A désignent respectivement le périmètre et l'aire de l'écho. C est une constante et D_p représente la dimension fractale (valeur supérieure ou égale à 1).

La valeur de D_p caractérise l'irrégularité du contour de l'écho. Théoriquement, elle vaut 1 pour des contours lisses et réguliers tels que le rectangle ou le cercle. La dimension fractale des nuages peut dépasser dans certains cas la valeur 2.

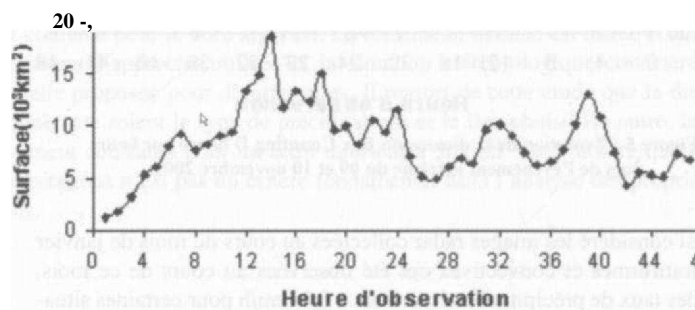
La méthode des boîtes ou Box Counting consiste d'abord en la génération de l'image contour. Puis, on décompose l'image obtenue en des boîtes (S) de tailles [r x r]. Cette opération est répétée pour différentes valeurs de r (r = 2, 4, 8, ..., 512). Le nombre S varie en fonction de r selon la loi $S(r) = C \cdot r^{-D}$ où D désigne la dimension de Box Counting.

3. Résultats et interprétation

Nous nous sommes d'abord intéressés aux images radar collectées durant l'événement exceptionnel du 9 et 10 novembre 2001. La valeur de D_p est obtenue en ajustant le nuage de points décrivant le logarithme du périmètre en fonction du logarithme de la surface par une fonction linéaire. Dans le cas de Setif, nous obtenons une droite d'équation : $\ln(P) = 1,38 \times \ln(A) + 0,61$ (figure 1). En vertu de l'équation (1), la valeur 1,38 désigne la dimension fractale des échos de précipitations observés au cours de cet événement. La valeur du coefficient de corrélation exprimant la qualité de notre ajustement vaut 0,98. De même, nous avons considéré la dimension fractale de chaque écho enregistré au cours des 48 heures d'observation. On trouve qu'en moyenne, D vaut $1,38 \pm 0,04$.



La figure 2 montre les variations de D_p , estimées heure par heure, durant les 48 heures de la catastrophe. On constate que la dimension fractale oscille entre 1,25 et 1,50. Cette figure indique aussi que la dimension fractale reste globalement constante pendant une période pouvant s'étaler sur trois à cinq heures. De plus, les valeurs de D_p sont les plus basses les premières heures (3-4h) et en soirée (18-21 h) pour la première journée et la matinée (4—10h) pour la seconde journée. Globalement, les valeurs ont tendance à augmenter légèrement au cours de la journée du 10. 11.2001 alors qu'elles sont assez fluctuantes au cours de la journée du 09.11.2001.



La figure 3 décrit la surface occupée par les échos de précipitations durant les 48 heures d'observation. Pour la journée du 09 novembre 2001, les plus fortes valeurs sont enregistrées au cours de la période s'étalant entre 12h00 et 18h00. Quant à la journée du 10 novembre, les plus larges échos sont observés entre 14h00 et 16h00. On constate que les figures 2 et 3 n'évoluent pas de la même façon et on en déduit que la surface des échos n'influe pas sur la valeur de la dimension fractale.

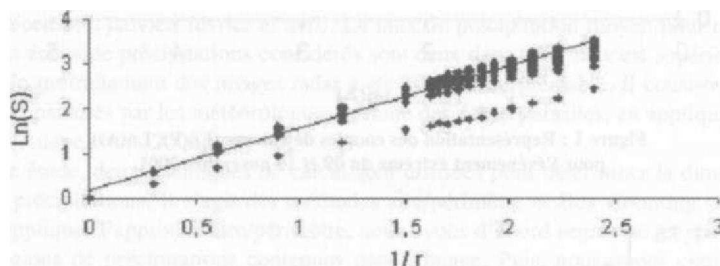


Figure 4 : Représentation des couples de valeurs (Ln(S),1/r) pour l'événement extrême du 09 et 10 novembre 2001.

La figure 4 donne le logarithme du nombre de boîtes S en fonction de l'inverse de r . L'équation du type $\text{Ln}(S) = 1.38 (1/r) + 0.19$ décrivant l'ajustement du nuage de points est obtenu avec un coefficient de corrélation égale 0,99. La dimension de Box Counting D vaut aussi 1,38 et elle est donc identique à celle obtenue en appliquant l'approche aire/périmètre. En outre, elle varie comme précédemment entre 1,25 et 1,50. Les valeurs de D tendent à augmenter de 4h à 19h le 9 novembre puis à diminuer à partir de cette heure jusqu'à 4h le lendemain. A partir de cet instant, les valeurs de D croissent jusqu'à 19h pour décroître à nouveau. Bien que les figures 2 et 5 montrent en général des tendances divergentes, la dimension fractale reste la même pour les deux approches ainsi appliquées.



Figure 5 : Evolution de la dimension Box Counting D heure par heure lors de l'événement extrême du 09 et 10 novembre 2001.

Nous avons aussi considéré les images radar collectées au cours du mois de janvier 2001. Des pluies stratiformes et convectives ont été observées au cours de ce mois. Nous avons trouvé des taux de précipitations inférieurs à 0,2 mm/h pour certaines situations et dépassant 1,7 mm/h pour d'autres. Les deux techniques de calcul présentées dans cette étude ont été appliquées pour calculer la dimension fractale des échos de pré-

cipitations collectées au cours de ce mois. On trouve que la dimension fractale demeure inchangée et vaut 1,38. La fig. 6 donne les variations du logarithme du périmètre des échos de précipitations en fonction de celui de leurs surfaces. Les résultats de cette étude ont été comparés à ceux obtenus pour d'autres régions dont les climats diffèrent de celui du nord algérien. On trouve qu'ils sont similaires à ceux publiés par Lovejoy (1983), Rys et Waldvogel (1986), Heuschel et Procaccia (1984) ou Ferai et Sauvageot (2002) qui proposent des dimensions fractales égales respectivement à 1.35, 1.36, 1.35 et 1.35.

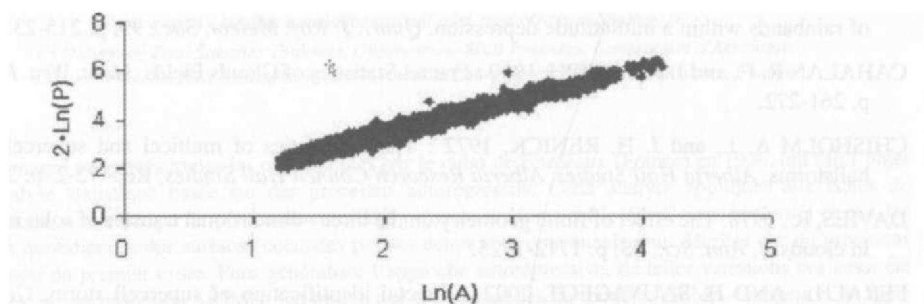


Figure 6 : Représentation des couples de valeurs ($\ln(P)$, $\ln(A)$) pour le mois de janvier 2001.

Nous avons enfin analysé l'influence du taux de précipitations sur la dimension fractale. Les différents seuils choisis sont 0.2, 0.5, 1, 2, 5 et 10 mm/h. Pour ce faire, nous avons considéré toutes les images enregistrées lors de l'événement exceptionnel du 9-10 novembre 2001 et un millier pour le mois de janvier 2001. On trouve que la dimension fractale demeure relativement inchangée jusqu'à la valeur de 5 mm/h. Au-delà de cette valeur, le nombre d'échos décroît sensiblement, les surfaces des échos diminuent considérablement et deviennent pratiquement égales aux périmètres. Des contours plus irréguliers sont alors observés. D'où des valeurs de la dimension fractale qui oscillent entre 1,41 et 2, 1.

Conclusion

Les propriétés structurales de la pluie ont été étudiées en analysant la dimension fractale des échos de précipitations. Deux techniques de calcul ont été appliquées pour estimer ce paramètre. Elles donnent des valeurs identiques et sont donc aussi performantes l'une que l'autre pour examiner la structure des précipitations à différentes échelles.

Aussi, nous avons analysé un événement pluvieux extrême et une situation météorologique fréquente et courante pour le nord algérien. La dimension fractale est restée constante et égale à 1,38 quelles que soient l'approche utilisée et la situation météorologique considérée. Cette valeur est identique à celle proposée pour d'autres sites. Il ressort de cette étude que la dimension fractale est invariante quels que soient le type de précipitations et le lieu choisi. En outre, la dimension fractale reste relativement constante pour un seuil inférieur à 5mm/h. Ceci montre que le choix du seuil du taux de précipitations n'est pas un critère fondamental dans l'analyse des propriétés structurales des précipitations.

Références

- AD ANE Y., A. HAD JEM, B. HADDAD, R. NAILI et A. AD ANE, 2000 : Elimination des échos fixes dans les images radar utilisées pour l'observation météorologique. *Sem. sur les Tech. Et Arch, des Syst. de Detec, Proc. DAT2000*, Reghaïa, Algérie, p. 149-152.
- AIDA, M., 1977 : Scattering of solar radiation as a function of cloud dimensions and orientation. *J. Quant. Spectrosc. Radiât. Transfer*, **17**, 303-310.
- BROWNING K. A., M. E. HARDMAN, T.W. HARROLD, and C. W. PARDOE, 1973 : The structure of rainbands within a midlatitude depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, p. 215-231.
- CAHALAN R. F., and J. H. JOSEPH, 1989 : Fractal Statistics of Clouds Fields. *Mont. Wea. Rev.*, **117**, p. 261-272.
- CHISHOLM A. J., and J. H. RENICK, 1972 : The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. *Alberta Hail Studies, Alberta Research Council Hail Studies*, Rep. 72-2, p. 24-31.
- DA VIE S, R., 1978: The effect of finite geometry on the three -dimensional transfer of solar irradiance in clouds. *J. Atm. Sci.*, **35**, p. 1712-1725.
- FERAL L., AND H. SAUVAGEOT, 2002 : Fractal identification of supercell storm. *Geop. Res. Let.*, **29**, sous presse.
- HENTSCHER H. G. E., AND I. PROCACCIA, 1984 : Relative diffusion in turbulent media : The fractal dimension of clouds. *Phys. Rev. A.*, **29**, p. 1461-1470.
- JOSEPH J. H., 1985: The role of cloud field morphology in weather and climate studies. *Ist. J. Earth Sci.*, **34**, p. 96-106.
- KUO K.S., R. M. WELCH, AND S. K. SENGUPTA, 1996 : Structural and Textural Characteristics of Cirrus Clouds Observed Using High Spatial Resolution. *J. App. Meteor*, **27**, p. 1242-1260
- LOVEJOY S., 1983 : La géométrie fractale des nuages et des régions de pluie et les simulations aléatoires. *Houille Blanche*, **1**, 461-436.
- MANDELBROT, B. B., 1974 : Intermittent turbulence in self-similar cascades: divergence of high moments and dimension of the carrier. *J. Fluid. Mech.*, **62**, 331-350
- MCKEE, T. B., and J.T. KLEHR, 1978 : Effects of cloud shape on scattered solar radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, p. 399-404.
- REYNOLDS, P. D., T. B. MCKEE and K. L. DANIELSON, 1978 : Effects of cloud size and cloud particles on satellite-observed reflected brightness. *J. Atm. Sci.*, **35**, p. 160-164.
- RYS, F. S., and A. WALDVOGEL, 1986 : Fractal shape of hail clouds. *Phys. Rev. Letter.*, **56**, p. 784-787.

ETUDE DU CARACTERE STOCHASTIQUE DES PRECIPITATIONS A PARTIR DES DONNEES RADAR METEOROLOGIQUE

N. LEHTIHET⁽¹⁾, F. YUCEF ETTOUMI⁽¹⁾, A. ADANE⁽¹⁾, H. SAUVAGEOT⁽²⁾

¹ Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène, Faculté d'Électronique et d'Informatique,

Département Télécommunications, Laboratoire Traitement d'Images et Rayonnement,

BP N° 32 El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie. Télé/Fax: +213 21 24 71 87

e-mail : lehtihet.nouria@caramail.com, yucefettoumi@yahoo.fr

² Université Paul Sabatier Toulouse, Observatoire Midi Pyrénées, Laboratoire d'Aérodynamique,

Centre de Recherches Atmosphériques, 8, route de Lannemezan, 65300 Campistrous, France.

Résumé

Des images collectées toutes les cinq minutes par le radar de Bordeaux (France) en 1996, ont fait l'objet d'une analyse statistique basée sur des processus autorégressifs. Cette analyse appliquée aux échos de précipitations, a montré que le processus considéré présente un fort coefficient d'autocorrélation et que les variations quotidiennes des surfaces occupées par ces échos sont convenablement décrites par un processus autorégressif du premier ordre. Pour généraliser l'approche autorégressive, de telles variations ont aussi été modélisées par un processus ARIMA. On trouve que les paramètres du modèle ARIMA changent d'un mois à l'autre, reflétant ainsi le comportement de ce processus à long terme. A l'échelle horaire, les meilleurs résultats sont obtenus à l'aide d'un modèle ARIMA (1,1,0).

Abstract

Images collected every five minutes by the radar of Bordeaux (France) in 1996, have been processed using an autoregressive approach. This kind of statistical analysis applied to precipitation echoes, has shown that the process under consideration, is characterised by a strong autocorrelation coefficient and the daily surface variations of precipitation echoes can satisfactorily be described by a first-order autoregressive process. To generalise the autoregressive approach, such variations have also been modelled using an ARIMA process. The ARIMA parameters are found to change from a month to another on a daily basis. Then, they express the long-term behaviour of such a process. At hourly scale, the best results are obtained using an ARIMA (1, 1, 0) model.

Mots-clés : radar ; météorologie ; précipitations ; statistique ; AR ; ARIMA.

Keywords : radar; meteorology; precipitation; statistics; AR; ARIMA.

Introduction

Les inondations, les phénomènes causés par les déboisements excessifs de certaines régions ou tout simplement par les feux de forêts, la désertification de certaines zones, la réduction de la diversité des espèces et l'explosion démographique nous conduisent à réfléchir quant à la gestion rationnelle et l'utilisation efficace des ressources en eau dans la planète. En effet, les possibilités de développement dans certaines régions sont freinées par le manque d'information relative à une quantification des potentialités hydriques. Notamment, la gestion raisonnable des aménagements hydrauliques permettrait d'alléger les nombreuses contraintes telles que celles citées précédemment. En fait, les ressources en eau reçues au sol sont difficilement évaluées au moyen de pluviomètres car l'indication enregistrée par ces appareils est spécifique de l'endroit où la mesure est effectuée. Or cette évaluation est rendue complexe par le fait qu'on a affaire à une variation spatio-temporelle selon le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse, la topographie et les obstacles géographiques locaux. Dans ce cas, l'utilisation de radars météorologiques serait judicieuse pour déterminer les quantités de précipitations reçues au sol [Devuyst, 1972]. En effet, les données radar permettent de localiser et de suivre des

champs de précipitations. De telles données sont maintenant largement utilisées pour les besoins hydrologiques de la prévision. Dans ce contexte, les données prises par le radar de Bordeaux en 1996 sont analysées ci-après et modélisées par des processus autorégressifs.

1. Observation des précipitations à l'aide d'un radar météorologique

En émettant des ondes électromagnétiques, le radar localise des zones de précipitations à des distances pouvant atteindre 200 à 300 km. La mesure de l'intensité des précipitations se fait généralement dans une zone annulaire de rayon compris entre 80 et 120 km. Cette mesure est réalisée par détection des ondes rétrodiffusées par les champs de précipitations. Cependant, le signal utile est le plus souvent perturbé par des échos parasites dûs aux obstacles de la surface terrestre comme les montagnes ou les constructions. De tels échos sont éliminés par masquage.

2. Relation entre le facteur de réflectivité et l'intensité des précipitations

Rappelons que les précipitations sont généralement exprimées en hauteur ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (en mm) et que l'intensité de pluie (R) est la hauteur d'eau rapportée à l'unité de temps. Le radar donne des indications sur les champs de précipitations par la mesure d'un facteur de réflectivité (Z) qui est par définition [Sauvageot, 1982] :

$$Z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 \quad (1)$$

V est le volume de résolution contenant diverses gouttes de pluie de diamètre D_i . En unités logarithmiques, le facteur de réflectivité Z est exprimé en dBZ par : $Z(\text{dBZ}) = 10 \log [Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)]$. Pour des précipitations stratiformes, Marshall-Palmer [Sauvageot, 1982] ont établi une relation Z-R :

$$Z = 200.R^{1.6} \quad (2)$$

Dans cette expression, R est en mm/h et Z en mm^6/m^3 . Pour les images radar de Bordeaux, les variations du facteur de réflectivité sont exprimées en dixièmes de dBZ et la palette de couleurs de chaque image est formée de 28 niveaux de réflectivité.

3. Données météorologiques

Nous disposons des données météorologiques acquises par un radar puisé à 2,8 Ghz, installé sur une tour de 18 m de hauteur, à l'aéroport de Bordeaux-Mérignac (dans le sud-ouest de la France). A partir de ce site, des images radar de format 512x512 pixel et d'une résolution de 1 km par pixel ont été prises régulièrement toutes les 5 min, jour par jour, pour l'ensemble des mois de l'année 1996.

4. Traitement des images

Les images ont été classées en deux catégories selon le type d'échos, à savoir les images contenant des échos de précipitations et celles ne comportant que des échos du sol [Haddad, 2000]. Ces derniers sont quasiment permanents et peuvent être filtrés ou masqués [Adane et al., 2000]. Lorsque les surfaces des échos de précipitations sont calculées et cumulées jour par jour, nous obtenons une série chronologique, notée série₁, reflétant la variation de ces surfaces au cours du temps. La figure 1 représente les variations journalières des surfaces d'échos de précipitations observées en 1996. Cette série traduit l'état du climat de la côte atlantique durant cette année. Elle indique que de telles surfaces persistent sur plusieurs jours, sans aucun mouvement saisonnier particulier et que le pic de pluie le plus élevé, s'est produit le 21 Juin 1996. Cette journée a été prise comme référence pour l'étude des variations plus courtes que la journée. Nous obtenons une autre série, notée série₂, formée des surfaces horaires de précipitations apparaissant au cours de cette journée type. Dans cette étude, nous avons utilisé des variables aléatoires qui sont centrées et réduites.

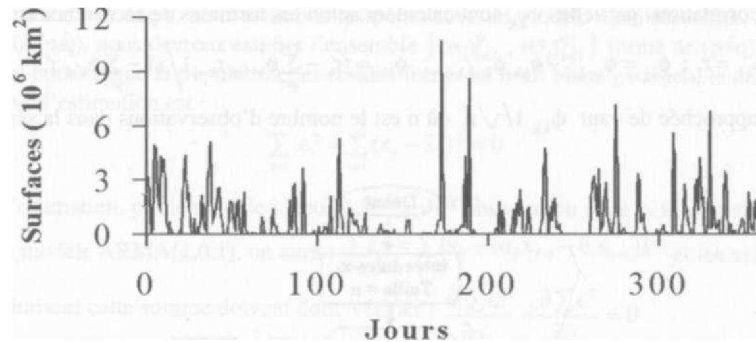


Figure 1 : Variation annuelle des surfaces journalières de précipitations en l'an 1996.

5. Construction d'un processus ARIMA (p,d,q)

Le modèle ARIMA, Auto-regressive Integrated Moving Average, qui est une généralisation des modèles AR, comporte trois types de paramètres. Ce sont les paramètres autorégressifs (p), les paramètres de moyennes mobiles (q), et les différenciations explicites (d) [Box et Jenkins, 1976]. Le modèle ARIMA(p,d,q) est exprimé sous la forme abrégée par [Bosq et Lecoutre, 1992] :

$$(1 - \sum_{i=1}^p \alpha_i \cdot L^i) \cdot \Delta^d \cdot x_t = (1 - \sum_{i=1}^q \theta_i \cdot L^i) \cdot \varepsilon_t \tag{3}$$

Dans cette équation, L est l'opérateur de retard ou 'lag', tel que : $L^1 \cdot x_t = x_{t-1}$; et Δ^d est un opérateur de différence de degré d. Le terme $\Delta^d \cdot x_t$ est une différenciation fractionnaire d'ordre d, définie par un développement en série, tel que :

$$\Delta^d x_t = x_t - d \cdot x_{t-1} + \frac{d(d-1)}{2} \cdot x_{t-2} + \dots + (-1)^n \frac{d(d-1)\dots(d-n+1)}{n!} \cdot x_{t-n} + \dots \tag{4}$$

où d est généralement égale à un, la série différenciée devient : $\Delta \cdot x_t = x_t - x_{t-1}$.

Le principal problème est celui de la stratégie de modélisation, c'est à dire le choix des paramètres p, d et q. L'organigramme de la figure 2 décrit la technique optée pour la construction d'un modèle ARIMA. Elle est composée de trois étapes essentielles : identification, estimation et vérification.

La première étape consiste d'abord, à analyser la tendance pour s'assurer de la stationnarité de la série x_t , et ensuite, à identifier le type et l'ordre du modèle AR MA. Ceci, en analysant les séquences de la FAC (fonction d'autocorrélation) et FACP (fonction d'auto corrélation partielle) et en recherchant les niveaux de coupures de ces dernières avec les intervalles de confiance, déterminés par $a(r_k)$ et $cr(<I>_{k,k})$ respectivement [Bosq et Lecoutre, 1992]. Pour les processus AR(p) et MA(q), ces intervalles valent $1 / \sqrt{n}$ [Box & Jenkins, 76]. Pour un décalage k d'une série x_t , qui est centrée et réduite ($x_t = 0, cr^{\wedge} = 1$), l'auto corrélation r_R ainsi que l'erreur-type associée sont définies par :

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{n-k} x_t \cdot x_{t+k}}{\sum_{t=1}^n x_t^2}, \quad \text{Err-Type } (r_k) = \sqrt{\frac{n-k}{n(n+2)}} \tag{5}$$

Les auto corrélations partielles ϕ_{kk} sont calculées selon les formules de récurrence suivantes :

$$\phi_{11} = r_1 ; \phi_{kj} = \phi_{k-1,j} - \phi_{kk} \phi_{k-1,k-j} ; \phi_{kk} = (r_k - \sum_{j=1}^{k-1} \phi_{k-1,j} r_{k-j}) / (1 - \sum_{j=1}^{k-1} \phi_{k-1,j} r_j) \quad (6)$$

L'erreur approchée de vaut $\sqrt{1/n}$ où n est le nombre d'observations dans la série.

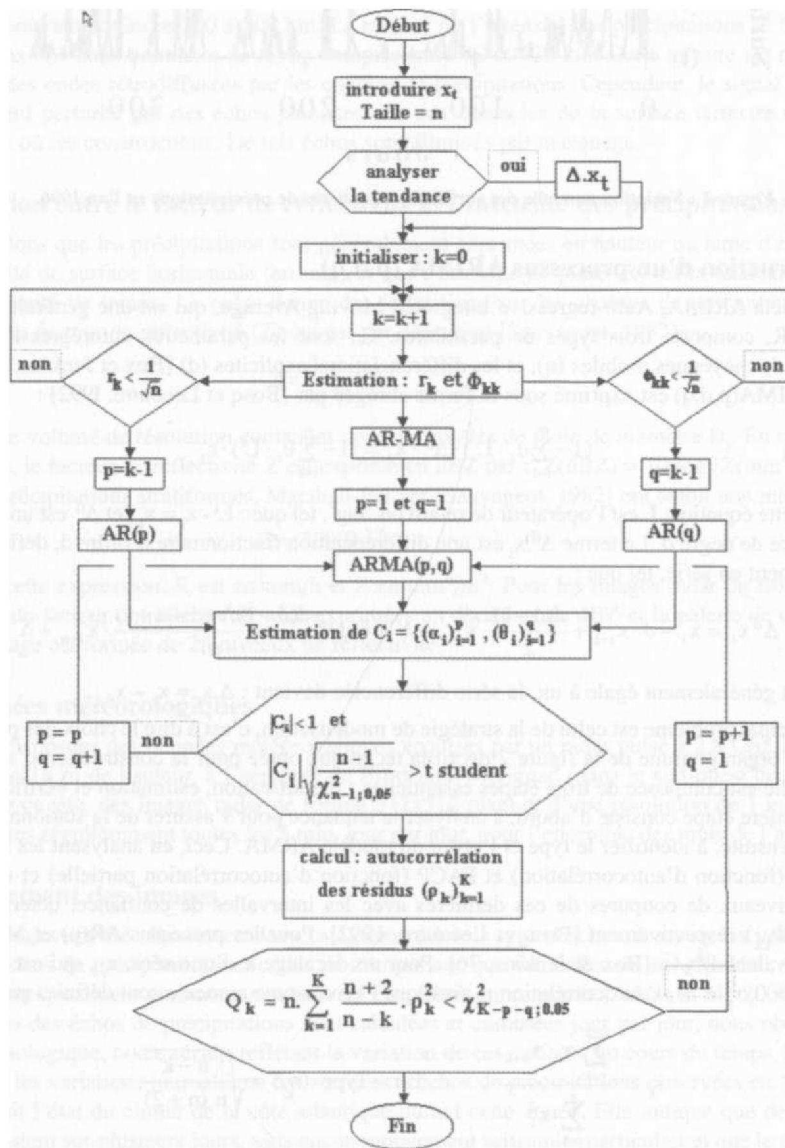


Figure 2 : Organigramme de la procédure de modélisation par des processus ARIMA.

Dans la deuxième étape, nous estimons les paramètres du modèle ainsi identifiés. Si ce modèle est un ARMA(p,q), nous devons estimer l'ensemble $\{ \hat{a}, \dots, (0j)^{\wedge}_{=1} \}$ formé de (p+q) paramètres.

Sous l'hypothèse que la population des résidus forme un bruit blanc gaussien, le critère employé dans la phase d'estimation est :

$$\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2 = 0 \tag{7}$$

où \hat{x}_i est l'estimation, par le modèle identifié, de la i^{ème} observation (x_i) de la série considérée.

Pour un modèle ARMA(1,0,1), on aura : $\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - (\alpha_1 x_{i-1} - \theta_1 \varepsilon_{i-1}))^2$ et les valeurs de α_1 et θ_1 qui minimisent cette somme doivent donc vérifier : $\frac{\partial \sum \varepsilon_i^2}{\partial \alpha_1} = \frac{\partial \sum \varepsilon_i^2}{\partial \theta_1} = 0$ (8)

Ces conditions s'écrivent aussi :

$$\begin{cases} \sum x_i \cdot x_{i-1} - \alpha_1 \sum x_{i-1}^2 + \theta_1 \sum x_{i-1} \cdot \varepsilon_{i-1} = 0 \\ \sum x_i \cdot \varepsilon_{i-1} - \alpha_1 \sum x_{i-1} \cdot \varepsilon_{i-1} + \theta_1 \sum \varepsilon_{i-1}^2 = 0 \end{cases} \tag{9}$$

Pour un AR(1), par exemple, la solution du système défini par la relation (9) est $\alpha_1 = \frac{\sum x_i \cdot x_{i-1}}{\sum x_{i-1}^2}$. L'incertitude commise sur l'estimation de chaque paramètre est donnée par :

$$r^2 = 1 - \frac{\sum (\hat{x}_i - x_i)^2}{\sum x_i^2} = \frac{\sum \hat{x}_i^2}{\sum x_i^2} \tag{10}$$

Les valeurs des paramètres C_j , issues de cette estimation, doivent être comprises entre -1 et 1 (bornes de stationnarité). Ils doivent aussi être statistiquement significatifs sous le critère que $|C_j| \geq t_{\alpha/2, n-k} \cdot \sqrt{\frac{1}{n-k}}$ supérieure au t de Student, déterminé par la table, pour degrés de liberté et un seuil de confiance de 95 % [Bosq et Lecoutre, 1992]. S'ils ne répondent pas à ces conditions, l'ordre de la moyenne mobile est augmenté pour entamer une nouvelle estimation.

La dernière étape est relative à l'adéquation statistique du modèle retenu avec les observations. Elle s'appuie sur l'analyse des résidus qui doivent suivre un bruit blanc. On calcule alors les K premières autocorrélations des résidus où $K = 13$, ce nombre est assez grand devant $n^{0.9}$ et ne dépasse pas 20 d'après la littérature [Bosq et Lecoutre, 1992]. Ensuite, on utilise la statistique de Box-Ljung qui donne une meilleure approximation pour les petites tailles d'échantillon. Cette statistique, définie par $Q_k = n \sum_{k=1}^K \frac{\hat{\rho}_k^2}{k}$ suit approximativement une loi du khi-deux à K-p-q degrés de liberté, α [0,1] étant le risque de première espèce associé à ce test. Si l'hypothèse d'indépendance est rejetée, nous identifions un nouveau modèle dont le degré de mémoire sera augmenté et le cycle d'estimation recommence.

5. Application du modèle AR

La série, formée de 365 observations a été modélisée à l'aide d'un modèle AR(p) d'équation :

$$x_t = \varepsilon_t + \sum_{i=1}^p \alpha_i \cdot x_{t-i} \tag{H}$$

Dans cette équation, $x_t, x_{t-1}, \dots, x_{t-p}$, sont des variables aléatoires prises aux instants t, ..., t-p, ap..., α_p sont les paramètres du processus autorégressif et ε_t est le bruit blanc. La condition de stationnarité de ce processus est : $-1 < \alpha_i < +1$. Le programme que nous avons élaboré pour générer le modèle AR(p) et modéliser la série est décrit par l'organigramme de la figure 2. Les paramètres du modèle et leur

nombre ont été déterminés en calculant les fonctions d'autocorrélation r_k (FAC) et d'autocorrélation partielle ϕ_{kk} (FACP). La figure 3 montre que la FAC décroît selon une loi exponentielle et que la contribution la plus importante est apportée par le terme du premier ordre. Pour les ordres supérieurs, les coefficients d'autocorrélation partielle sont pratiquement nuls dans l'intervalle de confiance marqué par des traits discontinus (figure 3). Le modèle AR(1) étant ainsi identifié [Box et Jenkins, 1976], ses paramètres sont calculés en utilisant la technique des moindres carrés, décrite ci-dessus, par les équations (7), (8), (9) et (10). On trouve que a_1 vaut 0,41 avec une erreur d'estimation de 0,05. Ce paramètre est significatif puisque $t_{calculé}$ valant 9,93 est supérieure au t de Student qui est de 1,96, pour 364 degrés de liberté avec un risque de se tromper inférieur ou égale à 0,05. Un test d'adéquation basé sur la statistique de Box-Ljung a aussi été effectué. Au seuil de signification de 5%, on admet la validité de l'ajustement car Q_k qui vaut 13,6 est inférieure au quantile de 0,95 de la loi du khi-deux à 12 degrés de liberté. Il montre que le modèle AR(1) produit des résidus statistiquement indépendants.

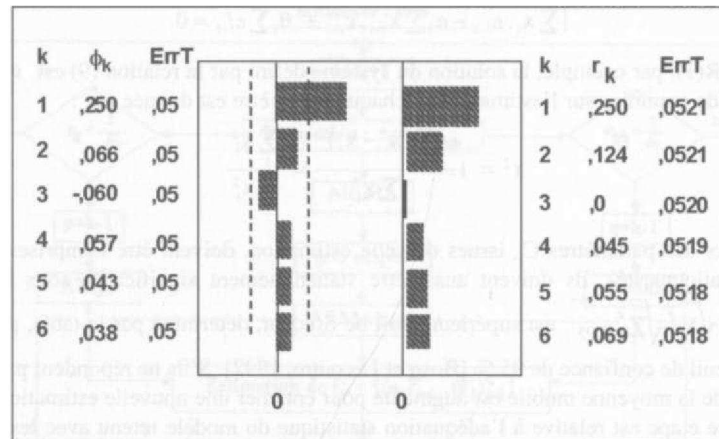


Figure 3 : Valeurs des coefficients d'autocorrélation (r_k) et d'autocorrélation partielle (ϕ_k) pour le modèle AR.

6. Application du modèle ARIMA

Le modèle AR(p) ne peut pas être appliqué aux données formant la série₂ car celles-ci sont de durée beaucoup plus courte que la journée et forment un processus aléatoire non stationnaire. La figure 4 montre que cette série présente une tendance linéaire. Une première différence appliquée sur la série₂ éliminera cette dernière.

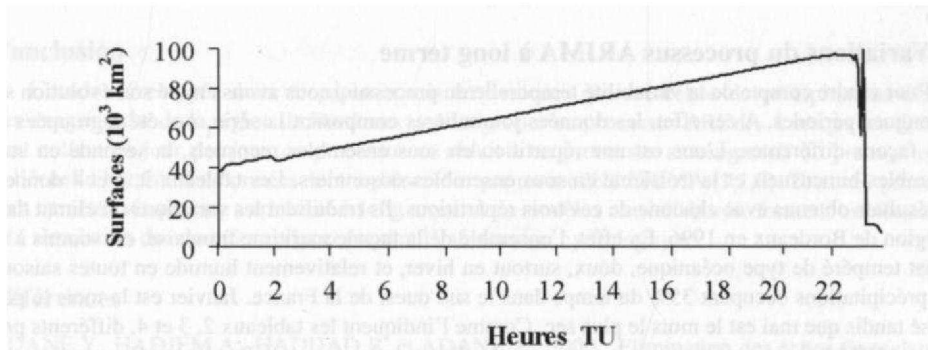


Figure 4 : Variations horaires des surfaces de précipitations pour la journée type du 21 juin 1996.

Dans ce cas, le modèle A R I M A semble se prêter mieux à la description d'un tel processus. Le programme décrit par la figure 2, permet aussi de calculer les paramètres du modèle ARIMA. Comme pour le modèle AR, les paramètres de ce modèle et leur nombre ont été déterminés en calculant les fonctions d'autocorrélation (FAC) et d'auto corrélation partielle (FACP). Les tracés de ces fonctions sont illustrés par la figure 5.

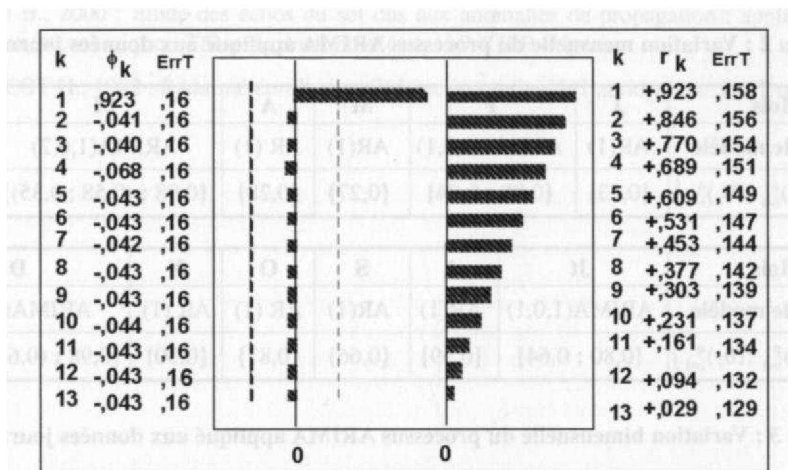


Figure 5 : Valeurs des coefficients d'autocorrélation (r_k) et d'autocorrélation partielle (ϕ_k) pour le modèle ARIMA.

On trouve que la série, composée de 288 observations est représentée convenablement par un modèle ARIMA(1,1,0) où le paramètre (a_1) a été obtenu avec une erreur-type de 0,05 et vaut 0,97. Les résultats de ce type de modélisation satisfont au test de Student et au test de Box-Ljung du point de vue des hypothèses et de l'adéquation (tableau 1).

Tableau 1 : Résultats des tests de significativité et d'adéquation pour le modèle ARIMA(1,1,0).

Type série	modèle	v = n-1	$\hat{a}_{calculé}$	tv; 0,05	$v^v = K-p$	QK	$5C^2v-0,05$
Série2	ARIMA(1,1,0)	287	18,03	1,96	12	5,00	21,00

7. Variations du processus ARIMA à long terme

Pour rendre compte de la variabilité temporelle du processus, nous avons étudié son évolution sur de longues périodes. A cet effet, les données journalières composant la série, ont été regroupées en trois façons différentes. L'une est une répartition en sous ensembles mensuels, la seconde en sous ensembles bimensuels et la troisième en sous ensembles saisonniers. Les tableaux 2, 3 et 4 donnent les résultats obtenus avec chacune de ces trois répartitions. Ils traduisent les variations du climat dans la région de Bordeaux en 1996. En effet, l'ensemble de la façade maritime française, est soumis à un climat tempéré de type océanique, doux, surtout en hiver, et relativement humide en toutes saisons. Les précipitations occupent 35% du temps dans le sud ouest de la France. Janvier est le mois le plus arrosé tandis que mai est le mois le plus sec. Comme l'indiquent les tableaux 2, 3 et 4, différents processus ARIMA représentent toutes les nuances de climat de la région de Bordeaux. Ces modèles ont été déterminés grâce au programme décrit par l'organigramme de la figure 2. D'après le tableau 2, les variations journalières des surfaces de précipitations observées en janvier, août, septembre et octobre, sont très bien décrites par un modèle AR(1). Pour le mois de juin, aucun processus n'a pu être identifié car les données sont en nombre réduit et se sont concentrées sur le 21 juin 1996, ce jour ayant été pris comme référence pour l'étude à l'échelle horaire. De même, aucun processus n'a été identifié pour la période mai - juin étant donné le manque d'échos de pluie (tableau 3). Le tableau 4 montre que la saison d'hiver est modélisée par un processus autorégressif du premier ordre et les autres saisons sont caractérisées par un processus ARIMA(1,0,1) à paramètres très élevés.

Tableau 2 : Variation mensuelle du processus ARIMA appliqué aux données journalières.

Mois	J	F	M	A	M	J
Type de modèle	AR(1)	ARIMA(1,0,1)	AR(1)	AR(1)	ARIMA(1,0,2)	
$C = \{(0, \dots, e, \dots)\}$	{0,73}	{0,98 ; 0,84}	{0,27}	{0,28}	{0,98 ; (0,58 ; 0,35)}	
Mois	Jt	A	S	O	N	D
Type de modèle	ARIMA(1,0,1)	AR(1)	AR(1)	AR(1)	AR(1)	ARIMA(1,0,2)
$c = \{k\} f = i - (\dots i) ? = \}$	{0,80 ; 0,64}	{0,59}	{0,66}	{0,87}	{0,30}	{0,98 ; (0,65 ; 0,26)}

Tableau 3 : Variation bimensuelle du processus ARIMA appliqué aux données journalières.

Deux mois	J-F	M-A	M-J	Jt-A	S-O	N-D
Type de modèle	AR(1)	ARIMA(2,0,2)	*	ARIMA(1,0,1)	AR(1)	ARIMA(1,0,1)
$C - fa > w \quad ; (e, \dots)^{\wedge}$	{0,71}	{(0,42 ; 0,58) ; (0,24 ; 0,58)}	*	{0,82 ; 0,58}	{0,54}	{0,98 ; 0,92}

Tableau 4 : Variation saisonnière du processus ARIMA appliqué aux données journalières.

Saison	printemps	été	automne	hiver
Type de modèle	ARIMA(1,0,1)	ARIMA(1,0,1)	ARIMA(1,0,1)	AR(1)
$C = \{a_i\} L \quad XQ^{\wedge} j$	{0,97 ; 0,86}	{0,79 ; 0,48}	{0,98 ; 0,91}	{0,64}

Conclusion

L'étude développée dans ce papier a mis en évidence que les échos de précipitations extraits des images radar de la région de Bordeaux, sont régis par un processus ARIMA. Lorsque les données sont collectées jour par jour, ce processus se réduit à un processus autorégressif du premier ordre.

A l'échelle horaire, les données sont représentées par un modèle ARIMA (1,1,0). Tous ces processus sont caractérisés par une variabilité à long terme. Les modèles ainsi élaborés, forment une base utile à la simulation des données radar contenant l'information hydrologique.

Références

- AD ANE Y., HADJEM A., HADDAD B. et AD ANE A., 2000 : Elimination des échos fixes dans les images radar utilisées pour l'observation météorologique. Proc. DAT 2000, Réghaia, Alger.
- B O S Q D. et L E C O U T R E J.P., 1992 : Analyse et prévision des séries chronologiques. Ed. Masson, Paris.
- BOX G.E.P. and JENKINS G.M., 1976 : Time séries analysis, forecasting and control. Ed. Holden Dey, San Francisco.
- D E V U Y S T P., 1972 : La météorologie : comprendre et interpréter. Ed. Eyrolles, Paris.
- H A D D A D B., 2000 : Etude des échos du sol dus aux anomalies de propagation : application aux radars météorologiques. Thèse de doctorat d'état, U.S.T.H.B-Algérie.
- SAUVAGEOT H., 1982 : Radarmétéorologie, télédétection active de l'atmosphère. Ed. Dunod, Paris.

ETUDE DE LA STATIONNARITÉ DU CHAMP DE PRÉCIPITATION SUR LA CÔTE SÉNÉGALAISE

A. NZEUKOU⁽¹⁾, H. SAUVAGEOT⁽²⁾, F. KEBE⁽³⁾, D. BADIANE⁽³⁾
et S.M. SALL⁽³⁾

*C Laboratoire des Etudes en Sciences Atmosphériques par Télédétection, Université de Dschang, IUT FV, BP 134
Bandjoun, Cameroun, nzeukou@ifrance.com*

*^{1,2,3} Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse III
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère Siméon Fongang, UCAD, ESP, BP 5085 Dakar, Sénégal*

Résumé

Nous avons étudié les caractéristiques de la structure du champ de pluie à partir des données du radar météorologique de Dakar-Yoff (Sénégal). Nous avons utilisé la méthode d'ajustement probabiliste (MAP) modifiée pour étalonner les données radar. Cette méthode nous a permis d'établir les coefficients qui caractérisent la relation Z-R en fonction de la distance par rapport au radar.

Pour caractériser les précipitations, nous avons utilisé l'intensité de pluie moyenne annuelle (μ_R) et l'écart-type moyen annuel (σ_R) de l'intensité de pluie R . Nous avons montré que les paramètres μ_R et σ_R sont chacun très homogènes dans notre zone d'étude réduite à une échelle locale. En intégrant les paramètres μ_R et σ_R dans l'espace, nous trouvons des résultats identiques à ceux de l'intégration par rapport au temps. Nous avons montré que la distribution de la densité de probabilité de l'intensité de pluie, caractérisée par les paramètres μ_R et σ_R , peut être représentée par une fonction log-normale. On montre que le champ de précipitation est stationnaire dans l'espace et dans le temps.

Abstract

We study the structural features of the field of rain starting from the data of the weather radar of DakarYoff (Senegal). We use the probability matching method modified to calibrate the radar. This method allows us to derive coefficients which characterize the Z-R relation according to the distance to the radar. To characterize precipitations, we use the intensity of annual average rain (μ_R) and the annual average standard deviation (σ_R) of the intensity of rain R . We show that both parameters μ_R and σ_R are very homogeneous in our area of study reduced to a local scale. By integrating the parameters μ_R and σ_R in space, we find results identical to those obtained by time-integration. We show that the distribution of the probability density of the intensity of rain, characterized by parameters μ_R and σ_R , can be represented by a log-normal function. We show that the fields of precipitation are stationary both in space and time.

Mots-clés : radar météorologique, ergodicité du champ de précipitation, méthode d'ajustement probabiliste.

Key words : meteorological radar, ergodicity, probability matching method

Introduction

Les radars météorologiques permettent d'observer la distribution de l'intensité de pluie avec une très bonne résolution spatio-temporelle. L'estimation de la précipitation, à partir des données radar, est faite avec une précision d'environ $\pm 30\%$ (Joss et Waldvogel, 1967). Pour améliorer cette précision, on associe aux données radar des mesures effectuées en quelques points au sol à l'aide d'instruments tels que pluviomètres, pluviographes et disdromètres. Les radars côtiers effectuent les mesures sur mer et sur terre dans les mêmes conditions et permettent ainsi de faire des comparaisons mer-terre précises puisque pour une telle comparaison, on utilise la précision relative au sein des mêmes distributions.

1. Zone d'étude

La zone (**figure 1a, 1b**) située à l'Est de la région de Dakar est plate sur une distance de plus de 500km (altitude au-dessous de 200m). Les lignes de côte forment un angle d'environ 120° à l'Ouest de Dakar.

Le radar est localisé à l'aéroport de Dakar-Yoff (14°34'N, 17°29'W, altitude 30m). Les caractéristiques techniques du radar et celles des données collectées sont indiquées dans les **tableaux 1 et**

2. Le radar de Dakar est un radar opérationnel affecté aux observations de l'ONM (Office National de la Météorologie) et de l'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne) ; toutefois, il est activé seulement durant la saison des pluies. L'acquisition des données a été assurée par l'équipe du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère Siméon Fongang de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, utilisant le système d'acquisition SANAGA (Système d'Acquisition Numérique pour l'Analyse des Grains Africains) (Sauvageot and Despaux, 1990).

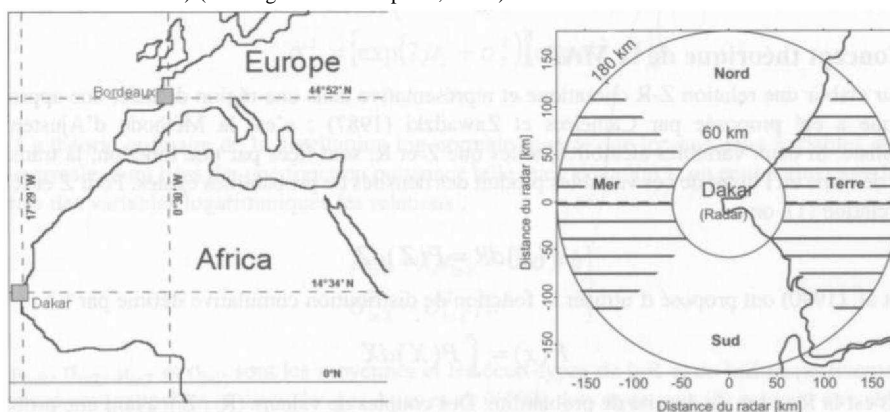


Figure 1.a : Localisation géographique de Dakar

Figure 1.b : Zone d'étude

Tableau 1 : Caractéristiques techniques du radar de Dakar.

Longueur d'onde (cm)	5.3
Puissance (kW)	250
Fréquence de répétition (Hz)	250
Durée d'impulsion (p.s)	3
Ouverture du faisceau (3 dB) (°)	1.3

Tableau 2 : Caractéristiques des données radar.

PPI signifie plan position indicator, (est l'angle d'élévation, r est la distance radar-cible, et Z est le facteur de réflectivité radar.

Période d'observation	Jul-Oct 1993-99
Mode d'enregistrement	PPI, $\alpha = 0.8^\circ$
Nombre de PPI	7407
Période d'échantillonnage	entre 10 et 20 min
Taille du pixel	1 x 1 km ²
Nbre de pas de codage de Z	256

2. Méthode d'Ajustement Probabiliste (MAP)

L'estimation de l'intensité de pluie R, au moyen des radars météorologiques, est usuellement faite, à l'aide de la relation semi-empirique entre R et la réflectivité Z suivante :

$$Z = aR^b \quad (1)$$

où a et b sont les coefficients qui dépendent principalement des facteurs climatiques du lieu géographique de mesure.

Certaines erreurs instrumentales propres au radar étant prises en compte dans les coefficients a et b, il est recommandé de déterminer pour chaque radar, une relation Z-R lorsque l'étalonnage électrique du radar n'est pas parfait. On doit aussi tenir compte de la variabilité du profil vertical de réflectivité, lequel décroît en général avec l'altitude. La méthode d'étalonnage que nous avons choisie, dite Méthode d'Ajustement Probabiliste, prend en compte la variabilité du profil vertical de réflectivité.

2.1. Concept théorique de la MAP

Pour établir une relation Z-R climatique et représentative dans une région donnée, une approche statistique a été proposée par Calheiros et Zawadzki (1987) : c'est la Méthode d'Ajustement Probabiliste. Si deux variables aléatoires, telles que Z et R, sont liées par une fonction, la transformation de l'une en l'autre de ces variables produit des densités de probabilités égales. Pour Z et R liés par la relation (1), on a :

$$(2) \quad P(R)dR = P(Z)dZ$$

Atlas et al. (1990) ont proposé d'utiliser la fonction de distribution cumulative définie par :

$$F(x) = \int_0^x P(X)dX \quad (3)$$

où P(X) est la fonction de densité de probabilité. Des couples de valeurs ($R_i ; Z_i$), ayant une probabilité identique C_i , sont obtenus par l'expression :

$$C_i = \int_0^{R_i} P(R)dR = \int_0^{Z_i} P(Z)dZ \quad (4)$$

Après avoir déterminé les couples ($R_i ; Z_i$), pour $C_i = 10, 20, \dots, 90\%$, on déduit une relation Z-R en faisant une régression linéaire sur ($\log(R_i) ; \log(Z_i)$).

2.2. Estimations des coefficients d'étalonnage

La distribution de probabilité de l'intensité de pluie R est convenablement représentée par une distribution log-normale (Kedem et al., 1990; Atlas et al., 1990; Sauvageot, 1994). D'après les propriétés de la loi de distribution log-normale (Aitchison and Brown, 1966), si P(R) est log-normale, on peut, compte tenu de l'équation (1), déduire que P(Z) suit également la loi de distribution log-normale.

On dit qu'une variable aléatoire X suit une distribution log-normale lorsque la variable transformée $Y = \ln(X)$ suit une distribution normale. La distribution log-normale, que nous réécrivons avec le paramètre X (pour clarification de ce qui suit) sous la forme :

$$P(X) = \frac{1}{\sqrt{2\pi X\sigma_Y}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln X - \mu_Y}{\sigma_Y} \right)^2 \right] \quad (5)$$

dépend de deux paramètres μ_Y et σ_Y qui sont la moyenne et l'écart-type de $\ln X$. Si l'on désigne par μ_X et σ_X la moyenne et l'écart-type de X , on a entre ces paramètres les relations :

$$\left. \begin{aligned} \mu_Y &= \ln \mu_X - \frac{1}{2} \ln \left(1 + \frac{\sigma_X^2}{\mu_X^2} \right) \\ \sigma_Y^2 &= \ln \left(1 + \frac{\sigma_X^2}{\mu_X^2} \right) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

et réciproquement :

$$\left. \begin{aligned} \mu_X &= \exp \left(\mu_Y + \frac{\sigma_Y^2}{2} \right) \\ \sigma_X^2 &= \left[\exp(2\mu_Y + \sigma_Y^2) \right] \left[\exp \sigma_Y^2 - 1 \right] \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

La théorie ordinaire de la distribution log-normale montre que lorsque deux variables aléatoires log-normales sont liées par une fonction puissance telle que l'équation 1, on peut écrire entre les paramètres des variables logarithmiques les relations :

$$\left. \begin{aligned} \mu_{\ln R} &= (\mu_{\ln Z} - \ln a) / b \\ \sigma_{\ln R}^2 &= \sigma_{\ln Z}^2 / b^2 \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

où $\mu_{\ln R}$, $\sigma_{\ln R}$, $\mu_{\ln Z}$ et $\sigma_{\ln Z}$ sont respectivement les moyennes et les écarts-types de $\ln R$ et de $\ln Z$ respectivement. Ces relations sont rappelées et discutées par Atlas et al. (1990). Les équations (8) peuvent être réécrites:

$$\left. \begin{aligned} \ln a &= \mu_{\ln Z} - b \mu_{\ln R} \\ b &= \sigma_{\ln Z} / \sigma_{\ln R} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Pour appliquer cette MAP modifiée, on utilise comme référence, pour l'ajustement probabiliste, la distribution $P(R)$ climatologiquement représentative, déterminée à partir de pluviogrammes à intensité ou disdromètres. On peut simplifier les équations les équations (9) avec la relation :

$$\sigma_R^2 = 5 \mu_R^2 \quad (10)$$

qui a été établie par Sauvageot (1994) avec un coefficient de corrélation de 0.99. En portant l'équation (10) dans (8) on trouve que :

$$\sigma_{\ln R}^2 = \ln 6 \approx 1,8 \quad (H)$$

Avec les équations (10) ou (11), les relations (9) peuvent être réécrites

$$\left. \begin{aligned} \ln a &= \mu_{\ln Z} - 0,75 \mu_{\ln R} \sigma_{\ln Z} \\ b &= 0,75 \sigma_{\ln Z} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

Les équations (12) montrent que si l'on connaît la valeur climatologique de $\mu_{\ln R}$, il suffit de déterminer $\mu_{\ln Z}$ et $\sigma_{\ln Z}$ à partir des observations radar pour calculer les valeurs ajustées de a et b .

Les instruments de mesure utilisés, que sont le radar et le disdromètre, n'étant pas infiniment sensibles, ils ne permettent pas d'obtenir directement les paramètres u_{lnZ} et $r_{j_{lnZ}}$; on devra tenir compte de la troncature de l'échantillon de données du côté des faibles valeurs.

2.3. Estimation des paramètres u_{lnZ} et σ_{lnZ} sur une distribution tronquée

Lorsque l'on établit une statistique $P(Z)$ à partir des pixels radar, on est confronté à un problème de troncature à gauche de la distribution observée. La méthode de correction de cette troncature, basée sur la méthode du maximum de vraisemblance, est discutée par Aitchison and Brown (1966); Crow and Shimizu (1988); Cohen (1959); Cohen (1991) et Hong et al. (1997). On montre que l'on peut

$$\mu_{lnZ} = m - \theta(\alpha)[m - v] \quad (13)$$

$$\sigma_{lnZ}^2 = s^2 - \theta(\alpha)[m - v]^2 \quad (14)$$

où $v = \ln(Z_{min})$ est le seuil de troncature, m et s^2 désignant respectivement la moyenne et la variance estimées de la variable $\ln(Z)$ telles que :

$$m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln Z_i \quad (15)$$

$$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\ln Z_i - m]^2 \quad (16)$$

Les valeurs de la fonction auxiliaire $\theta(\alpha)$ ont été tabulées par Cohen (1959).

2.4. Application de la MAP aux données radars de Dakar

La MAP modifiée nous permet de calculer très simplement les coefficients "a" et "b" de la relation Z-R (1) uniquement à partir des paramètres u_{lnR} , u_{lnZ} (équation 12). La particularité de notre zone d'étude est d'être une zone côtière : cela nous conduit à étudier de façon distincte la variation des paramètres u_{lnR} , u_{lnZ} et $r_{j_{lnZ}}$ dans les zones terrestre et océanique.

Sur les figures 2 et 3, nous avons représenté l'évolution des paramètres u_{lnZ} et σ_{lnZ} en fonction de la distance r par rapport au radar. Compte tenu de la présence des échos de sol, seules les valeurs contenues dans les pixels situés à des distances au moins supérieures à 60 km du radar ont été retenues. Nous constatons que les paramètres u_{lnZ} et $r_{j_{lnZ}}$ sont influencés par la distance.

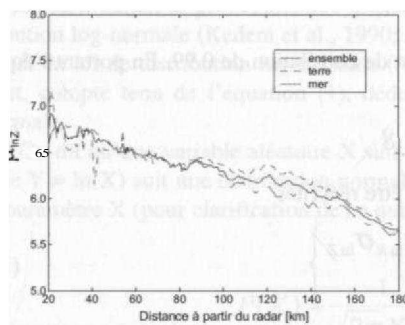


Figure 2. : Comparaison des variations du paramètre u_{lnZ} en fonction de la distance sur terre, sur mer et pour l'ensemble terre-mer sans distinction.

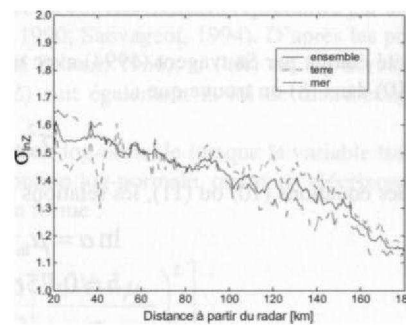


Figure 3. : Comparaison des variations du paramètre σ_{lnZ} en fonction de la distance sur terre, sur mer et pour l'ensemble terre-mer sans distinction.

A partir des mesures d'intensités de pluie R , effectuées à l'aide de disdromètres, on montre que les distributions de probabilité $P(R)$ sont convenablement paramétrisées par la distribution log-normale. Ce qui veut dire que pour l'ensemble des valeurs des intensités de pluie observées, nous avons uniquement besoin de deux paramètres $u_{\ln R}$ et $\sigma_{\ln R}$ représentant respectivement la moyenne et l'écart-type de la variable $\ln R$. D'après Sauvageot (1994), compte tenu de la relation linéaire existante entre la moyenne et l'écart-type de R , le paramètre $\sigma_{\ln R}$ est constant quelle que soit la latitude à laquelle on se trouve. Par conséquent, seul le paramètre $u_{\ln R}$ est à déterminer avec les équations 6 et 10. La valeur de $u_{\ln R}$ trouvée est :

$$P-L,R = 0,73 \quad (17)$$

Cette valeur a été déterminée dans la zone terrestre. Toutefois, nous allons supposer qu'elle est également représentative dans l'ensemble de la zone côtière, ceci parce que les paramètres $u_{\ln Z}$ et $\sigma_{\ln Z}$ ont des valeurs presque identiques dans la zone terrestre et océanique (figures 2 et 3).

Les diverses expressions des coefficients d'étalonnage " a " et " b " de la relation Z-R (équation 1) ont été regroupées dans le **tableau 3**.

Tableau 3 : Coefficients de la relation Z-R obtenus à partir de la Méthode d'Ajustement Probabiliste et utilisés pour obtenir les champs d'intensité de pluie. Ici, r est la distance radar-cible (km).

Coefficient linéaire $a = 383e - 0.0043 r$
Coefficient exponentiel $b = 1.24 - 0.0017 r$

3. Stationnante du champ de précipitation 3.1.

Fonction de densité de probabilité P(R)

La fonction de densité de probabilité $P(R)$ pour l'intensité de pluie $R > 0$, est présentée sur la figure 4. Ces courbes montrent que, pour toutes les valeurs de R plus grandes que le mode de $P(R)$, la fréquence est plus faible sur la mer que sur la terre; c'est bien sur l'inverse pour les valeurs plus faibles que le mode. Tout cela suggère l'existence d'une convection légèrement plus homogène sur la mer. Les distributions $P(R)$ du nord et du sud coïncident presque exactement malgré le fort gradient de la hauteur de pluie H .

La figure 4 montre que $P(R)$ est compatible avec une distribution log-normale, comme généralement accepté (Atlas et al., 1990; Kedem et al., 1990 et Sauvageot, 1994). La figure 4 montre aussi la troncature à gauche de la distribution observée, qui correspond à l'intensité minimale de pluie détectable par radar. Le **tableau 4** donne les valeurs de la moyenne et de l'écart-type de R calculées directement sur les observations (notées $\langle R \rangle$ et $\langle o_{uR} \rangle$ où l'indice U vaut pour non corrigé) et les valeurs corrigées de la troncature (notées $\langle u_R \rangle$ et $\langle o_R \rangle$). Les valeurs corrigées sont seulement de 14% inférieures à celles observées dans les quatre zones délimitées.

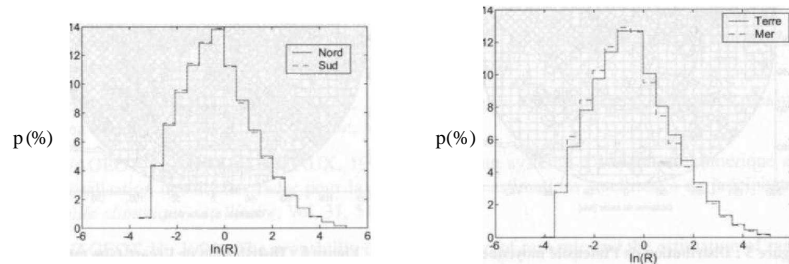


Figure 4. : Distribution de la densité de probabilité de l'intensité de pluie.

Tableau 4 : Valeurs moyennes des paramètres de précipitation observées dans les quatre domaines suivants : mer, terre, nord et sud comme indiqués sur la figure 1.

	$\langle R \rangle$ (mmh ⁻¹)	$\langle C \rangle_{UR}$ (mmh ⁻¹)	$\langle I R \rangle$ (mmh ⁻¹)	$\langle C_{7R} \rangle$ (mmh ⁻¹)
Mer	5.58	10.36	4.80	11.61
Terre	6.02	10.85	5.35	11.88
Nord	6.06	10.61	5.18	11.41
Sud	5.98	10.57	5.03	11.33

Le symbole $\langle \rangle$ indique la moyenne dans un domaine. Les paramètres moyennes dans les domaines sont R : intensité de pluie observée sans correction de la troncature, $r_{j_{UR}}$: écart-type de R sans correction de la troncature, u_{R} : intensité moyenne de pluie corrigée, et $r_{j_{R}}$: écart-type corrigé de R .

L'intensité moyenne de pluie $\langle u_{R} \rangle$ pour les quatre zones est en moyenne de 5.09 mm.h⁻¹. Cette valeur est parfaitement compatible avec la valeur de $\langle u_{R} \rangle$ trouvée en Afrique Sahélienne (5.14 mm.h⁻¹) par Sauvageot (1994). La dispersion des valeurs de $\langle u_{R} \rangle$ dans le tableau 4 est aussi plutôt petite.

3.2. Distribution des paramètres de P(R)

La distribution de l'intensité de pluie moyenne corrigée $P(R)$ est présentée sur la figure 5. Les moyennes de $P(R)$ sont 4,80 et 5,35 mm.h⁻¹ pour la mer et la terre respectivement. Les valeurs du nord et sud sont de 5,18 et 5,03 mm.h⁻¹ respectivement. La moyenne globale est de 5,09 mm.h⁻¹. Dans l'ensemble, on observe que u_{R} est presque constant avec des valeurs légèrement plus faibles sur l'océan.

Dans le quart nord-ouest, sur la mer, de fortes valeurs de u_{R} , supérieures à 10 mm.h⁻¹, sont observées. Un examen attentif des données montre que ces fortes valeurs de u_{R} sont associées à un petit nombre d'événements dans lesquels, contrairement à ce qui est observé dans la plupart des cas, les lignes de grains ne se désagrègent pas au-dessus de la mer mais se renforcent, sans doute sous l'effet d'un processus de cyclogénèse.

La distribution de l'écart-type de R corrigé $r_{j_{R}}$ est présentée sur la figure 6 et les valeurs moyennes de $\langle r_{j_{R}} \rangle$ sont données dans le tableau 4. Sur la distribution de $r_{j_{R}}$, il apparaît que $r_{j_{R}}$ est légèrement plus faible sur mer que terre, avec une différence d'environ 3%. Il n'y pas de différence entre le nord et le sud. La stabilité de $\langle u_{R} \rangle$ et $\langle r_{j_{R}} \rangle$ dans l'espace et dans le temps nous conduit à affirmer que le champ de précipitation est stationnaire.

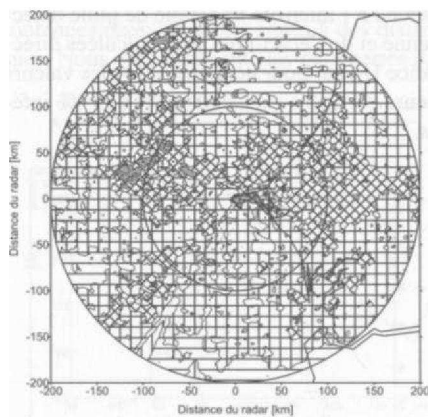


Figure 5 : Distribution de l'intensité moyenne annuelle de pluie.

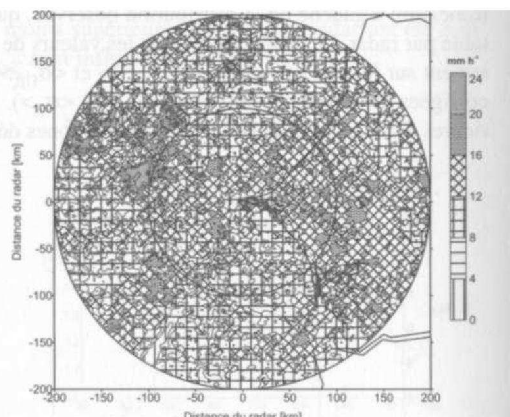


Figure 6 : Distribution de l'écart-type moyen annuel de l'intensité de pluie.

Conclusion

Nous avons utilisé la méthode d'ajustement probabiliste modifiée pour étalonner les données radar. Pour caractériser les précipitations, nous avons utilisé l'intensité moyenne de pluie (u_k) et l'écart-type sur l'intensité de pluie (σ_k). Nous avons montré que u_k est supérieure de 11% sur la terre par rapport à la mer. Ce résultat est compatible avec une convection moins vigoureuse sur mer que terre. Les valeurs maximales de u_k observées sur la mer sont inférieures à celles observées sur la terre. L'écart-type de l'intensité de pluie est aussi très homogène.

La distribution de la densité de probabilité de l'intensité de pluie est bien représentée par une fonction log-normale, laquelle est déterminée par deux paramètres, la moyenne u_k et l'écart-type σ_k . La stabilité de u_k et σ_k à travers les champs de précipitation laisse supposer la même stabilité pour la distribution de la fonction de densité de probabilité $P(R)$. On montre que les champs de précipitation étudiés sont stationnaires dans l'espace et le temps. Cette propriété n'a jamais été discutée auparavant. Cette propriété justifie la validité de $P(R)$ comme paramètre caractéristique représentatif du champ de précipitation.

Remerciements

Les auteurs sont reconnaissants envers tous ceux qui ont contribué à la collecte des données utilisées dans cette étude, particulièrement l'équipe du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère Siméon Fongang de Dakar au Sénégal.

Bibliographie

- AITCHISON, J., and J. A. C. BROWN, 1966 : *The lognormal distribution*, Cambridge University Press.
- ATLAS, D., D. ROSENFELD, and D. A. SHORT, 1990 : The estimation of convective rainfall by area integrals, 1, the theoretical and empirical basis, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, 2153-2160.
- CALHEIROS, R. V., and I. ZAWADZKI, 1987 : Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 26, 118-132.
- C OHEN, A. C., 1959 : Simplified estimators for the normal distribution when samples are singly censored or truncated, *Technometrics*, Vol. 1, 217-237.
- COHEN, A. C., 1991 : *Truncated and censored samples : theory and applications*, Marcel Dekker ed..
- CROW, E. L. and K. SHIMIZU, 1988 : *Lognormal distributions*. Marcel Dekker edition.
- HONG, Y, T. T. WILHEIT, and A. G. PIERSOL, 1987 : Estimation of monthly rainfall over oceans from truncated rain-rate samples: application to SSM/I data. *J. Atmos. and Ocea. Techn.*, vol. 14, 1012-1022.
- JOSS, J., and A. WALDVOGEL, 1967 : Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, 68, 240-246.
- KEDEM, B., L. S. CHIU, and Z. KARNI, 1990 : An analysis of the threshold method for measuring area-average rainfall, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 29, 3-20.
- SAUVAGEOT, H., and G. DESPAUX, 1990 : Sanaga, un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitations, *Veille climatique satellitaire*, Vol. 31, 51-55.
- SAUVAGEOT, H., 1994 : The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 33, 1255-1262.

EVOLUTION DES TEMPERATURES MINIMALES DANS LES ALPES DU NORD DEPUIS 1960

D. DUMAS ET C. ATUNES

Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine
14 bis avenue Marie Reynoard, 38 100 Grenoble
E-mail : dominique.dumas@ujf-grenoble.fr

Résumé

L'évolution des températures dans les Alpes du Nord françaises est approchée par l'étude des températures minimales moyennes. Pour chaque mois, deux termes synthétiques sont calculés à partir d'une centaine de postes : un gradient et une température réduite au niveau de la mer. A l'échelle annuelle, la répartition différente de ces valeurs selon la saison montre bien la complexité de la relation entre la température et l'altitude. A une échelle pluriannuelle, les modifications observées de ces valeurs permettent de décrire un peu mieux les changements climatiques opérés dans cette région au cours de ces dernières décennies.

Abstract

The evolution of the temperatures in the French Northern Alps is investigated through the mean minimum temperatures. For every month, two synthetic terms are calculated from around one hundred stations : a gradient and a reduced temperature value at sea level. On an annual scale, the various seasonal distribution patterns show the complexity of the relation between temperature and altitude. At a pluriannual scale, the observed modifications of the values allow a better description of the climatic changes that occurred in his region during the last decades.

Mots-clés : Températures minimales, réchauffement climatique, Alpes du Nord.

Keywords : minimum temperatures, global change, French Northern Alps.

Introduction

Saisir l'évolution des températures, sur une période de quarante ans, dans un secteur de haute montagne, n'est pas simple. Il convient d'essayer d'extraire de ces informations une logique générale, voire une tendance significative. Dans cette optique, cette étude propose de calculer, dans les Alpes du Nord, les gradients thermiques et les températures minimales réduites au niveau de la mer. En effet, ces deux valeurs caractérisent et synthétisent assez bien l'évolution thermique des minima. Ainsi, la température réduite permet d'évaluer relativement facilement une température moyenne de cette région puis surtout de suivre ses variations sur quarante ans (de 1960 à 2001). La connaissance des gradients permet de mieux définir, sur ce secteur, la diminution des températures avec l'altitude.

L'examen de ces valeurs permet de dégager distinctement l'évolution des conditions thermiques au cours des dernières décennies et de mieux comprendre, voire de définir, les modifications climatiques s'opérant actuellement au sein des vallées alpines. Signalons que de nombreux indices et marqueurs environnementaux semblent corroborer, pour ces dernières années, une tendance au réchauffement : végétalisation des cônes d'éboulis (*in* Messerli et Ives, 1999 ; Demangeot, 2003), modification des volumes englacés (Barry, 1990 ; Rebetez *et al.*, 1997 ; Maisch, 2000), diminution de la couverture nivale (Baeriswyl *et al.* 1997).

1. Les données utilisées

L'étude est conduite sur les Alpes du Nord à partir de stations situées dans les départements de l'Isère, la Savoie et la Haute-Savoie. Ce réseau a été complété par quatre postes placés en altitude dans

les Hautes-Alpes. Ces limites répondent à la fois au souci de se placer dans une zone relativement homogène sur un plan climatique, mais également assez étendue afin de retrouver une variété de situations topographiques et un nombre suffisamment élevé de postes de mesure.

Sur ce secteur, plus de 150 postes de mesure Météo France ont été sélectionnés. Dans un premier temps, différents critères nous ont amené à réduire ce jeu de stations : période de mesure inférieure à 8 ans, lacunes importantes, dérives multiples. Les lacunes ont été comblées, puis les séries ont été vérifiées au pas de temps mensuel en utilisant la méthode du cumul des résidus (Bois, 1971). La détection d'une dérive éventuelle a été améliorée en désaisonnant les températures. Pour ce faire, les données ont été standardisées, c'est-à-dire centrées avec la moyenne puis réduites avec l'écart type des valeurs mensuelles. Ce travail de contrôle a permis de détecter l'hétérogénéité de plusieurs séries puis de les corriger (tableau 1). Il faut noter que l'impact de cette correction sur les résultats finaux reste relativement modeste dans la mesure où les séries les plus hétérogènes ont été rapidement écartées de cette étude.

Finalement, 109 stations ont été retenues sur la période 1960-2001. Les postes sélectionnés se caractérisent ainsi par des altitudes, des expositions et des contextes topographiques extrêmement variés. Les altitudes sont comprises entre 134 m (Sablons) et 2800 m pour la station la plus haute (St-Martin-de-Belleville), mais 96 % des stations sont situées au-dessous de 2000 m d'altitude et 14% seulement se placent dans la tranche altitudinale 1500-2000 m.

L'étude porte exclusivement sur les températures minimales. Elle sera ultérieurement complétée par une analyse intégrant les températures maximales. Des modèles de régression linéaire ont été établis entre les altitudes et les températures moyennes mensuelles et annuelles (figure 1). La validité de ces relations a été vérifiée à l'aide de quatre tests portant sur la part de la variance expliquée (test de Bravais-Pearson, test de Fisher-Snédecor) et sur les coefficients de la droite (tests sur t). Pour tous ces tests, un seuil de significativité à 1% a été fixé.

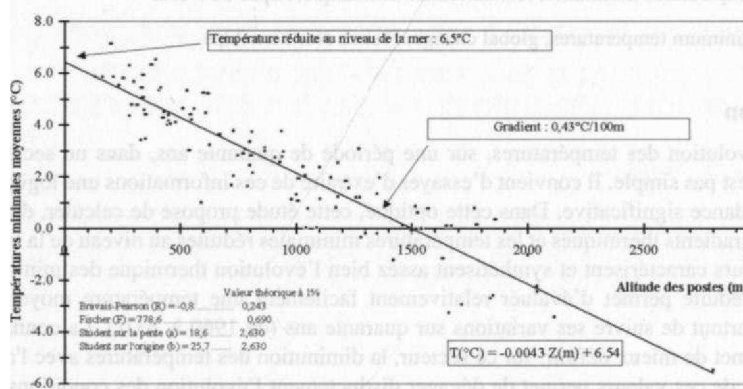


Figure 1 : Décroissance de la température minimale en fonction de l'altitude en 1973, dans les Alpes du Nord.

Pour chaque année, le travail est reconduit afin d'obtenir 42 gradients et 42 températures réduites au niveau de la mer. Ces valeurs nous semblent pertinentes et représentatives, sous réserve que les relations soient vérifiées puis validées par les quatre tests. Par ailleurs, le seuil de significativité, fixé à 1%, garantit une certaine robustesse des liaisons. Les mois ou les années dont la relation n'est donc pas hautement significative ont été rejetés.

Il sera utile par la suite d'affiner ce travail en dissociant les influences orographiques sur les relevés des températures. En effet, les études antérieures ont bien montré la complexité de la relation entre la température et le relief (Saintignon, 1976 ; Douguédroit et Saintignon, 1984 ; Paul, 1977 et

1997). Il est aujourd'hui bien connu que l'altitude n'est pas le seul facteur explicatif dans la répartition spatio-temporelle des températures, des effets locaux pouvant également influencer très fortement cette composante.

Néanmoins, à l'échelle mensuelle, ces études montrent souvent pour les minima une grande similitude entre les droites représentatives des fonds de vallées, des adrets et des ubacs (Douguédroit, 1980 ; Douguédroit et Saintignon, 1984). Il est certain que la prise en compte de ces critères topographiques engendre une variance résiduelle plus faible dans un modèle de régression linéaire multiple et favorise donc une plus grande fiabilité statistique des valeurs calculées. En revanche, sur une région montagneuse, une étude dissociant les sites topographiques rend les synthèses plus délicates et une compréhension des tendances plus difficile.

Tableau 1 : Liste des stations homogénéisées.

(les moyennes et les écarts-types sont calculés pour la période 1960 à 2001, à titre indicatif)

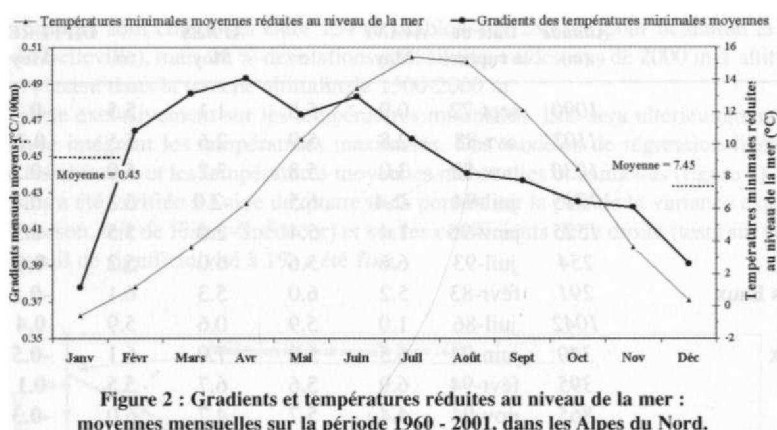
Stations	Altitude (m)	Date de la rupture	Homogénéisation des données					
			AVANT		APRES		DIFFERENCE	
			Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ
Autrans	1090	sept-72	0.9	5.6	1.1	5.5	-0.2	0.0
Avrieux	1102	avr-88	2.8	5.9	2.6	5.5	0.2	0.3
Beaufort	1030	nov-88	3.0	5.8	3.2	5.9	-0.3	-0.1
Bessans	1715	juil-94	-2.4	6.5	-2.0	6.3	-0.4	0.2
Besse	1525	janv-95	1.4	5.4	2.0	5.5	-0.5	-0.1
Bourgoin	254	juil-93	6.6	5.6	6.0	5.2	0.6	0.4
Challes les Eaux	291	févr-83	5.2	6.0	5.3	6.1	-0.1	-0.1
Chamonix	1042	juil-86	1.0	5.9	0.6	5.9	0.4	0.0
Chindrieux	340	juin-94	6.5	5.8	7.0	6.1	-0.5	-0.3
Evian	395	févr-94	6.9	5.6	6.7	5.5	0.1	0.1
La Mure	865	nov-94	4.4	5.7	4.7	6.0	-0.3	-0.3
Meythet	458	mai-92	4.5	5.7	4.7	5.9	-0.2	-0.2
Pralognan-la-Vanoise	1420	oct-93	0.5	5.8	0.7	5.8	-0.3	0.0
Rumilly	345	avr-73	4.8	5.8	5.1	5.9	-0.3	-0.1
Sablons	134	juin-94	6.9	5.2	7.1	5.3	-0.2	-0.1
Saint-Martin-d'Hères	212	janv-69	6.4	5.9	6.3	5.7	0.2	0.1
Samoëns	749	mai-94	2.9	5.8	3.0	5.7	-0.1	0.1
Termignon	1280	mars-62	0.6	5.7	0.6	5.7	0.0	0.0
Thones	626	sept-91	4.0	5.9	3.9	5.8	0.1	0.1
Ugine	425	juin-88	4.9	6.0	5.2	6.2	-0.3	-0.3
Usinens	417	mars-91	6.0	5.6	5.9	5.5	0.1	0.1
Vallorcine	1300	janv-93	0.3	5.8	0.1	5.7	0.2	0.1
Verrens-Arvey	530	juin-95	4.8	5.7	4.6	5.6	0.2	0.2
Villard	1050	mai-80	1.9	5.4	1.5	5.3	0.4	0.1

2. Résultats

L'étude statistique des températures minimales mensuelles et annuelles permet de décrire précisément l'évolution saisonnière de la décroissance des températures et fait ressortir des modifications significatives au cours des quatre dernières décennies du XX^{ème} siècle.

2.1. Evolution au cours d'une année des gradients et des températures réduites

L'évolution saisonnière est appréhendée à partir de la moyenne des 42 valeurs obtenues mensuellement sur la période 1960-2001. On peut ainsi déduire une dynamique annuelle caractéristique dans les Alpes du Nord (figure 2). Dans ce secteur, au niveau de la mer, l'amplitude thermique annuelle serait de 16,0 °C et la température minimale annuelle atteindrait 7,5°C. Si les températures réduites suivent les variations générales du climat, les gradients montrent en revanche un cycle décalé et nettement asymétrique, avec une croissance très rapide en début d'année puis une diminution plus lente en fin d'année. Aussi, le gradient annuel moyen de 0,45°C masque une forte variabilité mensuelle. On retrouve une évolution déjà décrite dans les grandes lignes avec des gradients souvent plus réduits en période hivernale et plus élevés au printemps. Ce cycle saisonnier s'explique notamment par une occurrence plus grande des inversions thermiques en saison froide, mais aussi probablement par un caractère particulièrement instable de l'atmosphère au printemps qui favorise un brassage vertical plus actif (Paul, 1977).



Sur une année, les gradients fluctuent de 0,38°C en janvier à 0,49°C en avril. Ils demeurent sur l'ensemble de l'année plus faibles que ceux observés dans les Alpes du Sud sur la période 1959-1978 où, sur les adrets et dans les fonds de vallée, le gradient des températures minimales varie respectivement entre 0,51-0,57 et 0,53-0,63 (Douguédroit et Saintignon, 1981). Dans les Alpes du Nord, on peut penser que les minima moins élevés favorisent une humidité relative plus forte sur l'ensemble d'une année, et donc une décroissance un peu plus faible des températures avec l'altitude.

2.2. Evolution sur la période 1960-2001

Les gradients moyens annuels des températures minimales présentent, sur la période étudiée, une forte variabilité interannuelle avec des décroissances oscillant entre 0,39 à 0,49°C/100 m (figure 3). Il ne semble pas apparaître, sur ces quarante ans, une évolution particulière et significative. Par ailleurs, l'intensité de ces gradients est statistiquement indépendante des températures minimales réduites la même année.

Si les gradients annuels, et même mensuels, ne montrent pas une évolution évidente ces dernières décennies, il est en revanche plus facile de déceler une tendance significative sur les températures minimales réduites au niveau de la mer. A l'échelle annuelle, une hausse sensible et significative de ces valeurs s'est progressivement opérée (figure 4). Entre le début et la fin de la période d'étude, la différence thermique, en faveur d'un réchauffement, est de l'ordre de 1,5°C.

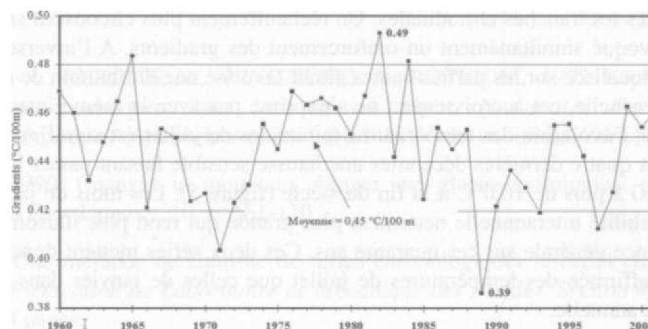


Figure 3 : Evolution des gradients des températures minimales annuelles (1960-2001).

Cette hausse dépasse les valeurs généralement proposées sur l'ensemble du XX^e siècle (IPCC, 2001) ; à partir des données de Jones *et al.* (2003), pour la période 1960-2001, l'augmentation des températures moyennes de l'hémisphère Nord est de 0,56°C (Jones *et al.*, 1986 ; Jones et Moberg, 2003). Il convient naturellement de rester prudent dans la mesure où ces relations sont observées à partir de stations situées dans des contextes topographiques variés. Néanmoins, même si cet accroissement peut être atténué ou modulé en fonction des stations retenues, la remontée des températures minimales dans cette région, depuis quarante ans, semble difficilement contestable. En outre, sur la période étudiée, l'évolution des minima concorde assez bien avec celle des températures moyennes calculées sur l'ensemble de l'hémisphère Nord (figure 4).

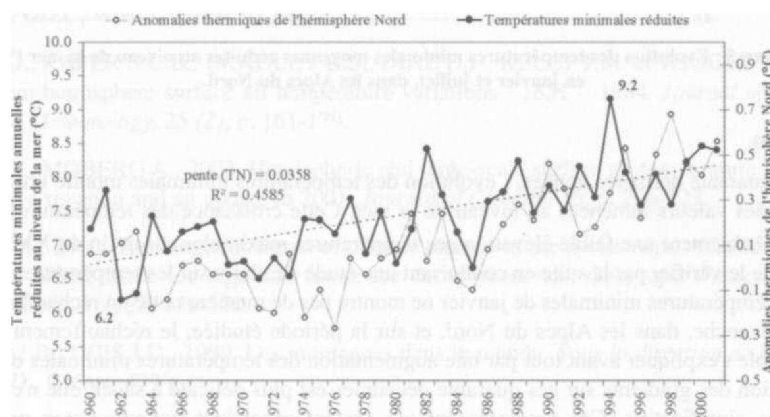


Figure 4 : Evolution de la température minimale annuelle réduite au niveau de la mer pour les Alpes du Nord (1960-2001) et anomalies de la température de l'hémisphère Nord par rapport à la moyenne de la période 1950-1979 (Jones et Moberg, 2003).

Par ailleurs, la figure 4 confirme indirectement le poids important des températures minimales dans l'évolution climatique générale de ces régions. En effet, à supposer que les températures maximales n'aient pas changé corrélativement, cette élévation expliquerait, à elle-seule, une hausse des températures moyenne d'environ 0,75 °C en 40 ans.

Dans le détail, la relative stabilité des gradients annuels au cours de ces quatre dernières décennies témoigne du fait que la hausse des températures minimales s'opère d'une manière relativement

homogène sur toutes les tranches altitudinales. Un réchauffement plus circonscrit sur les régions peu élevées aurait provoqué simultanément un renforcement des gradients. A l'inverse, une hausse des températures plus localisée sur les parties hautes aurait favorisé une diminution de ces gradients.

A l'échelle mensuelle, cet accroissement ne s'exprime pas avec la même intensité. Ainsi sur la période 1960-2001, l'évolution des températures minimales de juillet est significativement positive. Elle montre sur ces quatre dernières décennies une hausse sensible faisant passer les valeurs d'environ 14,5°C en 1960 à plus de 16,0°C à la fin du siècle (figure 5). Les mois de janvier montrent en revanche une variabilité interannuelle nettement plus grande qui rend plus illusoire la mise en évidence d'une tendance générale sur ces quarante ans. Ces deux séries mettent donc en évidence une contribution plus affirmée des températures de juillet que celles de janvier dans le réchauffement observé à l'échelle annuelle.

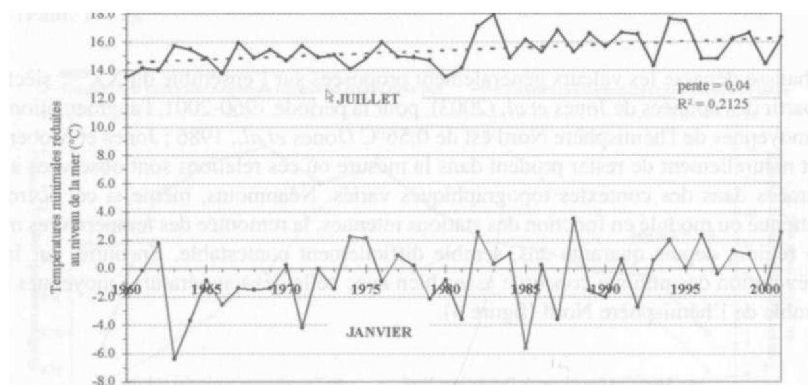


Figure 5 : Evolution des températures minimales moyennes réduites au niveau de la mer (°C) en janvier et juillet, dans les Alpes du Nord.

Conclusion

Sur ces quarante dernières années, l'évolution des températures minimales montre une hausse non négligeable des valeurs ramenées au niveau de la mer. Cette croissance des températures minimales implique probablement une faible élévation des températures maximales sur la fin du XX^e siècle. Il conviendra de le vérifier par la suite en conduisant une étude similaire sur les températures maximales. L'étude des températures minimales de janvier ne montre pas de manière nette un réchauffement significatif. En revanche, dans les Alpes du Nord, et sur la période étudiée, le réchauffement annuel des minima semble s'expliquer avant tout par une augmentation des températures minimales de juillet.

L'évolution des gradients sur ces quarante décennies est plus délicate à saisir, elle n'est d'ailleurs peut-être pas significative. Ces gradients annuels restent cependant toujours assez proche de la moyenne (0,457/100m) et fluctuent assez peu au cours de ces quarante années (plus de 80% des valeurs sont inscrites entre 0,42 et 0,47°/100m). La variation saisonnière de ces valeurs est en revanche plus aisée à comprendre. Les gradients faibles en hiver et plus forts en été, montrent clairement l'influence des inversions thermiques hivernales sur les minima. Cette observation n'est pas nouvelle mais permet indirectement de valider pour partie ces résultats. En effet, une variation saisonnière chaotique des gradients aurait été plus difficile à comprendre, si ce n'est peut-être par l'intégration de séries thermiques non homogènes dans les calculs.

Remerciements : Nous tenons à remercier P. Bois (Professeur à l'Université Joseph Fourier) pour ses conseils, et M.F. de Saintignon (CNRS - E.R.30) pour nous avoir transmis une partie des données utilisées dans ce travail.

Bibliographie

- BAERISWYL P.-A., REBETEZ M., WINISTÔFER A., ROTEN M., 1997. Répartition spatiale des modifications climatiques dans le domaine alpin. *Nationales Forschungsprogramm "Klimaänderungen und Naturkatastrophen"* (NFP 31), Schlussbericht. Zurich, V D F 240 pages.
- BARRY R.G., 1990. Changes in mountain climate and glacio-hydrological responses. *Mountain Research and Development*, 10, p. 161-170.
- BOIS P., 1971. Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. *Publication du Laboratoire de Mécanique des Fluides. Section hydrologie. Univ. de Grenoble*. 53 pages.
- DEMANGEOT J., 2003. Les milieux "naturels" du globe. 9ème édition, A. Colin, coll. U, série Géographie, 364 pages.
- DOUGUEDROIT A., 1980. Les topoclimats de la Haute-Vésubie (Alpes-Maritimes, France). *Méditerranée*, n°4, p. 3-11.
- DOUGUEDROIT A., SAINTIGNON (DE) M.-F., 1981. Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes françaises du Sud et en Provence (séries 1959-1978). *in Eaux et Climats. Mélanges offerts à Ch. P. Péguy, Grenoble E.R.30*, p. 179-194.
- DOUGUEDROIT A., SAINTIGNON (DE) M.-F., 1984. Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Rev. de Géogr. Alpine, LXXII*, p. 225-240.
- IPCC, 2001. Bilan 2001 des changements climatiques : les éléments scientifiques. *Rapport d'évaluation du GIEC*, W M O, UNEP, 97 pages.
- JONES P.D., RAPER S.C.B., BRADLEY R.S., DIAZ H.F, KELLY P.M. et WIGLEY T.M.L., 1986. Northern hemisphere surface air temperature variations : 1851 - 1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25 (2), p. 161-179.
- JONES P.D., MOBERG A., 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16, p. 206-223.
- MAISCH M., 2000. The longterm signal of climate change in the Swiss Alps : Glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 23, 139-151.
- MESSERLI B., IVES J.D., 1999. Les montagnes dans le monde. *Sous la direction de Messerli B. et Ives J.D.*, Glénat, 479 p.
- PAUL P., 1977. La décroissance de la température avec l'altitude dans les Vosges et la Forêt Noire. Aspects locaux et régionaux. *Rev. de Géogr. de Strasbourg*, n°4, 55-67.
- PAUL, P., 1997. Topoclimat dans le domaine tempéré semi-océanique. In *Le Climat, l'Eau et les Hommes* (V. Dubreuil et J.-P. Marchand, dir.). Ed. Presses Univ. Rennes, p. 197-226.
- REBETEZ M., LUGON R., BAERISWYL P.-A., 1997. Climatic change and debris flows in high mountain regions : the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic Change* 36 (3-4) p. 371-389.
- SAINTIGNON (DE) M.-F., 1976. Décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Nord. *Rev. de Géogr. Alpine, LXIV*, 4, p. 483-494.

FLUCTUATIONS DU CLIMAT DANS L'ARCTIQUE DURANT LE XX^E SIÈCLE

J. LITYNSKI, C. GENEST, F. BELLEMARE ET Y. LECLERC

*Laboratoire de climatologie Université du Québec à Trois-Rivières
CP. 500, Trois-Rivières, Québec, G9A 5H7, Canada
litynski@total.net ; claudefgenest@uqtr.ca*

Résumé

L'analyse de la température de 69 stations terrestres de l'Arctique (dont 29 ont les données jusqu'à 2001) a permis de constater qu'il n'y a pas de réchauffement généralisé dans cette région. Les changements de la température ont plutôt le caractère cyclique et le réchauffement observé pendant la période 1980-1998 fait probablement partie d'un cycle. D'ailleurs, les trois dernières années indiquent déjà un refroidissement. La seule région de l'Arctique qui s'est réchauffée de façon significative est l'Alaska et la partie ouest de l'archipel arctique du Canada. Le changement moyen de la température dans l'Arctique entre les deux dernières périodes climatiques (1941-1970 et 1971-2000) est de -0,28°C par 30 ans, soit un léger refroidissement.

Abstract

The analysis of the temperature of 69 Arctic terrestrial stations (29 with data until 2001) indicates the absence of generalized warming in this region. Temperature variations have rather a periodical character and the warming observed between 1980 and 1998 probably is part of a cycle. Furthermore, the last three years indicate a drop of the temperature. Only region of the Arctic area which is getting significantly warmer is Alaska and the western part of the Canadian Arctic Archipelago. The mean difference of the temperature in Arctic between two last climatic periods (1941-1979 and 1971-2000) is -0,28°C by 30 years (light cooling).

Mots-clés : Arctique, climat, température, variations.

Keywords : Arctic, climate, temperature, variations.

Introduction

L'Arctique est une région sensible aux changements climatiques. D'après les modèles du réchauffement global, c'est la région où le réchauffement devrait être le plus marqué. Pour vérifier l'hypothèse du réchauffement de l'Arctique, il faut analyser la température du plus grand nombre possible de stations terrestres qui se trouvent dans cette région. Les mesures effectuées dans l'espace maritime sont beaucoup moins significatives à cause du déplacement des glaces.

Dans ce travail nous avons analysé l'évolution de la température dite «normale» (moyenne de 30 ans) de 69 stations de l'Arctique (périodes 1931-1960 et 1961-1990) et des données annuelles de 29 stations dont 17 dans l'Arctique canadien. Étant donné la distribution inégale des stations (**figure 1**), nous avons dû procéder par la méthode suivante: nous avons divisé l'Arctique en 3 secteurs égaux de 120° de longitude chacun (secteur 1 - Amérique du Nord 60-180°W, secteur 2 - Groenland-Europe 60°W-60°E, secteur 3 - Sibérie 60-180°E). Ensuite, nous avons calculé la température moyenne dans chaque secteur et, finalement, la moyenne générale comme moyenne arithmétique des trois secteurs. Pour faciliter la démonstration du problème, nous avons utilisé l'écart de la valeur de la base qui est la moyenne de la période 1931-1960. Les résultats sont présentés par des courbes et trois cartes: la distribution des stations en Arctique et le résumé des résultats (**figure 1**), le changement de la température entre les périodes climatiques 1931-60 et 1961-90 (**figure 2**) et le changement de la température entre les périodes 1941-70 et 1971-2000 dans l'archipel arctique du Canada (**figure 3**). Étant donné le nombre limité de stations disponibles, il a été impossible de construire les cartes semblables pour d'autres secteurs de l'Arctique pour la période 1971-2000.

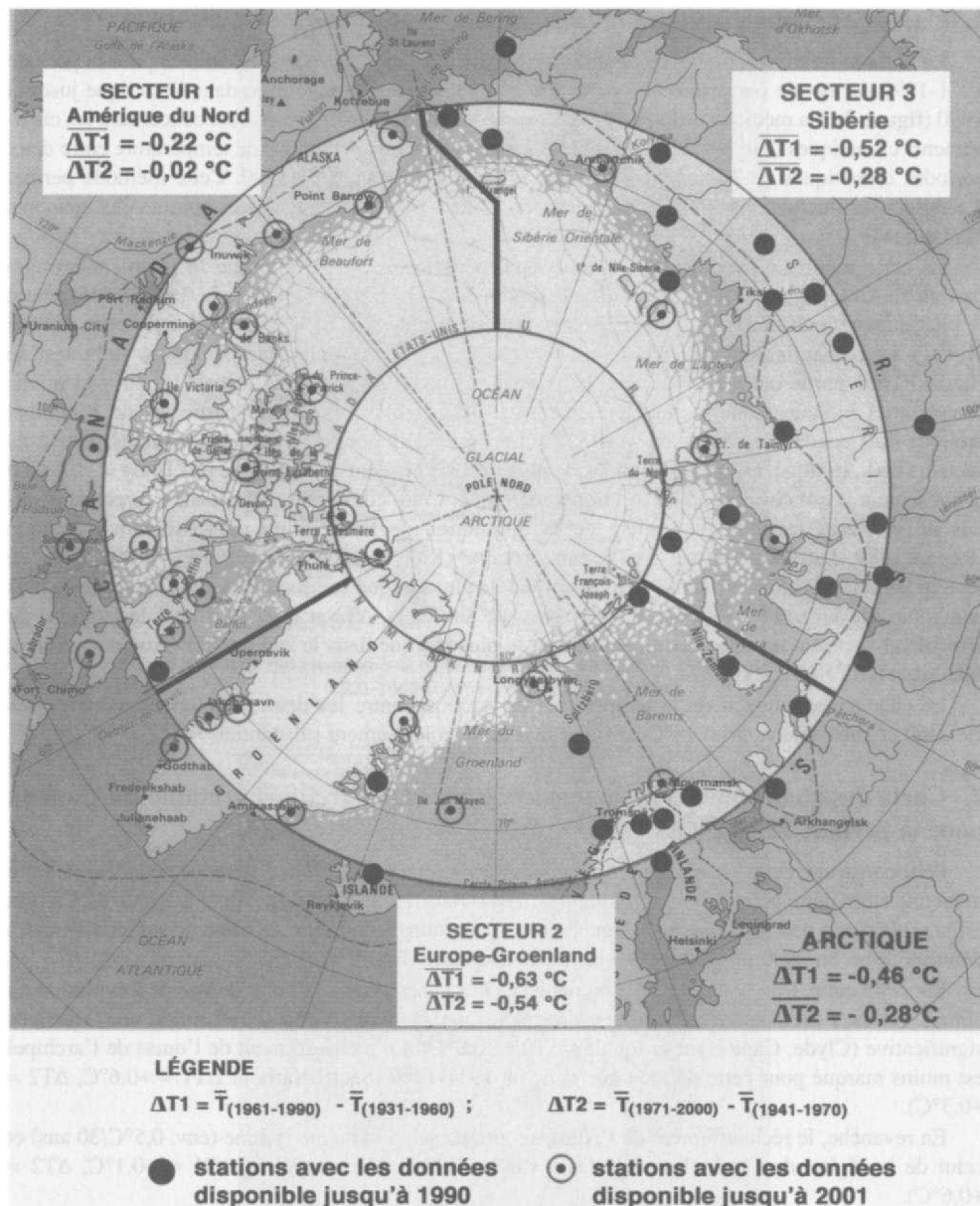


Figure 1 : Stations utilisées et résumé des résultats.

En principe, la période d'étude va de 1900 à 2000, mais nous avons 3 stations dont les séries commencent au XIXe siècle: Vard0 (Norvège) à partir de 1841, Godthaab (Groenland) à partir de 1866 et Jakobshavn à partir de 1874.

Les données utilisées dans ce travail proviennent des publications de l' OMM (OMM, 1971, 1996) et canadiennes (Canada, 1967, 1975, 1993) ainsi que des archives canadiennes, américaines et de l'OMM (Données non publiées, 2002).

1. Carte des changements de la température pour la période 1931-1990

Le nombre relativement élevé des stations (69) dont les données sont disponibles pour la période 1931-1990 permet de construire une carte des changements de température dans l'Arctique jusqu'à 1990 (**figure 2**). La méthode utilisée est la même que dans les travaux antérieurs concernant les changements climatiques (Litynski, 1994, 1999); elle est basée sur la différence de température entre deux périodes climatiques de 30 ans consécutives, soit 1931-1960 et 1961-1990. Cette méthode permet d'éliminer les fluctuations avec les périodes trop courtes pour être considérées comme changements climatiques.

La carte montre clairement que la deuxième période est plus froide que la première presque partout en Arctique, sauf en Alaska et dans la région de Sachs Harbour au Canada. Le refroidissement le plus marqué a eu lieu à Ostrov Dickson en Sibérie occidentale et à Svalbard à Spitzberg (ATI = -1,4°C). Le réchauffement de l'Alaska est environ de 0,5°C. A Sachs Harbour (point sud-ouest de Banks Island, partie ouest de l'archipel arctique du Canada) ATI = +0,6°C, mais les autres stations canadiennes indiquent que le refroidissement est surtout marqué dans la partie est de l'archipel arctique du Canada (Cap Dyer AT = -0,9°C). La figure 1 donne le résumé des résultats pour trois secteurs de l'Arctique. Le secteur qui s'est le plus refroidi pendant cette période (ATImoy = -0,63°C) est le secteur 2 qui correspond à l'Arctique atlantique. Cette constatation concorde avec les résultats de plusieurs travaux qui traitent de la diminution de température de l'Atlantique arctique (Rogers, 1989, Leroux, 1995) et de l'océan Arctique (Kahl et al., 1993, Litynski, 1999). Dans ce secteur les stations qui accusent le refroidissement le plus marqué sont Svalbard (déjà mentionnée plus haut), Jan Mayen (ATI = -1,3°C) et Björnøya (Ile aux Ours, ATI = -1,1°C). Toutes les stations du Groenland accusent un refroidissement qui est le plus marqué dans le sud de l'île (Angmagssalik et Jakobshavn ATI = -0,9°C).

Le changement moyen de la température en Arctique entre les deux périodes climatologiques 1931-60 et 1961-90 est de -0,46°C. Il s'agit là d'un refroidissement substantiel.

2. Carte des changements de la température dans l'archipel arctique du Canada pour la période 1941 -2000

Pour construire cette carte nous prenons comme variable AT2, soit la différence de la température moyenne entre deux périodes climatologiques: 1941-70 et 1971-2000. L'archipel arctique du Canada est la seule partie de l'Arctique pour laquelle nous possédons un nombre suffisant de stations avec des données jusqu'en 2000 permettant de construire une carte (**figure 2**).

Sur cette carte, l'on note une division nette des îles canadiennes du point de vue de l'évolution du climat: l'ouest s'est réchauffé, le centre est resté presque inchangé et l'est se refroidit d'une façon très significative (Clyde, Cape Dyer et Iqualuit AT2 = -0,8°C). Le réchauffement de l'ouest de l'archipel est moins marqué pour cette période que celle de 1931-1960 (Sachs Harbour ATI = +0,6°C, AT2 = +0,3°C).

En revanche, le réchauffement de l'Alaska continue selon le même rythme (env. 0,5°C/30 ans) et celui de la région du Grand Lac de l'Ours s'est accéléré (Norman Wells ATI = +0,1°C, AT2 = +0,6°C).

Sur la carte, nous observons deux groupes de stations homogènes du point de vue des changements climatiques: celles situées au bord de la baie de Baffin qui fait partie de l'Atlantique arctique et, de l'autre côté de l'archipel, celles situées au bord de l'océan Arctique (partie de l'Amérique). Cette homogénéité est confirmée par les coefficients de corrélation. Pour la partie est ils sont les suivants: Broughton Island-Cape Dyer R = 0,96, Clyde-Broughton Island R = 0,88, Clyde-Cape Dyer R = 0,85 et Clyde-Iqualuit R = 0,77. Ce dernier coefficient est le plus intéressant parce que la distance entre Clyde et Iqualuit (Frobisher Bay) est grande (735 km) et la valeur élevée de la corrélation signifie que toute la région subit l'influence des mêmes types de circulation. Pour la partie ouest de

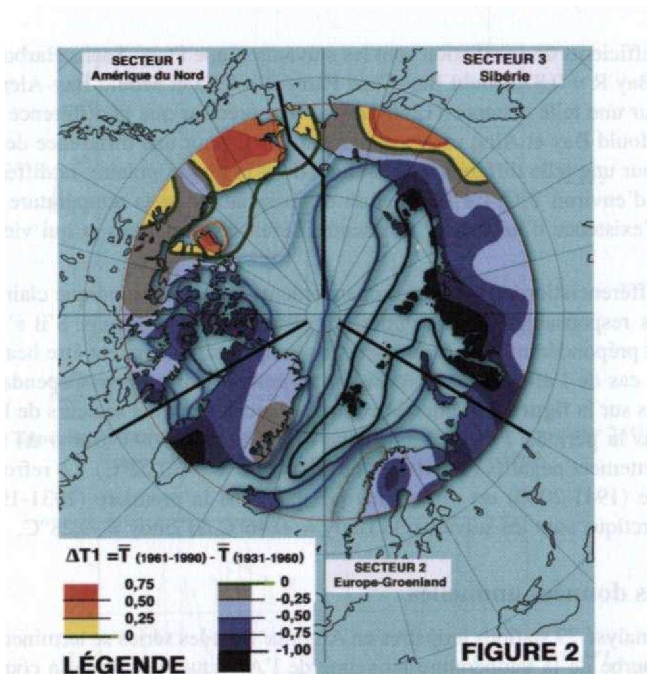


Figure 2 : Carte des changements de la température entre deux périodes climatologiques (1931-1960 et 1961-1990) dans l'Arctique.

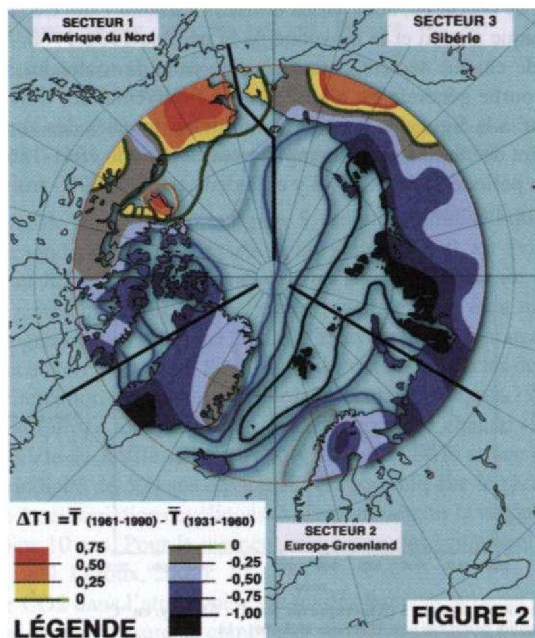


Figure 3 : Carte des changements de la température entre deux périodes climatologiques (1941-1970 et 1971-2000) dans l'Archipel Arctique Canadien.

l'archipel, les coefficients de corrélation sont les suivants: Cape Parry-Sachs Harbour $R = 0,96$, Sachs Harbour-Mould Bay $R = 0,87$, Mould Bay-Cape Parry $R = 0,85$ et Mould Bay-Alert $R = 0,71$, ce qui est inhabituel pour une telle distance (1260 km). Il faut préciser que la différence de la température moyenne entre Mould Bay et Alert est de seulement $0,3^{\circ}\text{C}$ pour une différence de latitude de $6,27^{\circ}$. Normalement, pour une telle différence de latitude dans la région polaire, la différence de température devrait être d'environ 2°C . Ce manque de différenciation de la température dans cette région côtière indique l'existence d'un facteur qui neutraliserait les variations et qui viendrait de l'Océan Arctique.

De plus, la différenciation régionale des changements climatiques indique clairement qu'il existe plusieurs facteurs responsables de l'évolution du climat dans l'Arctique. S'il s'agissait d'un seul facteur nettement prépondérant, les changements de température devraient être beaucoup plus homogènes et, dans le cas de l'effet de serre, positifs, au moins en moyenne. Cependant, le résumé des résultats présentés sur la **figure 1** indique le contraire: aucun des trois secteurs de l'Arctique ne s'est réchauffé, ni dans la période 1931-1990 ni dans celle de 1941-2000. Sur 6 AT présentés dans le résumé, 5 sont nettement négatifs et seulement un avoisine le 0 ($-0,02^{\circ}\text{C}$). Le refroidissement dans la deuxième période (1941-2000) est moins marqué que dans la première (1931-1990); les résultats moyens pour l'Arctique sont les suivants : $\text{AT1}_{\text{moy}} = -0,46^{\circ}\text{C}$, $\text{AT2}_{\text{moy}} = -0,28^{\circ}\text{C}$.

3. Analyse des données annuelles.

Nous avons analysé 29 stations terrestres en Arctique dont les séries se terminent en 2001, afin de construire une courbe de la température moyenne de l'Arctique. Pour que la courbe soit représentative, il faut homogénéiser les données par rapport à la superficie. Cette condition est remplie en divisant l'Arctique entre 3 secteurs de superficie égale, de 120° de longitude chacun. La définition précise de ces secteurs est donnée dans l'introduction.

Pour la construction de la courbe, nous avons utilisé la variable T qui est la différence entre la température annuelle de chaque station et la moyenne de la période 1931-1960. Nous élaborons d'abord les courbes moyennes de chaque secteur comme la moyenne de toutes les stations dans ce secteur (**figure 4**). Ensuite, la courbe générale est réalisée comme moyenne des trois courbes sectorielles; le résultat final est présenté à la **figure 5**. Il est évident que les données des années anciennes proviennent d'un nombre restreint de stations. Par exemple, pour la période 1841-1865 il existe qu'une seule station (Vardø); pour la période 1866-1873, il y en a deux; 1874-1899,- trois, etc. À partir de 1950, l'effectif est complet, soit 29 stations.

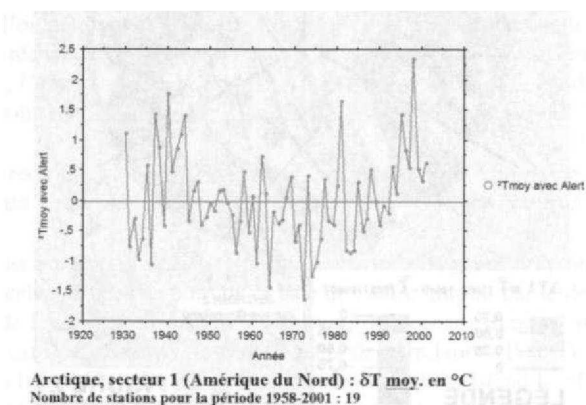


Figure 4A : Valeurs annuelles des anomalies de la température moyenne pour le secteur 1 (Amérique du Nord) ; zéro - la valeur moyenne de la période 1931-1960.

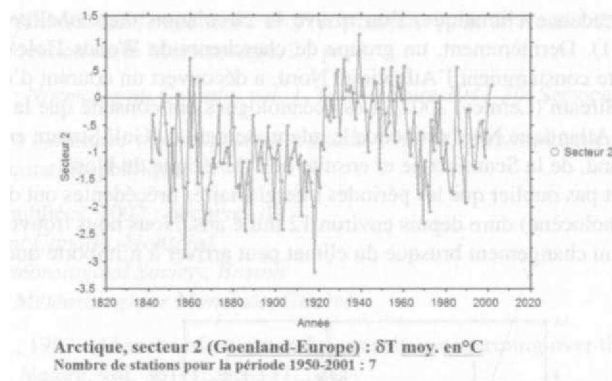


Figure 4B : Valeurs annuelles des anomalies de la température moyenne pour le secteur 2 (Groenland-Europe) ; zéro - la valeur moyenne de la période 1931-1960.

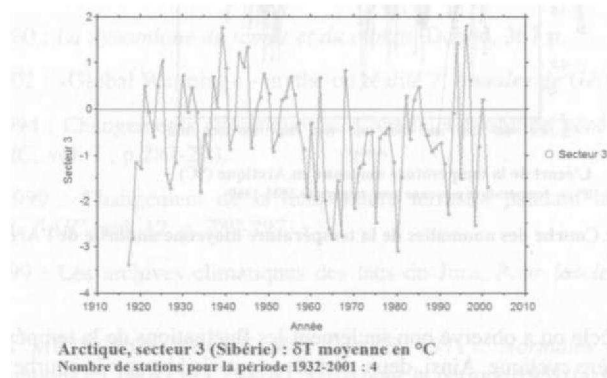


Figure 4C : Valeurs annuelles des anomalies de la température moyenne pour le secteur 3 (Sibérie) ; zéro - la valeur moyenne de la période 1931-1960.

Par ailleurs, l'analyse de la courbe, sur le **figure 5**, indique clairement que les variations cycliques sont prédominantes, la tendance linéaire existe-t-elle vraiment ? Il est évident que la température moyenne en Arctique au XXe siècle est plus élevée qu'au XIXe siècle (la différence est de $0,4^{\circ}C$), mais cela signifie tout simplement que la fonction de la température était montante entre le XIXe et le XXe siècles. Cette augmentation peut faire partie d'un cycle présentant une longue période de répétitions. Or, on a déjà découvert que durant l'holocène il existait des cycles de 500 à 600 ans, au moins en ce qui concerne la circulation atmosphérique sur le Groenland (Magny, 1999). D'ailleurs, l'histoire descriptive du climat en Europe indique qu'il y avait une période chaude aux XIIIe et XIVe siècles, une période froide du XVIe au XVIIe siècle (Le Roy Ladurie, 1967) et une période chaude actuelle - ce qui suggère une périodicité de 500 ans environ. Il est possible que le réchauffement provoqué par l'effet de serre s'ajoute à ces variations cycliques. Mais pour détenir la réponse à cette question, il faut attendre encore au moins 10 ans. Pour le moment, nous pouvons seulement constater que l'Arctique se refroidit (Litynski, 1999, Leroux, 2002).

L'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère est un des facteurs agissant sur le climat mais il y en a beaucoup d'autres qui sont en mesure de compenser son effet. En effet, l'histoire de la terre a montré des périodes où la corrélation entre la quantité de CO_2 dans l'atmosphère et la température était négative (Velzer et al., 2000). Parmi les facteurs qui peuvent rapidement compenser l'effet de serre, voire

même renverser la tendance climatique, l'on trouve la circulation thermohaline dans les océans (Broecker, 1987, 1991). Dernièrement, un groupe de chercheurs de Woods Hole à Cape Cod, aux Etats-Unis, qui explore constamment l'Atlantique Nord, a découvert un courant d'eau très peu salée à l'intérieur du Gulf Stream (Lemley, 2002). Les océanologues ont constaté que la diminution générale de la salinité de l'Atlantique Nord provoque le ralentissement du Gulf Stream entraînant le refroidissement du Groenland, de la Scandinavie et ensuite de l'Amérique du Nord.

En outre, il ne faut pas oublier que les périodes interglaciaires précédentes ont duré entre 11 et 13 mille ans et la nôtre (holocène) dure depuis environ 12 mille ans. Nous nous trouvons donc dans une période incertaine et un changement brusque du climat peut arriver à n'importe quel moment.

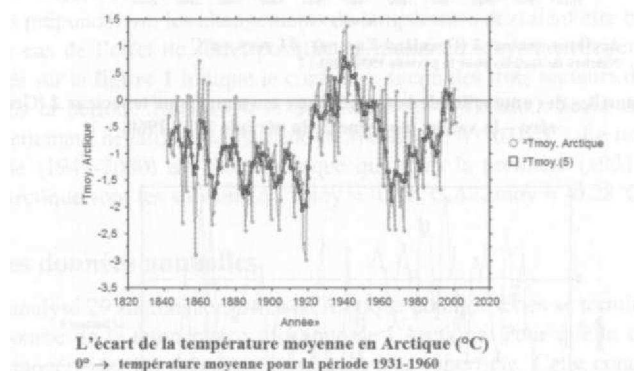


Figure 5 : Courbe des anomalies de la température moyenne annuelle de l'Arctique.

Conclusion

Pendant le X X^e siècle on a observé non seulement les fluctuations de la température en Arctique, mais aussi leur caractère cyclique. Ainsi, deux périodes sont visibles sur la courbe: une d'environ 15 ans et dont l'amplitude météorologique est environ 0,5°C, qui devient plus courte (env. 10 ans) à partir des années 1970 ; et une deuxième de 60 ans avec une amplitude beaucoup plus importante (de l'ordre de 3°C). Dans le secteur 1 (Amérique du Nord), le maximum absolu de température a eu lieu en 1998; trois dernières années accusent le retour de la température moyenne. Dans le secteur 2 (Groenland-Europe) le maximum fut observé en 1940, maintenant la température fluctue autour d'une valeur un peu plus basse que la moyenne de la période 1931-60. En Sibérie (secteur 3), on observe deux maxima: en 1939 et en 1996. Pendant deux ans, après le deuxième maximum, la température a chuté brusquement de plus de 4°C.

En général, l'Arctique ne connaît pas de réchauffement; au contraire, par rapport à la période chaude de 1940-1950, l'Arctique accuse un refroidissement de 0,5°C en moyenne. Qui plus est, le manque de réchauffement généralisé en Arctique, comme conséquence provoquée par l'effet de serre, constitue une indication qui peut signaler l'approche de la fin de la période interglaciaire.

Remerciements

Mme Marie-Christine Joseph, professeur de français.

Bibliographie

BROECKER, W. S., 1987 : The biggest chili, *Natural History Magazine*, **97**, p. 74-82.

BROECKER, W.S., 1991 : The great océan conveyor, *Oceanography*, vol. 4 n°2, p. 79-89.

- CANADA, 1967 -. *Tables des Température et Précipitations pour le Nord - T.Y et T.N.O.*, Min. des Transports, Direction de la Météorologie, 21 p.
- CANADA, 1973 : *Normales au Canada, vol. 1, Température 1941-70*, Service de l'Environnement.
- CANADA, 1993 : *Normales climatiques au Canada 1961-90*, Environnement Canada, Service de l' environnementatmo sphérique.
- DONNÉES non publiées, 2002 : Archives de
Environnement Canada, Montréal
American Meteorological Society, Boston
Organisation Météorologique Mondiale, Genève.
- KAHL, J.D. et al., 1993 : Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years, *Nature*, vol. 361, p.335-337.
- LEMLEY, B., 2002 : The New Ace Age, *Discover*, September 2002, p. 35-41.
- LE ROY LADURIE, E., 1967 : *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, 366 p.
- LE ROUX, M., 2000 : *La dynamique du temps et du climat*, Dunod, 367 p.
- L E R O U X, M . , 2002 : «Global W arming» - mythe ou réalité ?, *Annales de Géographie*, 624.
- LITYNSKI, J., 1994 : Changements climatiques au Canada et évolution générale du climat, *Publications de l'AIC*, vol. 7 , p 287-293.
- LITYNSKI, J., 1999 : Changement de la température terrestre pendant la période 1931-1990, *Publications de l'AIC*, vol. 12, p. 289-297.
- M A G N Y, M . , 1999 : Les archives climatiques des lacs du Jura, *Pour l'ascience*, novembre 1999, p. 76-82.
- ORGANISATION MÉTÉOROLOGIQUE MONDIALE, 1971 : *Normales climatiques (CLINO)* relatives aux stations CLIMAT et CLIMAT SHIP pour la période 1931-60, OMM, n° 117. TP. 52.
- ORGANISATION MÉTÉOROLOGIQUE MONDIALE, 1996 : *Normales climatiques (CLINO) pom* la période 1931-1960, OMM, n° 847, 768 p.
- ROGERS, J.C., 1989 : Seasonal temperature variability over the North Atlantic Arctic, *Proceedings of 30-th Climate Diagnostic Workshop*, Cambridge, Mass., NOAA, p. 170-175.
- VELZER, J. et al., 2000 : Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon, *Nature*, vol. 408, 7 December 2000, p. 698-701.

L'ÉVOLUTION DES TEMPERATURES DANS LE SUD DU CONGO - BRAZZAVILLE (1950-1998)

M. MPOUNZA, G. SAMBA, C. BOUKA BIONA
ET M. MASSOUANGUI-KIFOUALA

*Centre de recherches sur les Tropiques humides
Université Marien Ngouahi, BP 3069 Brazzaville - Congo,
E-mail : crth_umng@yahoo.fr*

Résumé

Les latitudes équatoriales, considérées comme des zones de faibles amplitudes thermiques, montrent quand même sur une période de 1950 à 1998, une augmentation des températures. Cette étude montre que l'évolution est parfaitement en phase avec ce qui s'observe à l'échelle globale. Dans une zone climatique homogène (2° et 5° S), les observations des 30 dernières années présentent toutes à la fois une augmentation à partir de 1980. La rupture des séries a été déterminée par le test de Mann-Kendall avec des niveaux de signification variant d'une station à l'autre. Ainsi, on observe dans les années 1980 une généralisation et une hausse pouvant atteindre plus de 0,5°C. Seules quelques régions des plateaux (Batéké et Bembé) apparaissent comme moins touchées. On note aussi que cette hausse se manifeste plus tôt pour les températures maximales que minimales avec un décalage de 2 à 3 ans. Du fait de l'augmentation plus rapide des températures minimales, les amplitudes des températures diurnes (ATD) mettent en évidence le réchauffement beaucoup plus en zones urbaines qu'en zones rurales.

Abstract

Equatorial latitudes, considered as weak thermal amplitude zones, show nevertheless over a period 1951 to 1998 an increase of temperature. This evolution is perfectly in phase with that is observed at global scale. In an homogeneous zone (2° and 5°S), all observations of 30 last years present increased various temperatures since 1980. The breaking-down year has been determined by using the test of Mann-Kendall with significance levels varying. One also notes that this rise appears early for the maximal temperatures comparatively to the minimal temperatures with a time lag of 2 or 3 years. But these minimal temperatures increase more quickly. Because of the most rapid increasing of minimal temperatures, the diurnal temperature range (DTR) put in obviousness the warming far more in urban areas than in rural stations.

Mots-clés : Congo-Brazzaville, évolution des températures, amplitude des températures diurnes.

Keywords : Congo-Brazzaville, evolution of temperatures, diurnal temperature range.

Introduction

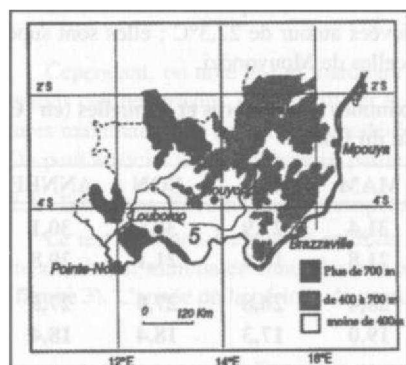
Depuis 1993, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) donne l'évolution de la température comme information scientifique pour le climat. Les observations disponibles depuis plus d'un siècle montrent que la température globale de l'atmosphère terrestre a augmenté de 0,3 à 0,6°C. La plus grande partie de ce réchauffement est intervenue au cours des quarante dernières années (IPCC, 1990, 2001, GIEC, 1997).

Ainsi, l'intérêt du présent travail est d'apprécier la variabilité et l'évolution des températures au Sud du Congo, situé entre 2° et 5° de latitude Sud et entre 11° et 16° de longitude Est (**figure 1**). Il est question de rechercher la sensibilité du Sud-Congo par rapport au réchauffement global constaté à partir d'analyse des séries de températures extrêmes : recherche des tendances, des ruptures possibles des séries. La connaissance des séries de températures de l'air à l'échelle spatiale fine permet d'établir la relation entre le poids des facteurs géographiques et la variabilité interannuelle des paramètres

températures. Après une rapide présentation des données et des méthodes utilisées, une seconde section présente les principaux résultats.

1. Données et Méthodes

Les données de températures de l'air sous abri au pas temps mensuel sur la période janvier 1950 à décembre 1998 utilisées sont extraites dans la base de données du C RTH (Centre de Recherches sur les Tropiques Humides) de l'Université Marien Ngouabi de Brazzaville (Congo). Le réseau des stations synoptiques utilisé est celui de la Météorologie Nationale (**figure 1**). La première étape du traitement des données a consisté à vérifier la cohérence spatiale des moyennes mensuelles des températures minimales et maximales. Les valeurs manquantes ont été reconstituées à partir des régressions multiples entre les stations. Par ailleurs, nous avons examiné l'évolution interannuelle du cycle diurne des températures ou amplitudes des températures diurnes (ATD) : $T_{max} - T_{min}$ (Nicholls et al., 1996). Sur la base des données mensuelles, l'étude de l'homogénéité relative des séries a été réalisée avec le test non-paramétrique dit test de tendance de Mann-Kendall, test qui permet de détecter la tendance et les années de rupture des séries (Sneyers, 1975 et Vandiepenbeeck, 1995).



- 1 La Cheine du Mayombe
- 2 Le massif du chaillu
- 3 Les plateaux Batéké
- 4 Le plateau des cataractes
- 5 La vallée du Niari

Figure 1 : Localisation du Sud du Congo et les différentes stations utilisées.

2. Résultats

2.1. Organisation spatiale des températures maximales et minimales

Les températures maximales annuelles d'une façon générale ne sont pas très élevées, elles varient de 27°C à 31°C (**tableau 1**). Toutefois, les valeurs maximales les plus importantes sont observées à la station de M'pouya (31°C) et de Brazzaville (30,1°C). Par contre, les valeurs maximales les plus basses sont enregistrées à Sibiti (27°C), à Djambala (27,5°C) et à Mouyondzi (28°C). Les températures minimales annuelles sont comprises entre 18,4°C et 21,9°C. Les plus fortes valeurs sont enregistrées à Pointe-Noire et à Dolisie (Loubomo), et les basses valeurs à Djambala (18,4°C).

La saison décembre-janvier-février (DJF) présente des températures maximales caractérisées par des valeurs relativement élevées par exemple à M'pouya (30,7°C) et à Dolisie (30,1 °C). Cependant, la station de Djambala, de Sibiti et de Mouyondzi ont des moyennes inférieures à 29°C. Les températures minimales sont pendant cette saison DJF inégalement réparties au sud du Congo. Les stations de Pointe-Noire (23,2°C), de Dolisie (21,9°C) et de Brazzaville (21,6°C) sont les plus chaudes. Tandis que Djambala (18,7°C), Sibiti (20,1°C) et Mouyondzi (20,1°C) sont considérées comme les moins chaudes. La saison mars-avril-mai (MAM) est la plus chaude de l'année. Les stations de M'pouya et Brazzaville sur la rive droite du fleuve Congo sont celles qui enregistrent les valeurs des températures maximales les plus élevées. Elles enregistrent respectivement 31,7°C et 31,4°C. A ces stations s'ajoutent celle de Dolisie dans la vallée du Niari avec des températures maximales de 30,7°C. Les

températures maximales les plus basses sont enregistrées sur les plateaux Bembé avec la station de Mouyondzi (29,4°C) et Batéké (à Djambala) avec des valeurs de 28,4°C. Les valeurs des températures minimales ont une organisation spatiale comparable à celle de la saison DJF, elles atteignent rarement 24°C. Pointe-Noire, Dolisie et Brazzaville ont des températures minimales qui sont plus élevées à 21°C. Alors que, Djambala, Sibiti et Mouyondzi situées dans les zones des plateaux ont des températures minimales qui sont inférieures à 22°C. Ces températures ne sont donc pas uniformes. Les températures maximales de la saison juin-juillet-août (JJA), sont les moins élevées. Elles varient entre 24°C et 30,9°C. M'pouya est la station la plus chaude au cours de cette saison avec 30,9°C. Les températures minimales de la même saison se caractérisent par des valeurs qui dépassent difficilement 19°C, seule la station de M'pouya a des valeurs plus élevées de l'ordre de 19,6°C. Les stations de Sibiti (17,4°C), de Djambala (17,3°C) et de Mouyondzi (17,3°C) ont presque les mêmes valeurs moyennes. Il en est de même pour Pointe-Noire, Dolisie et Brazzaville qui ont respectivement 19°C, 18, 7°C et 18,6°C. La saison de JJA est la plus fraîche de l'année. Les températures maximales de la saison septembre-octobre-novembre (SON) sont relativement élevées au cours de cette seconde saison la plus chaude. M'pouya et Brazzaville avec 30,5°C, sont considérées comme les stations les plus chaudes pendant cette saison, alors que Djambala et Sibiti avec des températures supérieures 27°C sont considérées comme les stations les moins chaudes. Pour les températures minimales c'est Pointe-Noire sur le littoral, qui présente les valeurs plus élevées autour de 22,3°C ; elles sont supérieures de l'ordre de 4°C à celles de Djambala et de 3°C à celles de Mouyondzi.

Tableau 1 : Moyennes des températures minimales et maximales saisonnières et annuelles (en °C) des différentes stations du Sud du Congo.

Station	Altitude (m)		DJF	MAM	JJA	SON	ANNEE
Brazzaville	314	<i>T_{max.}</i>	30,7	31,4	27,9	30,5	30,1
		<i>T_{min.}</i>	21,6	21,8	18,6	21,1	20,8
Djambala	789	<i>T_{max.}</i>	27,6	28,4	26,8	27,0	27,5
		<i>T_{min.}</i>	18,7	19,0	17,3	18,4	18,4
Dolisie	357	<i>T_{max.}</i>	30,1	30,7	26,4	29,0	29,1
		<i>T_{min.}</i>	21,9	21,9	18,7	21,1	20,9
Mouyondzi	511	<i>T_{max.}</i>	28,5	29,4	25,8	28,3	28,0
		<i>T_{min.}</i>	20,1	20,3	17,3	19,6	19,3
M'pouya	311	<i>T_{max.}</i>	30,7	31,7	30,9	30,5	31,0
		<i>T_{min.}</i>	20,9	21,3	19,6	20,8	20,6
Pointe-Noire	17	<i>T_{max.}</i>	29,6	30,0	25,6	27,6	28,2
		<i>T_{min.}</i>	23,2	23,3	19,0	22,3	21,9
Sibiti	535	<i>T_{max.}</i>	28,1	28,7	24,0	27,2	27,0
		<i>T_{min.}</i>	20,1	20,3	17,4	19,4	19,3

2.2. Evolution des anomalies des températures

L'évolution des anomalies des températures maximales et minimales annuelles représentées sur la **figure 2**, montre deux périodes entre 1950 et 1998 sur l'ensemble des séries du sud du Congo. Une période avant 1970 au cours de laquelle la région est caractérisée par des températures modérées symbolisées par des anomalies négatives ; une période post-70 marquée par un réchauffement généralisé par des anomalies positives.

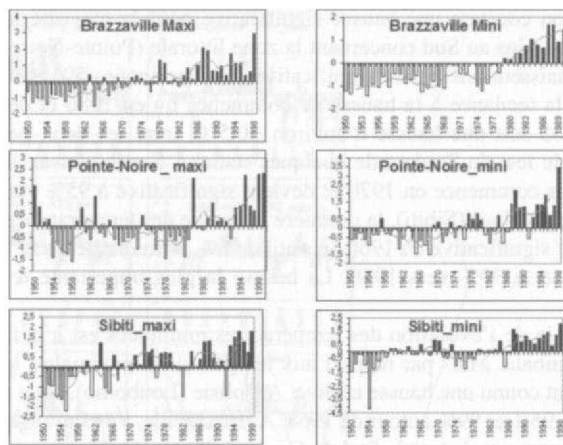


Figure 2 : Anomalies des températures extrêmes de l'air pour les stations du sud pour la période 1950-1998.

Cependant, on note le fait marquant relatif à une tendance à la hausse plus importante dans les grands centres urbains, Brazzaville et Pointe-Noire. La station rurale qui présente pour les températures maximales une hausse plus modérée est Mouyondzi et, dans les températures minimales, Sibiti. On peut associer à cette hausse en partie des effets anthropiques.

2.3. Tendence d'évolution des températures annuelles

Le test de Mann-Kendall et celui de Student appliqués aux séries chronologies des températures maximales et minimales annuelles ont permis de détecter la tendance significative au seuil de 5% (figure 3). L'année où la période de rupture est déterminée en utilisant la courbe directe et rétrograde.

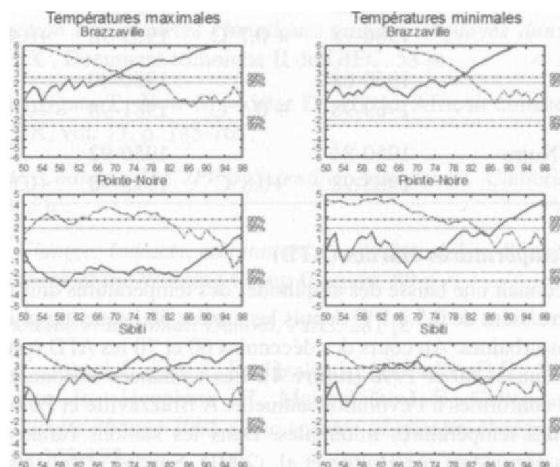


Figure 3 : Tendence d'évolution des températures de l'air par le test Mann-Kendall. Le trait plein est la courbe directe et le tiret la courbe rétrograde.

Avec ces techniques, on constate une hausse significative pour la majorité des stations du sud du Congo. Mais les stations plus au Sud concernant la zone littorale (Pointe-Noire) et la Vallée du Niari (Sibiti et Dolisie) connaissent une baisse significative dans les années 50. Dans la Vallée du Niari à l'exemple de Dolisie, la tendance à la hausse ne commence qu'en 1980 et devient significative au seuil de 5% qu'en 1985 soit une hausse d'environ $+0,5^{\circ}\text{C}$ entre les deux périodes. Le **tableau 2** regroupe les résultats du test du Student de quelques stations. Sur le plateau Batéké à Djambala, la hausse des températures commence en 1970 et devient significative à 95% vers 1973 et à 99% vers 1986. Quant à la Vallée du Niari (Sibiti), la première la hausse des températures maximales débute en 1958 et celle-ci devient significative en 1968 au seuil de 5%. Brazzaville a une tendance significative tant à 95% vers 1973 et à 99% vers 1986. La hausse la plus importante testée est enregistrée à Brazzaville ($0,7^{\circ}\text{C}$).

La tendance générale de l'évolution des températures minimales est à la hausse excepté sur les plateaux Batéké à Djambala. Mais par rapport aux températures maximales, les températures minimales sont celles qui ont connu une hausse tardive. A Dolisie (Loubomo), cette tendance démarre très tôt et est significative à 95% et 99% autour de 1968. A Brazzaville, l'évolution à la hausse de ces températures est la plus importante de tout le Sud du Congo ; elle est significative à 95 % en 1962 et cette hausse est de $1,1^{\circ}\text{C}$ entre les deux périodes. En dépit de ce décalage, les deux tendances vont dans le même sens. Au niveau de Djambala, la tendance des températures minimales s'oppose à celle des températures maximales. Elle va dans le sens décroissant. Elle est devenue significative au seuil de 95 % en 1972 et à 99 % en 1975.

Tableau 2 : Test de Student sur les sous-périodes définies par le test de Mann-Kendall (1950-1991); correspond à la différence de températures entre deux périodes.

Station	Température minimale		Température maximale	
	Période	A	Période	A
Brazzaville	1950-80		1950-72	
	1981-98	+i,rc	1973-98	+0,7°C
Sibiti	1950-85		1950-68	
	1986-98	+ 0,7°C	1969-98	+0,4°C
Dolisie	1950-68		1950-80	
	1969-98	+ 0,5°C	1981-98	+0,5°C
Pointe-Noire	1950-84		1950-92	
	1985-98	+0,8°C	1993-98	+0,6°C

2.4. Amplitude des Températures diurnes (ATD)

Le Sud du Congo connaît une baisse des amplitudes des températures diurnes (ATD) en moyenne annuelle. Les ATD décroissent de $0,5$ à 1°C depuis les années 50 beaucoup plus dans les stations des grandes agglomérations urbaines. Au cours des décennies 60 et 70 les ATD restent stables, mais elles diminuent pendant les années 80 et 1990 (**figure 4**). Les tendances saisonnières des variations des ATD (**figure 4**) restent conformes à l'évolution annuelle. A Brazzaville et Pointe-Noire, elles suivent la hausse importante des températures minimales. Dans les stations rurales la tendance est à la stabilité. Pour les pays considérés par Hulme et al, (2001), Soudan, Zimbabwe, Afrique du Sud, la moyenne annuelle des ATD décroît dans les mêmes proportions, à l'exception de l'Éthiopie.

Ainsi, la tendance à la baisse des ATD résulterait de l'urbanisation. En effet, les stations météorologiques de Brazzaville et Pointe-Noire se sont retrouvées progressivement au centre des agglomérations urbaines influencées par les activités humaines. A la différence des stations rurales, les ATD sont relativement stables.

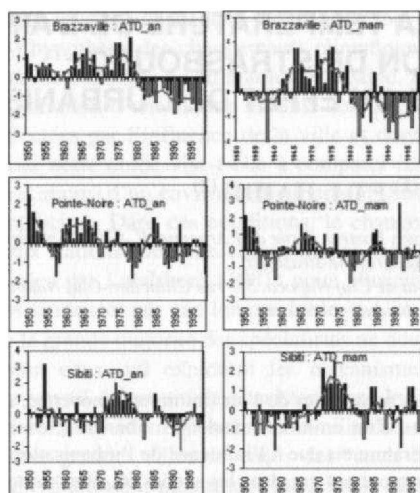


Figure 4 : Moyenne annuelle des amplitudes de température de l'air diurne ($T_{max} - T_{min}$) pour les stations du Sud.

Conclusion

En dépit de leur disparité spatiale, les températures de l'air au Sud du Congo sont à la hausse. Cette hausse démarre tantôt vers les années cinquante (50) tantôt vers les années soixante dix (70). Cependant elle n'a pas la même ampleur dans toutes les stations. L'augmentation des températures la plus importante est enregistrée dans les grandes agglomérations. Elle est liée à l'effet de l'urbanisation, car le comportement des ATD met en évidence les stations des zones urbaines. Pendant la période juin à août les ATD diminuent, à cause du relèvement des températures minimales de l'air.

Bibliographie

- GIEC, 1997 : *Introduction aux modèles climatiques simples employés dans le deuxième rapport d'évaluation du GIEC*, Document technique II du GIEC, 53 p.
- Hulme M. , Doherty R., Ngara T., New M. , Lister D., 2001 : African climate change : 1900-2100. *Climate research*, UK, vol. 17, p. 145-168.
- IPCC, 1990 : *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365 p.
- IPCC, 2001 : *Climate Change: Impacts, adaptation, and Vulnerability*, Summary for policymakers and Technical Summary of the Working Group II report. 89 p.
- Labeyrie J., 1985 : *L'homme et le climat*, Denoël, Paris, 281 p.
- Nicholls N., Gruza G.V., Jouzel J., Karl T. R., Ogallo L. A., Parker D.E., 1996 : Observed climate variability and change. In : Houghton J.T., Meiro Filho L. G., Callendar B.A., Kattenburg A, Maskell K. (eds) *Climate change 1995 : The science of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 133-192.
- Sneyers R., 1975 : *L'analyse statistique des séries d'observations*. Note technique n° 143, O M M - N°415, Genève - Suisse, 192 p.
- Vandiepenbeeck M. , 1995 : Détection pratique de changement de climat dans le cas d'une alternative au caractère aléatoire. *Publ. de F Assoc. Intern. de climatologie.*, vol. 8, p. 116-124.

LA VARIATION DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR DANS LA RÉGION DE STRASBOURG : CHANGEMENT CLIMATIQUE OU EFFET DE L'URBANISATION ?

P. PAUL⁽¹⁾ ET I. HAIDU⁽²⁾

(1) Faculté de Géographie, Université Louis Pasteur, 3 rue de V Argonne, F -67083 Strasbourg -
paul@geographie-strasbg.fr

(2) Faculté de Géographie, Université Babes-Bolyai de Cluj-Napoca, 5-7 rue Clinicilor, -Cluj-Napoca, Roumanie -
ionel haidu@yahoo.com

Résumé

L'étude consiste à comparer des températures mensuelles de l'air (minimum, moyenne, maximum) d'un environnement urbain (Strasbourg-ville) à celles d'un environnement non urbanisé (Strasbourg-aéroport). L'objectif est de savoir si l'élévation de la température est due à l'influence de l'urbanisation ou à celle d'un changement climatique. Les résultats statistiques montrent que dans les années 60, une "rupture de stationnarité" de la série des températures minimales s'est produite autant à la station urbaine (Strasbourg) que dans l'espace non urbanisé (Entzheim), la cause possible étant le changement climatique actuel. Les températures maximales sont restées stationnaires. Les conséquences principales de l'augmentation des températures minimales sont un printemps plus précoce et un climat plus doux, ainsi que la désorganisation de la saisonnalité, comme le montre la variation des paramètres du modèle de Thomas-Fiering. Bien que certains changements des caractéristiques statistiques des séries temporelles soient évidents, surtout pour les minimales, on ne peut détecter avec certitude un changement climatique avant que ces conclusions ne soient confirmées au niveau régional.

Abstract

The study aims to compare the monthly air temperatures (minimum, mean, maximum values) of an urban environment (Strasbourg city) to those of a non-urbanized environment (Strasbourg-airport), in order to see to what extent the increase in values is due to the influence of urbanization or could possibly indicate a climatic change. The statistical results show that in the '60s a « stationarity rupture » occurred in the series of minimal temperatures in both the urbanized station (Strasbourg) and the non-urbanized one (Entzheim), having as a possible cause the present climatic change. The maximal temperatures have remained stationary. The main consequence of the increase in minimal nocturnal temperatures is a more precocious spring and a milder climate, the disorganization of seasonality, as the variation of the Thomas-Fiering model shows it. Although certain changes of the statistical characteristics of the temporal series are obvious, especially for minimal values, a climatic change cannot be asserted with certainty until these conclusions are confirmed at regional level.

Mots-clés : température de l'air, climat urbain, changement climatique, Strasbourg.

Keywords : air temperature, urban climate, climatic change, Strasbourg.

Introduction

Les travaux de climatologie urbaine, ont, parmi d'autres objectifs, celui d'examiner l'apparition de certaines modifications climatiques à l'intérieur de la ville (élévation de la température, diminution de l'insolation liée à la fréquence accrue du brouillard et des impuretés, réduction de l'humidité de l'air, affaiblissement du vent, etc.). Kratzer (1956) a élaboré une synthèse sur les différences thermiques entre 22 villes d'Europe, d'Amérique du Nord et d'Asie et les zones avoisinantes. Chandler (1965) a approfondi l'étude du climat urbain et a obtenu pour Londres et ses environs des gradients thermiques horizontaux orientés concentriquement de la périphérie vers le centre de la ville.

De telles zones, plus chaudes que le milieu rural, ont été appelées « îlots de chaleur ». Mais, dans le contexte de l'hypothèse des changements climatiques globaux, l'objectif de notre travail n'est pas celui d'une étude classique de climatologie urbaine. Farcas (1999) attire l'attention sur le fait que la tendance de variation d'une station urbaine doit absolument être comparée à celle provenant de stations non affectées par l'influence de la ville et dont les changements sont causés par des facteurs naturels. Aussi notre étude vise-t-elle à comparer les températures mensuelles de l'air (minimum, moyenne, maximum) d'un environnement urbain (Strasbourg-ville) à celles d'un environnement non urbanisé (Entzheim). Dans ces conditions, le changement climatique éventuel doit affecter à parts égales les deux stations. De telles comparaisons entre la température de la ville et celle de l'aéroport ont été réalisées par Landsberg (1981) pour plusieurs villes nord-américaines, mais sans poser le problème des tendances sur une longue durée.

Quoique la grande majorité des spécialistes ne doutent plus du changement climatique global, peu nombreux sont ceux qui explorent les mécanismes possibles des éventuels changements. Les prémisses du travail de cet article consistent dans le fait qu'entre l'effet climatique de l'urbanisation et l'éventuel réchauffement global, des similitudes devraient apparaître avec un décalage dans le temps. Dans les grandes villes devenues des "oasis de chaleur" depuis les années 50-70, la température de l'air (minimum, maximum, moyenne), aussi bien que d'autres éléments climatiques, ont enregistré des hausses ou des tendances explicables. S'il y a réellement un changement climatique récent, caractéristique des 10-20 dernières années, comme l'affirment de nombreux spécialistes, les séries temporelles des stations climatiques rurales devraient relever des hausses ou des tendances similaires à celles observées dans des environnements urbanisés.

1. Caractéristiques des stations de mesures

Les stations de Strasbourg-ville et d'Entzheim sont situées au centre de la plaine du Fossé rhénan méridional, large de 30 à 40 km, dominé par le massif vosgien à l'ouest et la Forêt Noire à l'est. La station de Strasbourg-ville est localisée à vol d'oiseau à proximité du centre d'une agglomération de plus de 400 000 habitants. Le site de mesures se trouve au Jardin Botanique, dans un espace relativement dégagé pour un milieu urbain, à 1 km à l'est du noyau historique ancien de la ville. La station d'Entzheim (aéroport) est implantée dans un espace rural très dégagé, sans arbres, à 10 km à l'ouest à vol d'oiseau du site de Strasbourg-ville ; elle semble encore peu influencée par les effets thermiques urbains, la limite de l'agglomération se trouvant à environ 2,5 km à l'est, secteur qui correspond à une direction de vents rares.

2. Comparaison de l'évolution de la température à Strasbourg et à Entzheim

Le simple examen visuel de la variation des températures maximales et minimales annuelles des deux stations (Fig. 1) suggère une évolution approximativement parallèle, l'environnement urbain (Strasbourg) étant un peu plus chaud que l'environnement rural (Entzheim) tant de jour que de nuit. On peut soupçonner l'existence de tendances vers la hausse, puisque l'on discerne une légère élévation des extrêmes annuelles, qui est plus nette dans le cas des températures minimales.

Pour tester le caractère stationnaire des séries et l'existence possible de tendances significatives du point de vue statistique, on a utilisé les tests non paramétriques de Wald-Wolfowitz, Wilcoxon et Kendall. Ils ont été appliqués aussi bien à toute la série d'observations que par sous-périodes. Alors que dans le cas des températures maximales on ne peut pas contester le caractère stationnaire des séries, qui ne présentent pas de tendances significatives, il n'en est pas de même des températures minimales. Le test de toute la série d'observations (80 ans pour Entzheim et 64 ans pour Strasbourg) montre que les hypothèses nulles (H_0) des tests précédents sont confirmées. Mais, par sous-périodes ou par séquences, les résultats peuvent être différents par rapport à la conclusion ci-dessus. Dans le cas des températures minimales, la sous-période 1962-2000 (39 ans) est caractérisée par une aug-

mentation nette (Fig. 2) qui invalide l'hypothèse nulle des tests non-paramétriques. Ainsi, la présence de cette tendance imprime un effet d'autocorrélation (de 1^{er} ordre) confirmé par le test de Wald-Wolfowitz.

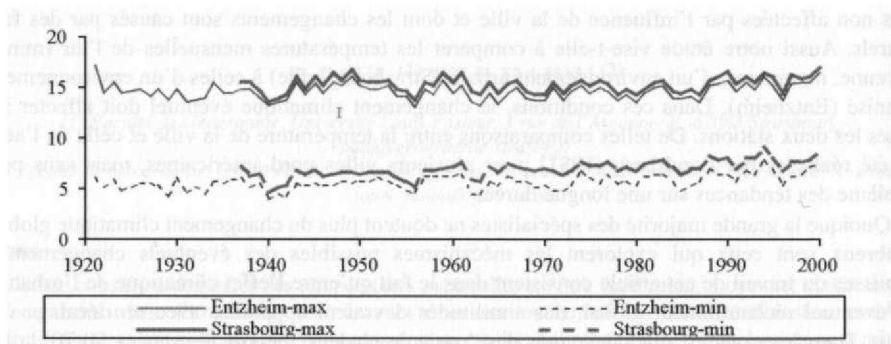


Figure 1 : Températures maximales et minimales (°C) à Strasbourg (1937-2000) et Entzheim (1921- 2000).

De plus, le test de Wilcoxon montre clairement que la moyenne de l'échantillon précédant l'année 1962 diffère significativement de la moyenne de l'échantillon suivant. Dans l'intervalle 1960-1963, il semble que la stationnarité de la série subit une « rupture ». Le test de Kendall réfute l'hypothèse nulle au niveau de signification de 5% ; par conséquent, on peut accepter l'idée qu'il existe une tendance régulière croissante dans l'intervalle 1962-2000. L'origine de celle-ci peut avoir une cause naturelle, liée aux changements climatiques globaux, ou anthropique, comme l'effet de l'extension de l'influence urbaine. Une éventuelle modification des conditions locales, soit par le déplacement des stations, soit par l'effet de bâtiments récents sur les sites de mesures, pourrait aussi être prise en considération.

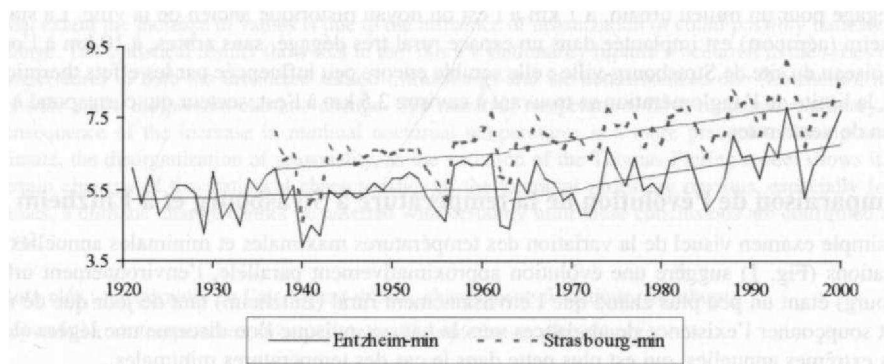


Figure 2 : Evolution des températures minimales (°C) et tendances séquentielles linéaires.

A Strasbourg, on a obtenu l'ajustement $X_{s,t} = 6.59 + 0.037 t$ et pour Entzheim $X_{e,t} = 5.17 + 0.042 t$. Les températures minimales nocturnes montent autant à Strasbourg qu'à Entzheim, mais de façon plus rapide à Entzheim. La différence entre les deux pentes de $0.005 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{an}$ montre que la tendance au réchauffement nocturne est plus accentuée qu'à Strasbourg. Cette atténuation avec le temps des différences entre la ville et l'extérieur de la ville peut provenir soit de l'extension de l'agglomération vers Entzheim, soit du réchauffement global.

En 1970, Dettwiller, cité par Farcas en 1999, a obtenu des résultats similaires à Paris. Il a montré que l'urbanisation a engendré pour la période 1891-1968 une élévation des températures maximales aussi bien que minimales, ces dernières présentant une hausse plus accentuée. En 1970, Fukui, cité toujours par Farcas (1999), a montré que dans les grandes villes du Japon, les températures maximales et minimales se sont élevées de façon beaucoup plus marquée durant la période de reconstruction après la seconde guerre mondiale. Là aussi les températures minimales nocturnes montent plus rapidement que les températures diurnes, ce qui réduit les amplitudes journalières.

3. La combinaison de l'effet de chaleur urbain et du réchauffement global

Nous avons voulu aussi vérifier l'hypothèse selon laquelle le changement climatique devrait affecter de façon homogène toute la plaine rhénane, alors que les processus d'urbanisation n'agissent qu'au site de Strasbourg. Mais, cette relation n'est pas facile à évaluer uniquement à partir des séries de données disponibles. La seule possibilité consiste à établir des séries d'écart et d'amplitudes thermiques journalières entre les 2 stations, ainsi que de réaliser des opérations algébriques entre celles-ci. Pour vérifier si, à l'intérieur de la ville apparaissent des changements thermiques par rapport à l'extérieur de la ville, on a établi la série des écarts entre la zone urbanisée (Strasbourg) et l'espace non urbanisé (Entzheim) pour les deux séries de températures extrêmes. L'évolution des écarts annuels entre les deux sites (Fig. 3) révèle qu'une différence significative entre la ville et le milieu rural avoisinant apparaît seulement dans le cas des températures minimales.

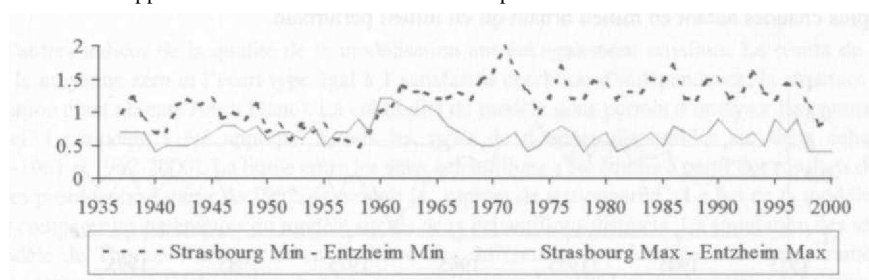


Figure 3 : Evolution des écarts annuels observés ($^{\circ}\text{C}$) entre Strasbourg et Entzheim pour les températures minimales et maximales annuelles de 1937 à 2000.

Certaines inflexions curieuses de cette dernière courbe nécessitent des explications supplémentaires. Jusqu'en 1958, les écarts annuels entre les températures minimales décroissent de manière continue, atteignant 0.5°C à la fin de la période considérée, valeur la plus basse de l'intervalle étudié. Immédiatement après cette date, apparaît une période d'accroissement des écarts des minima, atteignant jusqu'à 2.0°C en 1971. Après 1971-1974, les oscillations deviennent plus ou moins stables, sans que l'on puisse affirmer avec certitude la présence d'une rupture relativement brutale dans entre 1958 et 1974 ou d'une élévation régulière dans la deuxième moitié du siècle dernier. Mais, on peut affirmer que durant les 40 dernières années, une différence de 0.5 à 1.0°C s'est stabilisée entre les deux séries d'écart annuels. Il convient de rappeler qu'en 1967, on a construit un immeuble à environ 30 m au NE de la station de Strasbourg, mais les changements évoqués sont apparus quelques années plus tôt.

Les évolutions des amplitudes thermiques journalières dans les deux stations (Fig. 4) ont été également comparées : la période postérieure aux années 60 diffère de la précédente : avant 1961, les deux courbes des amplitudes se recoupent parfois ; ensuite, les différences oscillent entre 0.4 à 1.0°C , l'amplitude d'Entzheim étant supérieure à celle de Strasbourg-ville.

La variation des différences entre les amplitudes journalières annuelles observées dans les deux sites (Fig. 5) convainc encore plus clairement que les différences ville-campagne ont subi des modifications notables autour des années 60. Une hypothèse possible serait que vers 1960-1965, des

ruptures climatiques brusques se soient produites, ayant comme conséquence la « rupture de stationnant ». L'origine de cette anomalie pourrait être naturelle ou, simplement liée à la construction d'un grand bâtiment à proximité de la station de Strasbourg.

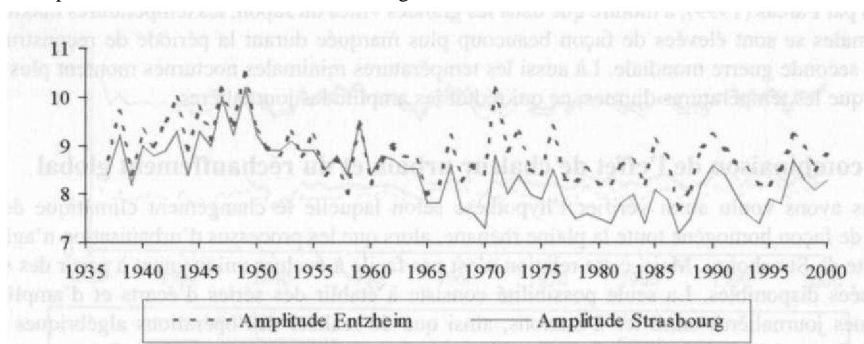


Figure 4 : Evolution de l'amplitude thermique journalière ($^{\circ}\text{C}$), de 1937-2000 à Entzheim et Strasbourg.

Une autre hypothèse pourrait se baser sur le fait, qu'à partir des années 60, apparaissent les signes d'un changement climatique concernant d'abord les températures minimales. Donc, les nuits semblent devenir plus chaudes autant en milieu urbain qu'en milieu périurbain.

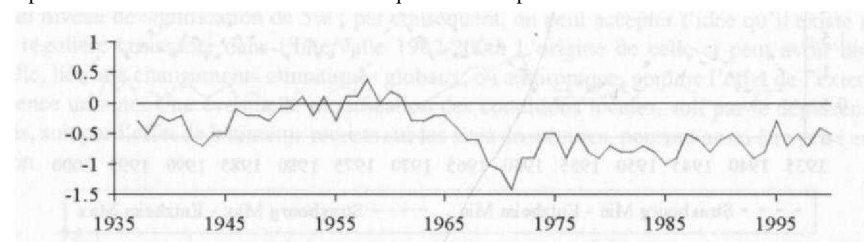


Figure 5 : Variation des différences de l'amplitude thermique journalière ($^{\circ}\text{C}$) entre Strasbourg et Entzheim de 1937 à 2000.

La comparaison des moyennes sur les deux sous-périodes suggère le rôle de l'urbanisation dans le contexte du supposé réchauffement global. Pour Strasbourg, la moyenne de la sous-période avant 1961 est de 6.36°C , tandis qu'après cette année la moyenne atteint 7.29°C . Pour Entzheim, la moyenne de la sous-période précédant l'année 1961 est de 5.48°C , alors que la sous-période suivante a une moyenne de 5.95°C . Donc, la moyenne d'Entzheim a augmenté de 0.5°C durant 39 ans, alors qu'à Strasbourg, la hausse atteint près de 1°C . Evidemment, à Strasbourg, l'effet thermique de l'urbanisation estimé aussi à 0.5°C se combine à l'effet du réchauffement global, estimé également à environ 0.5°C . La différence entre les deux pentes, de 0.005°C en faveur d'Entzheim, montre que sur un territoire dépourvu de constructions et bien ventilé, l'effet du réchauffement global est plus prononcé. Mais, on peut s'interroger sur le maintien de ces tendances à l'avenir.

4. Modélisation de la variation des températures mensuelles

Une analyse de la variation saisonnière des séries des températures a été effectuée avec le modèle de modèle proposé par Thomas et Fiering en 1962, utilisé pour des applications hydrologiques à l'échelle de temps mensuelle. Ce modèle de séries temporelles est capable de rendre la variation saisonnière quelle que soit la nature des données.

Dans ce modèle, il y a des relations autorégressives et de corrélation, non seulement entre les observations de mois successifs, mais également entre les observations du même mois dans des années successives. 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'auto corrélation existant entre les valeurs des années successives d'un certain mois est évidente. Le degré de ressemblance de la série brute à la série filtrée (Fig. 6) est un indice de la qualité de la simulation.

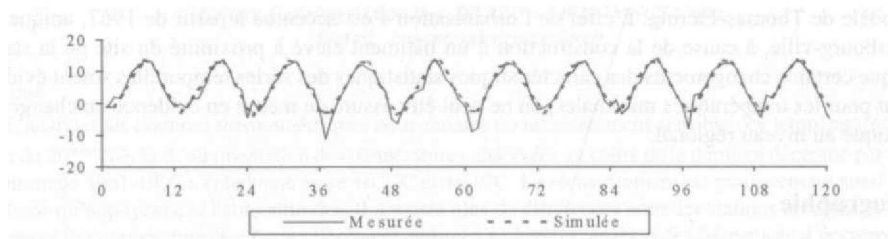


Figure 6 : Résultat de la simulation des températures minimales (°C) d'Entzheim à l'aide du modèle de Thomas-Fiering. Exemple pour l'intervalle janvier 1937 - décembre 1946 (10 ans).

D'autres indices de la qualité de la modélisation ont été également satisfaits. Le résidu du modèle ayant la moyenne zéro et l'écart type égal à 1 satisfait la condition d'indépendance, la structure d'auto-corrélation étant absente (bruit blanc). La crédibilité du modèle nous permet d'analyser les paramètres de celui-ci. Le modèle a été appliqué à tous les types de données disponibles sur deux échantillons (1937-1961 et 1962-2000). La limite entre les deux échantillons a été établie à partir des résultats des paragraphes précédents; à partir de 1962, se produit la „rupture de stationnarité". Le but de la modélisation 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 1961 et après cette année (Fig. 7). La figure 7a montre un exemple de croissance de moyennes mensuelles (juin à août) d'approximativement 0.5 °C pour 1962-2000 par rapport à la période précédente. En ce qui concerne les coefficients de corrélation entre les mois successifs (Fig. 7.b), les résultats obtenus pour l'intervalle 1962-2000 mettent en évidence une désorganisation de la saisonnalité de ces indices par rapport à l'intervalle 1937-2000.

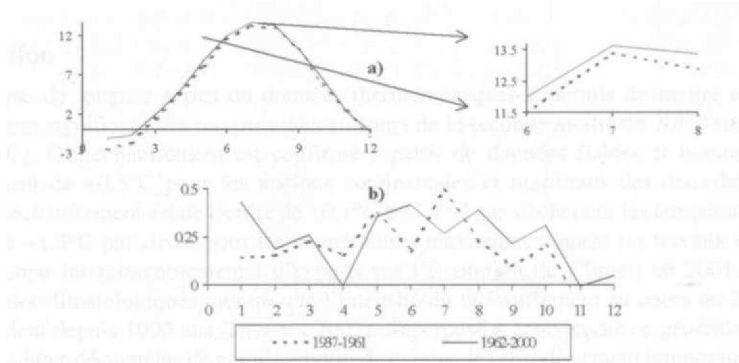


Figure 7 : Variation mensuelle des paramètres du modèle de Thomas-Fiering pour les températures minimales d'Entzheim pour les périodes 1937-1961 et 1962-2000: a) - moyennes, b) - coefficients de corrélation.

Conclusion

L'étude statistique des séries annuelles de températures de Strasbourg-ville et d'Entzheim conduit à quelques conclusions intéressantes. Dans les années 60, une « rupture de stationnarité » de la série des températures minimales s'est produite autant dans la station urbaine qu'à Entzheim. La cause pourrait être le changement climatique actuel. Cependant, les températures maximales sont restées stationnaires. Dans les deux stations, à partir de 1962, les températures minimales présentent une tendance linéaire de croissance, légèrement plus accentuée à Entzheim. La conséquence de cette hausse des températures minimales nocturnes est un printemps plus précoce et un climat plus doux, une tendance vers une désorganisation de la saisonnalité, comme le montre la variation des paramètres du modèle de Thomas-Fiering. L'effet de l'urbanisation s'est accentué à partir de 1967, uniquement à Strasbourg-ville, à cause de la construction d'un bâtiment élevé à proximité du site de la station. Bien que certains changements des caractéristiques statistiques des séries temporelles soient évidents, surtout pour les températures minimales, on ne peut être assuré de mettre en évidence un changement climatique au niveau régional.

Bibliographie

- CHANDLER, T.J., 1965 : *The Climate of London*. Hutchinson and Co. Ltd., London.
- DETTWILLER, J., 1970 : *L'évolution du climat de Paris. Influence de Vurbanisation*. Mémorial de la Météorologie Nationale, 52 p.
- FARCAS, I., 1999 : *Clima urbana*. Casa Cartii de Stiinta, Cluj-Napoca.
- KRATZER, P.A., 1956 : *Das Stadtklima*, Braunschweig.
- LANDSBERG, H.E., 1981 : *The Urban Climate*. Academic Press, New York.
- 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.

ANALYSE DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE CONTEMPORAIN ET DES TYPES DE TEMPS OBSERVES DANS LE NORD-EST DE LA FRANCE ET LE SUD-OUEST DE L'ALLEMAGNE DE 1981 A 2000

L. WAHL

*Université de Nancy 2 -UFR des sciences historiques, géographiques et de musicologie 3, Place Godefroy de
Bouillon, BP 3397 - 54015 NANCY Cedex E-Mail : laurent.wahl@wanadoo.fr*

Résumé

L'analyse des données thermométriques nous montre un accroissement sensible des températures durant la fin du 20^{ème} Siècle. L'augmentation des températures observées au cours de la dernière décennie par rapport à la normale 1961-1990 s'échelonne entre +0,7°C et +0,9°C. Le réchauffement est pratiquement aussi intense en plaine qu'à moyenne et haute altitudes. Il n'existe plus de différences entre les stations urbaines et rurales. La hausse des températures est particulièrement marquée en hiver. L'analyse des fréquences d'occurrence des types de temps, de 1981 à 2000 en parallèle, indique une prédominance des situations perturbées (60%) avec une augmentation des types de temps perturbés de SW. Les situations anticycloniques n'évoluent guère, si ce n'est une augmentation des situations de type A (Anticyclone centré sur la région) ou AM (anticyclone maritime)

Abstract

The analysis of thermometric data show us a significant augmentation of the temperatures during the end of the 20th century. The Temperatures are above the normal 1961-1990 between 0,7°C to 0,9°C at all the stations. The global warming has the same intensity in the plain or at middle or high altitude. They are not a difference between urban and rural stations. The positive anomaly of the temperature are particularly severe during the winter. The analysis of weather type occurrences, from 1981 to 2000, show a predominance of the perturbed situations (60%) with an augmentation of the South-West perturbed situations. The anticyclonic situations are similar during this period, rather an augmentation of the type A (Anticyclone over the country) or AM (maritime anticyclone).

Mots-clés : Réchauffement climatique, température, type de temps, France, Allemagne. **Key-words :** Climate variability, temperature, weather type, France, Germany.

Introduction

L'analyse de longues séries de données thermométriques a permis de mettre en évidence un accroissement significatif des températures au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle (MOISSELIN et AL, 2002). Ce réchauffement est confirmé à partir de données fiables et homogènes, avec un accroissement de +0,5°C pour les stations continentales et maritimes des deux hémisphères. En France, le réchauffement est de l'ordre de +0,7°C à +1,7°C par siècle pour les températures minimales et de 0°C à +1,3°C par siècle pour les températures maximales d'après les travaux effectués par le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat) en 2001. L'analyse des données paléoclimatologiques montre que l'intensité du réchauffement au cours du 20^{ème} Siècle est sans précédent depuis 1000 ans (DENEUX 2002). Superposé à cette tendance générale, on relève des fluctuations inter-décennales de grande amplitude comme le refroidissement temporaire observé entre 1940 et 1970 ou l'accroissement marqué des températures au cours de la dernière décennie (1991-2000).

1. Objectifs de l'étude

L'objectif de cette étude est d'analyser l'intensité du réchauffement climatique contemporain à l'échelle régionale (NE de la France et SW de l'Allemagne) pour des sites variés (urbain, périurbain, rural, de plateau, sommital) afin de voir s'il existe des nuances régionales induites par la topographie ou l'occupation du sol. Cette analyse se fera à partir des températures minimales, maximales et moyennes qui auront été observées au cours des 4 dernières décennies du 20^{ème} siècle. L'examen des températures moyennes, par décennie, et pour l'ensemble du siècle, pour les stations de Strasbourg et du Sântis (Tableau) montre un accroissement sensible des températures de 1961 à l'an 2000.

Tableau 1 : Evolution des températures moyennes décennales au cours du 20^{ème} siècle pour la station de Strasbourg-ville (139m) et le Sântis (2490m).

	1901/10	1911/20	1921/30	1931/40	1941/50	1951/60	1961/70	1971/80	1981/90	1991/00
STRASBOURG	+9,9	+10,2	+10,3	+10,2	+10,5	+10,5	+10,5	+10,7	+11,2	+11,9
SANTIS	-2,7	-2,4	-2,0	-2,2	-1,6	-1,9	-2,1	-2,1	-1,3	-0,9

Une étude fréquentielle des types de temps sera effectuée pour les deux dernières décennies ; étant donné que le climat est « la résultante de la série d'états atmosphériques au-dessus d'un lieu dans leur succession habituelle » d'après la définition établie par Max SORRE. On essaiera de déterminer s'il existe des modifications au niveau de la fréquence d'occurrence de certains types de temps caractéristiques induites par le réchauffement climatique contemporain.

2. Sélection des stations climatiques

Les données climatologiques utilisées dans cette étude proviennent de stations de premier et second ordre réparties dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne à l'exception de la station du Sântis qui se trouve en Suisse dans le canton d'Appenzell. Le choix de ces stations s'est fait en fonction du site et de la validité des données. Les données issues des stations françaises ont été corrigées et validées par Météo-France. L'homogénéisation des données a été réalisée par le programme PRODIGE. Les caractéristiques des 18 stations prises en considération sont résumées dans le tableau ci-dessous (Tableau2).

Tableau 2 : Coordonnées géographiques et caractéristiques des stations sélectionnées.

STATIONS	PAYS	LAT.	LONG.	ALT.	SITE/ ZONE
BALE-MULHOUSE	France	47°36'N	7°31'E	270 m	plaine / périurbain
BELFORT	France	47°38'N	6°53'E	422 m	plateau / rurale
BESANCON	France	47°10'N	6°00'E	307 m	plateau / périurbain
COLMAR-MEYENHEIM	France	47°55'N	7°24'E	208 m	plaine/ rurale
DIJON-LONGEVIC	France	47°16'N	5°05'E	219 m	plaine / périurbain
FELDBERG	Allemagne	47°53'N	8°00'E	1493 m	montagne / sommet
FREUDENSTADT	Allemagne	48°27'N	8°25'E	740 m	plateau / rurale
KARLSRUHE	Allemagne	49°02'N	8°22'E	114m	plaine/ urbaine
LANGRES	France	47°50'N	5°19'E	464 m	plateau / rurale
LOXEVILLE	France	48°44'N	5°23'E	313 m	plateau / rurale
LUXEUIL	France	47°47'N	6°21'E	272 m	vallée / rurale
MANNHEIM	Allemagne	49°32'N	8°29'E	96 m	plaine / urbaine
METZ-FRESCATY	France	49°05'N	6°08'E	190 m	plateau/ périurbaine
NANCY-ESSEY	France	48°41'N	6°13'E	212m	vallée / périurbaine
SAINTE-DIZIER	France	48°67'N	4°54'E	151 m	plaine / rurale
SANTIS	Suisse	47°15'N	9°21'E	2490 m	montagne / sommet
STRASBOURG-ENTZHEIM	France	48°35'N	7°38'E	151 m	Plaine / rurale
STUTTGART	Allemagne	48°47'N	9°11'E	391m	plateau / périurbaine

Tableau 3 : Evolution des températures minimales, moyennes et maximales par décennie. E : écart observé entre la dernière décennie 1991-2000 et la normale 1961-1990.

STATIONS		1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000	E
BALE-MULHOUSE	Tmin	+ 5,6°C +	+ 5,3°C +	+ 5,8°C +	+ 6,3°C +	+ 0,7°C +
	Tmoy	9,9°C +	9,9°C +	10,4°C +	10,8°C +	0,9°C +
	Tmax	14,2°C	14,4°C	14,9°C	15,4°C	1,2°C
BELFORT	Tmin	+ 5,4°C +	+ 5,2°C +	+ 5,4°C +	+ 6,1°C +	+ 0,8°C +
	Tmoy	9,1°C +	9,3°C +	9,5°C +	10,2°C +	0,9°C +
	Tmax	12,9°C	13,4°C	13,7°C	14,3°C	1,0°C
BESANCON	Tmin	+ 5,7°C +	+ 5,7°C +	+ 6,2°C +	+ 6,7°C +	+ 0,8°C +
	Tmoy	10,1°C +	10,1°C +	10,6°C +	11,0°C +	0,7°C +
	Tmax	14,2°C	14,4°C	14,9°C	15,3°C	0,8°C
COLMAR-MEYENHEIM	Tmin	+ 5,3°C +	+ 5,3°C +	+ 5,9°C +	+ 6,3°C +	+ 0,8°C +
	Tmoy	10,1°C +	10,0°C +	10,4°C +	11,0°C +	0,8°C +
	Tmax	14,8°C	14,8°C	14,9°C	15,7°C	0,8°C
DIJON-LONGEVIC	Tmin	+ 6,2°C +	+ 6,5°C +	+ 6,2°C +	+ 6,6°C + 11	+ 0,7°C +
	Tmoy	10,5°C +	10,6°C +	10,5°C +	,0°C + 15,5°C	0,7°C +
	Tmax	14,8°C	14,8°C	14,8°C		0,7°C
FELDBERG	Tmin	+ 0,7°C +	+ 0,8°C +	+ 1,3°C +	+ 1,7°C +	+ 0,8°C +
	Tmoy	3,1°C +	3,2°C + 5,8°C	3,7°C + 6,4°C	4,1°C + 6,8°C	0,8°C +
	Tmax	5,8°C				0,8°C
FREUDENSTADT	Tmin	+ 3,2°C +	+ 3,5°C +	+ 3,7°C +	+ 4,0°C +	+ 0,6°C +
	Tmoy	6,4°C +	6,5°C +	6,9°C +	7,3°C +	0,7°C +
	Tmax	10,2°C	10,2°C	10,8°C	11,5°C	1,1°C
KARLSRUHE	Tmin	+ 5,8°C +	+ 6,1°C +	+ 6,4°C +	+ 7,1°C +	+ 1,0°C +
	Tmoy	10,1°C +	10,3°C +	10,5°C +	11,2°C +	0,9°C +
	Tmax	14,5°C	14,7°C	15,2°C	15,9°C	1,1°C
LANGRES	Tmin.	+ 5,3°C +	+ 5,4°C +	+ 5,9°C +	+ 6,1°C +	+ 0,6°C +
	Tmoy	8,7°C +	8,9°C +	9,3°C +	9,7°C +	0,8°C +
	Tmax	12,1°C	12,3°C	12,6°C	13,4°C	1,0°C
LOXEVILLE	Tmin.	+ 4,3°C +	+ 4,1°C +	+ 4,9°C +	+ 5,0°C +	+ 0,5°C +
	Tmoy	8,6°C +	8,7°C +	9,2°C +	9,5°C + 14,1°C	0,7°C +
	Tmax	12,9°C	13,2°C	13,4°C		0,9°C
LUXEUIL	Tmin	+ 4,1°C	+ 4,0°C	+ 4,6°C	+ 5,4°C	+ 1,2°C
	Tmoy	+ 9,2°C +	+ 9,4°C +	+ 9,9°C +	+ 10,4°C +	+ 0,9°C +
	Tmax	14,3°C	14,7°C	15,2°C	15,5°C	0,8°C
METZ-FRESCATY	Tmin	+ 5,4°C +	+ 5,6°C +	+ 6,0°C +	+ 6,4°C +	+ 0,7°C +
	Tmoy	9,6°C +	9,8°C +	10,2°C +	10,8°C +	0,9°C +
	Tmax	13,8°C	14,1°C	14,4°C	15,1°C	1,0°C
NANCY-ESSEY	Tmin	+ 5,1°C +	+ 5,1°C +	+ 5,4°C +	+ 6,2°C +	+ 1,0°C +
	Tmoy	9,4°C +	9,5°C +	9,8°C +	10,5°C +	0,9°C +
	Tmax	13,7°C	13,9°C	14,2°C	14,8°C	0,8°C
SAINT-DIZIER	Tmin	+ 5,7°C +	+ 5,8°C +	+ 6,3°C +	+ 6,9°C +	+ 0,9°C +
	Tmoy	10,3°C +	10,4°C +	10,8°C +	11,3°C +	0,8°C +
	Tmax	14,9°C	15,1°C	15,2°C	15,7°C	0,7°C
SANTIS	Tmin	- 4,5°C -	- 4,4°C - 2,1°C	- 3,7°C	- 3,3°C	+ 0,9°C +
	Tmoy	2,1°C +	+ 0,8°C	- 1,3°C +	- 0,9°C +	0,9°C +
	Tmax	0,8°C		1,4°C	1,7°C	0,7°C
STRASBOURG-ENTZHEIM	Tmin	+ 5,5°C +	+ 5,6°C +	+ 6,1°C +	+ 6,7°C +	+ 1,0°C +
	Tmoy	9,8°C +	10,0°C +	10,4°C +	11,0°C +	0,9°C +
	Tmax	14,1°C	14,4°C	14,6°C	15,3°C	0,9°C
STUTTGART	Tmin	+ 4,8°C +	+ 5,6°C +	+ 6,0°C +	+ 6,6°C +	+ 1,2°C +
	Tmoy	9,2°C +	9,4°C +	9,9°C +	10,4°C +	1,0°C +
	Tmax	13,2°C	13,5°C	13,9°C	14,6°C	1,0°C

3. Analyse du réchauffement climatique contemporain

3.1. Analyse des températures annuelles

L'analyse des températures moyennes annuelles par décennie montre un accroissement de celles-ci pour l'ensemble des postes (Tableau 3). Pour les sites de plaine, la température moyenne annuelle passe de +10°C à +11°C soit une augmentation de l'ordre d'un degré en l'espace de 40 ans, ce qui est considérable. Pour les sites de bas plateaux, comme les stations de Langres et de Loxéville, la température moyenne annuelle passe de + 8,5°C à + 9,5°C. Pour les stations de moyenne et haute altitudes: Feldberg, Sântis, on enregistre une hausse similaire à celle connue par les stations de plaine, à savoir une augmentation de +1,0°C à +1,2°C entre la première et la dernière décennie. Il est intéressant de constater, qu'il n'existe presque aucune différence entre les stations urbaines ou périurbaines (+0,7 à +1,0°C) et les stations de montagne (+0,8°C à +0,9°C) sensées être plus proches de l'atmosphère libre.

L'augmentation des températures moyennes annuelles est surtout sensible au cours de la dernière décennie (1991-2000) où les hausses s'échelonnent de + 0,7°C à +1,0°C par rapport à la normale 1961-1990. Cette hausse est équivalente à celle observée par le GIEC au cours de l'ensemble du 20^{ème} siècle. Cette tendance se retrouve également au niveau des températures minimales et maximales. L'augmentation des températures maximales est surtout sensible au niveau des stations de plateaux avec une hausse d'un degré (Freudenstadt : +1,1°C, Langres : + 1,0°C, Loxéville : +0,9°C). Elle est par contre un peu moins marquée pour les températures minimales (+0,5°C à +0,6°C).

3.2. Analyse mensuelle du réchauffement climatique

Nous avons vu que la hausse des températures moyennes annuelles était surtout sensible au cours de la dernière décennie du 20^{ème} Siècle. Il s'agit de déterminer si cette hausse est généralisée à l'ensemble des 12 mois ou s'il existe certains mois où elle est particulièrement sensible (Tableau 4). Pour simplifier l'analyse nous prendrons en considération une station de plaine (Strasbourg -Entzheim) et deux stations de montagne (Feldberg et Sântis).

Tableau 4 : Ecart thermique moyens mensuels observés entre la décennie 1990 et la décennie 1980 pour les températures moyennes de 3 postes.

	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jun.	Jui.	Aou.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Entzheim	+1,0	+1,6	+0,8	+1,1	+0,9	+0,8	+0,5	+0,9	-0,3	-0,4	+0,3	+0,3
Feldberg	+1,6	+ 1,4	+1,0	+0,3	+0,9	+0,6	-0,2	+1,1	-0,5	-1,4	-0,4	-0,3
Sântis	+1,8	+ 1,0	+0,9	+0,3	+0,7	+1,0	-0,2	+1,2	-0,9	-1,3	-0,2	0,3

L'analyse de la distribution des écarts thermiques observés entre les 2 dernières décennies (Tableau 4), montre des écarts positifs très marqués en hiver avec une hausse de plus de 1,5°C en janvier, pour les stations de montagne. Cette hausse de température, maximale en janvier, n'est pas sans conséquence sur l'enneigement à moyenne altitude qui devient de plus en plus irrégulier et aléatoire. En plaine, il s'agit du mois de février qui présente le plus grand écart positif avec + 1,6°C.

Contrairement à ce que l'on pourrait penser (impression de printemps frais ces dernières années) on relève également des écarts positifs au printemps (mars à mai) avec un maximum de +1,1°C en plaine pour le mois d'avril et de +1°C pour le mois de mars à moyenne altitude (Feldberg).

La saison estivale (juin à août) connaît des variations plus contrastées, surtout en montagne où l'on observe des écarts légèrement négatifs (- 0,2°C) au cours du mois de juillet. C'est pendant le mois d'août qu'on relève les écarts positifs les plus marqués avec + 0,9°C en plaine et jusqu'à +1,2°C vers 2500 m d'altitude. Il semblerait de plus en plus que ce soit le mois d'août qui prenne l'avantage sur le mois de juillet.

Il existe cependant des mois où l'on enregistre une baisse des températures qui sont regroupés en automne (septembre (-0,3°C à -0,9°C), octobre (-0,4°C à -1,4°C) et novembre en altitude (-0,2°C à -0,4°C). Nous sommes donc en présence d'une saison automnale qui tend à être plus fraîche que durant les années 1980 et ceci surtout en montagne.

On observe une tendance au réchauffement qui est surtout sensible au cours de l'hiver et au printemps. Il convient maintenant d'observer si ce réchauffement n'entraîne pas une modification de la fréquence d'occurrence de certains types de temps.

4. Analyse de la fréquence d'occurrence des types de temps au cours des deux dernières décennies

A travers l'analyse de la fréquence d'occurrence des types de temps nous essayerons de voir si le réchauffement climatique observé à une incidence sur la fréquence d'occurrence de certains types de temps. Pour cela nous utiliserons la classification établie par Patrice PAUL (1992) qui est spécialement adaptée pour le Nord-Est de la France.

4.1. La classification utilisée

La classification utilisée tient compte du champ de pression observé en surface et en altitude avec une identification des individus isobariques en précisant leur localisation par rapport au NE de la France. Elle tient compte également de la structure aérologique et de la répartition des masses d'air, qui sont délimitées par les fronts du modèle norvégien. Cette classification s'inspire de celle réalisée par Jean Mounier en 1984.

Elle se veut relativement simple et précise et repose sur l'analyse des fronts et des mouvements des dépressions, ainsi que sur le positionnement des anticyclones. Elle est adaptée au Fossé Rhénan méridional et à ses marges. Pour faciliter l'analyse nous nous limiterons à 11 catégories qui seront les suivantes :

AM : Anticyclone Maritime (*centré sur les îles Britanniques*) AC :

Anticyclone Continental (*positionné sur l'Europe Centrale*) A : Dorsale
anticyclonique issue de l'Anticyclone des Açores

AS : Anticyclone induisant un flux de secteur Sud en altitude (*niveau 500 hPa*). *Le noyau de*

F anticyclone étant positionné sur les Balkans (Europe du Sud-Est) AN : Anticyclone induisant un flux
de secteur Nord en altitude (*niveau 500 hPa*). *L'anticyclone est*

positionné au-dessus de la Scandinavie ou de la Mer du Nord PO : Temps Perturbé d'Ouest avec un
courant zonal particulièrement marqué à 500 hPa PNO : Temps Perturbé de Nord-Ouest PSO : Temps Perturbé de
Sud-Ouest

PN : Temps perturbé de Nord (*talweg dépressionnaire sur l'Europe Centrale*)

PS : Temps perturbé de Sud (*dépression centrée sur le golfe de Gascogne*)

PRE : Temps perturbé avec retour d'Est (*dépression centrée sur le Golfe de Gênes*)

4.2. Fréquence d'occurrence des situations synoptiques de 1981 à 2000

Pour des raisons de simplicité nous analyserons séparément les fréquences d'occurrence des situations anticycloniques (AM, AC, A, AS, AN) et des situations perturbées (PO, PNO, PSO, PN, PS et PRE).

Tableau 5 : Décompte mensuel des journées avec une situation synoptique donnée de 1981 à 2000 et fréquences d'occurrence calculées en pourcentage.

Type	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jun.	Jui.	Aou.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total %
AM	52	28	66	63	68	101	99	104	101	91	58	49	880 12,0%
A	24	28	7	11	9	12	19	31	22	18	14	15	210 2,9%
AC	91	87	70	38	39	49	69	81	64	50	64	76	778 10,6%
AS	36	38	52	48	51	40	65	70	46	72	60	29	607 8,3%
AN	34	57	41	48	52	24	38	20	26	32	45	39	456 6,2%
PO	202	150	199	107	123	146	157	140	158	182	159	218	1941 26,6%
PNO	56	52	67	75	47	75	62	48	35	36	52	56	661 9,0%
PSO	37	24	33	92	139	78	86	89	90	73	66	57	864 11,8%
PN	26	22	31	35	21	19	4	16	17	7	16	21	235 3,2%
PS	9	1	7	9	4	1	0	0	4	10	16	9	70 1,0%
PRE	53	78	47	74	67	55	22	21	37	49	50	51	604 8,3%

4.2.1. Les situations anticycloniques

Tableau 6 : Evolution des fréquences d'occurrence entre les 2 dernières décennies du 20^{ème} Siècle.

Type	AM	AC	A	AN	AS	PO	PNO	PSO	PN	PS	PRE
1981-1990	11,5	3,0	8,7	9,4	6,9	27,9	9,7	10,9	2,8	0,7	8,4
1991-2000	12,6	2,7	12,6	7,2	5,6	25,2	8,4	12,7	3,6	1,2	8,1
Evolution	+1,1	-0,3	+3,9	-2,2	-1,3	-2,7	-1,3	+1,8	+0,8	+0,5	-0,3

Les situations anticycloniques représentent 40% de la totalité des cas étudiés pour la période 1981-2000. Les 5 catégories de situations anticycloniques recensées se répartissent d'une manière inégale au cours de l'année :

- Les situations de type AM avec un anticyclone maritime centré sur la Mer du Nord sont prédominantes au cours de l'été (juin à septembre) lorsque l'eau de mer est plus froide que le continent (stabilisation de la masse d'air). Représentant 12% des situations anticycloniques des 20 dernières années, leur fréquence d'apparition minimale concerne le mois de février. Ces dernières années, elles tendent à se renforcer (+1,1%) ; ce qui pourrait expliquer la hausse des températures constatée au cours de l'hiver.

- Les situations de type AC avec un anticyclone continental centré sur la Russie occidentale ou l'Europe centrale prédominent vers la fin de l'automne et au cours de l'hiver, lorsque le continent est plus froid que l'océan. On note également l'apparition d'un maximum secondaire au cours de l'été centré sur le mois d'août (Tableau 5). Leur fréquence d'apparition est de l'ordre de 10,6% au cours des 20 dernières années. On ne constate pas d'évolution significative de ce type de situation au cours des deux dernières décennies (Tableau 6).

- Les situations de type AN sont fréquentes vers la fin de l'hiver et au début du printemps (février à avril où cette configuration isobarique est prédominante). Elles sont à l'origine des coulées froides de Nord suite à une circulation de type méridienne qui accroît le risque de gelées tardives qui peuvent occasionner certains dégâts sur la végétation. Leur fréquence d'apparition est de l'ordre de 6,2% au cours des 20 dernières années (Tableau 5). Elles tendent à diminuer au cours de la dernière décennie avec -2,2%.

- Les situations de type AS sont un peu plus fréquentes vers le mois de juillet ou le milieu de l'automne. Elles amènent des vagues de chaleur assez brèves précédant l'arrivée d'un temps plus instable et plus frais. Durant l'hiver, elles favorisent la dissipation des brouillards. Leur fréquence d'apparition est de l'ordre de 8,3% au cours des 20 dernières années avec une baisse de 1,3% au cours de la dernière décennie.

- La situation de type A est un peu plus fréquente vers la fin de l'été (Tab 5). Au cours de l'hiver, elle favorise l'apparition de brouillards tenaces qui peuvent perdurer tout au long de la journée avec une détérioration notable de la qualité de l'air. Leur fréquence d'apparition est relativement faible avec seulement 2,9% de l'ensemble des cas recensés. Ce type de situation tend à être plus fréquent ces dernières années avec une hausse de +3,9% par rapport aux années 1980.

4.2.2. Les situations perturbées

Les journées perturbées représentent 60% de la totalité des situations recensées pour la période 1981-2000. Il est intéressant de signaler que ce chiffre est similaire à la valeur de 58% obtenue sur 25 ans pour le bassin parisien (PAUL, 1992).

- Les situations perturbées d'Ouest (PO) représentent près du quart des situations synoptiques recensées, soit 26,6%. Elles voient leur fréquence augmenter durant l'automne pour atteindre un maximum au cours des mois de décembre et janvier (Tableau5). Cette prépondérance des temps perturbés d'W, au cœur de l'hiver, explique parfois l'absence de neige à basse altitude, avec un hiver relativement doux en plaine. Au cours du mois de février, on relève une baisse significative de ce type de temps qui est due à une augmentation des situations perturbées avec retour d'Est (PRE) occasionnées par des coulées froides de Nord en direction du bassin méditerranéen (augmentation des situations anticycloniques de type AN). Leur fréquence est la plus faible durant le mois d'avril. L'évolution des situations perturbées d'Ouest indique une diminution de ces dernières (-2,7%) au profit des situations perturbées de Sud-Ouest.

- Le type de temps perturbé de SW (PSO) est majoritaire au cours du mois de mai ou il engendre un temps chaud lourd et orageux. Il devient minoritaire au cours de l'hiver contrairement à ce que l'on pourrait supposer. Avec une fréquence d'apparition de 11,8% il se positionne au 3^{ème} rang de l'ensemble des types de temps observés (Tableau5). Il tend à être un peu plus fréquent au cours de la dernière décennie du 20^{ème} Siècle avec un accroissement des fréquences d'occurrence de l'ordre de + 1,8%. Cette hausse pourrait expliquer en partie l'augmentation des températures constatée entre les années 1980 et les années 1990.

- Le type de temps perturbé de NW (PNO) est majoritaire au cours du printemps et au cœur de l'été (mois de juillet) ou il engendre un temps froid et instable au printemps et un temps frais et humide en été (impression d'un été pourri). Il devient minoritaire au cours de l'automne et tend de nouveau à augmenter au cours de l'hiver. Avec une fréquence d'apparition de 9%, il se positionne au 5^{ème} rang de l'ensemble des types de temps observés. Il tend à être moins fréquent ces dernières années avec une baisse de -1,3%. (Tableau6)

- Les types de temps perturbés de Nord (PN) ou de Sud (PS) ont des fréquences d'apparition qui sont à l'inverse l'une de l'autre. Le temps perturbé de Sud apparaît surtout vers la fin de l'Automne (novembre), tandis que le temps perturbé de Nord apparaît surtout au début du printemps (mars, avril). Ceci est lié au cycle des saisons, avec en hiver et au printemps une surface océanique froide et une accumulation d'air froid au niveau des hautes latitudes, et en automne des remontées d'air chaud issues des latitudes subtropicales qui s'humidifient sur la Méditerranée. Cela peut engendrer de fortes précipitations dans le SE de la France notamment à proximité des reliefs des Cévennes et des Corbières (cf. les inondations de novembre 1999 dans l'Aude où il est tombé plus de 500 mm en l'espace de 72 heures à Lézignan-Corbières). Leurs fréquences d'apparition demeurent relativement faibles avec respectivement 3,2% et 1,0% (Tableau.5). L'analyse des fréquences d'occurrence de ces circulations méridiennes montre un léger accroissement de ces dernières, au cours des années 1990, surtout en ce qui concerne les situations perturbées de Sud.

Les situations perturbées avec retours d'Est (PRE) jouent un rôle non négligeable dans le climat de l'Est de la France. Elles atteignent leur fréquence maximale durant le mois de février, ce qui explique en partie les fortes chutes de neige qui peuvent parfois être observées dans le NE de la France (*plus de 50cm de neige à Colmar durant le mois de février 1986*). Les retours d'Est atteignent leur fréquence minimale au cours de l'été. Ils représentent 8,3% au niveau de l'ensemble des types de temps observés dans le NE de la France, ce qui n'est pas négligeable. On ne relève pas d'évolution significative de ce type de temps de 1981 à l'an 2000.

Conclusion

L'analyse des données thermiques pour le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne indique un accroissement des températures moyennes de l'ordre de +0,7°C à +1,0°C pour la dernière décennie du 20^{ème} siècle par rapport à la normale 1961-1990. Ce réchauffement tend à être uniforme quel que soit le site et l'altitude. Les stations urbaines ou périurbaines ne se démarquent plus des autres stations. L'intensité de ce réchauffement présente de fortes variabilités au cours des saisons. Il est surtout sensible en hiver et au printemps. La saison automnale se démarque par une baisse des températures qui est surtout sensible en altitude. L'examen des fréquences d'occurrences des situations synoptiques ne montre pas de variations significatives entre les situations perturbées et les situations anticycloniques durant les deux dernières décennies. Le rapport est de 60% contre 40%.

On relève toutefois quelques tendances intéressantes pour certains types de temps comme les situations de type PSO, A ou AM qui tendent à augmenter et les situations de type AN et PO et PNO qui régressent depuis 1990. Le réchauffement des températures observé durant la dernière décennie du 20^{ème} Siècle est certes dû à un accroissement de la concentration de certains polluants (CO₂ méthane), mais également à des fréquences un peu plus marquées de certains types de temps pouvant amener des températures plus clémentes.

Bibliographie

DENEUX M. , 2002 : *L'évaluation de l'ampleur des changements climatiques, de leur causes et de leur impact prévisible sur la géographie de la France à l'horizon 2025, 2050 et 2100*, Rapport édité par l'office parlementaire d'évaluation des choix scientifiques et technologiques, Tome 1, Edition Assemblée Nationale & Sénat, Paris. 296 p.

MOISSELIN J.M., SCHNEIDER M., CANELLAS C, MESTRE O., 2002 : *Changements climatiques en France au 20ème Siècle - Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et température*. La Météorologie, 8^{ème} Série, 38, pp. 45-56

PAUL P. , 1992 : *Classification des situations météorologiques sur les Vosges et le Fossé Rhénan (Période 1981-1990)*, CEREG (URA 95), UFR de Géographie, Université Louis-Pasteur, Strasbourg. 21 p.

LES INDICATEURS CLIMATIQUES DE GRANDE ECHELLE ET LA VARIABILITE DES TEMPÊTES SUR LE TERRITOIRE FRANÇAIS

D. JOUAN

*Laboratoire Costel-LETG UMR 6554 du CNRS, Université de Rennes 2
et CSTB département Climatologie, Aérodynamique, Pollution et Epuration
11 rue Henri Picherit, BP 82341, 44323 Nantes cedex 03
[E-mail: jouan@cstb.fr](mailto:jouan@cstb.fr)*

Résumé

Les indices climatiques de grande échelle comme l'Oscillation Nord Atlantique sont calculés à partir des mesures de pression atmosphérique et présentent donc l'avantage d'être disponibles sur des périodes de temps plus longues que les données de mesures de vitesse du vent. Afin de pouvoir faire une climatologie des tempêtes sur une durée étendue, on cherche à voir si la fréquence et l'intensité des tempêtes sont reliés à ces indices. Il s'avère que des épisodes de vent fort isolés peuvent survenir dans des configurations de circulation atmosphérique très différentes, alors que les tempêtes qui affectent une superficie importante du territoire français se produisent principalement en régime zonal quand les indices ont des valeurs positives. Mais une des limites de l'utilisation de ces indices est que la réciproque ne se vérifie pas.

Abstract

High scales climatic indexes like the North Atlantic Oscillation are built from pressure measurements. These data are available on longer time scales than wind speed data. In order to build storm climatology on an extended period, we want to study the relationship between oscillation indexes and storms in term of frequency and intensity. Isolated strong wind events could occur in various atmospheric circulation pattern, although storms that affect a great area on the French territory occurs mainly in zonal weather regime when climatic indexes take positive values. But one of the limit of such indexes is that the reciprocity is not verified.

Mots-clés : tempêtes, variabilité inter-annuelle, analyse statistique, ONA

Keywords : storms, year to year variability, statistical analysis, NAO

Introduction

On mesure une augmentation de la teneur en gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis le milieu du XVIII^e siècle. Une des craintes principales serait que la fréquence et l'intensité des événements extrêmes soient modifiées, en allant vers un renforcement des contraintes et du risque qu'ils engendrent. Pour l'étude des tempêtes, un des problèmes rencontré est la courte durée des séries de mesure du vent. Pour effectuer une climatologie des tempêtes sur un intervalle de temps qui soit suffisamment long, il est donc nécessaire de recourir à d'autres paramètres, ceux-ci étant toujours en lien avec les caractéristiques physiques et dynamiques des tempêtes. Les mesures de pression atmosphérique sont parmi celles qui sont les plus anciennes et elles présentent l'avantage d'être moins sensibles aux variations d'instrumentation. Nous allons voir dans cette étude le lien qui existe entre les indices climatiques de grande échelle, qui traduisent la variabilité de la circulation atmosphérique et les tempêtes qui touchent le territoire français.

1. Données

1.1. Les imperfections des séries de mesure

Les données qui permettent de mesurer l'intensité d'une tempête sont la vitesse des vents enregistrés d'une part, et la valeur de pression atmosphérique d'autre part. Un des problèmes qui se pose est la mesure des rafales maximales, car jusqu'au début des années 1980, elles détérioraient souvent les anémomètres, ce qui rendait difficile la mesure des rafales de vent d'intensité supérieure à 50 m.s⁻¹. Pour cette raison, il existe de nombreuses discontinuités dans les séries de mesure, que ce soit en raison des changements d'appareils ou des destructions d'appareils dans les sites exposés aux rafales les plus fortes (Lemasson, 1999).

En outre se pose le problème de la faible densité du réseau au dessus des océans. Or les tempêtes qui frappent le Nord Ouest de l'Europe prennent naissance au dessus de l'Atlantique Nord et la distribution des cyclones extratropicaux présente une dominante océanique (Trzpit, 1978). Pour cette raison, les étapes d'évolution des tempêtes sont imparfaitement connues à ce jour. De plus, il se peut très bien que le réchauffement climatique se traduise par une modification des trajectoires des tempêtes sans pour autant que leur intensité se modifie. Ainsi, une modification à l'échelle régionale ne traduirait pas forcément une modification à l'échelle de l'Atlantique Nord, dans l'hypothèse où l'on puisse observer une translation vers l'Est du rail des dépressions en lien avec un renforcement du gradient de température (Beersma et al., 1997).

1.2. les données utilisées

Deux fichiers initiaux couvrant la saison froide ont été fournis par Météo-France. Un premier recense les dates où au moins une des 67 stations en activité sur la période 1962-1999 a enregistré une rafale supérieure à 100 km/h. Le second fichier recense les épisodes de vent fort (rafales > 100 km/h) qui se sont déroulés pendant 3 jours consécutifs sur la période 1950-1999 et qui ont touché 10 stations au moins sur les 67 qui ont servi à l'étude. Un indice d'ampleur de tempête a été défini selon le nombre de stations touchées par un épisode de vent fort pendant l'événement considéré. Cet indice est constitué de 4 seuils : moins de 10 stations, entre 10 et 19, entre 20 et 29, et plus de 30 postes touchés sur au moins une journée de l'épisode de 3 jours considéré.

2. L'incertitude des échelles de variabilité

Nous pouvons voir sur la **figure 1** qu'il existe une forte variabilité inter-annuelle qui est soulignée par la courbe des moyennes mobiles. Nous pouvons observer une baisse du nombre de tempêtes par saison froide du début des années 1960 jusqu'au milieu des années 1970 puis une remontée rapide au début des années 1980 qui se maintient pendant la décennie avant de légèrement baisser au cours des années 1990. Il est toutefois possible de souligner la plus forte occurrence des hivers avec un nombre important de tempêtes sur la fin de la période, avec les hivers remarquables de 87/88, 89/90 et de 94/95, alors que les hivers faiblement tempétueux (moins de 10 tempêtes) surviennent seulement avant 1976. Cela explique la tendance à l'augmentation du nombre de tempêtes sur l'ensemble de la période qui est souligné par la droite de tendance.

En outre, la variabilité naturelle du climat est mal connue, et rien ne permet de mettre en relation cette tendance observée avec le réchauffement des températures qui a été observé concomitamment. Cependant, il convient de nuancer ces affirmations, car ces résultats concernent des données assez disparates avec des tempêtes *d'intensités différentes* qui ont touché des *superficies différentes*, et ne laissent présager en rien de la variabilité des événements de forte intensité.

Ainsi, la **figure 2** montre l'évolution du nombre de tempêtes de forte ampleur par saison froide, c'est à dire des événements pendant lesquels l'étendue des régions concernées par des vitesses de vent élevées était importante. L'intervalle de temps choisi n'est pas l'année civile mais l'année (septembre-août) centrée sur la saison froide (octobre-mars).

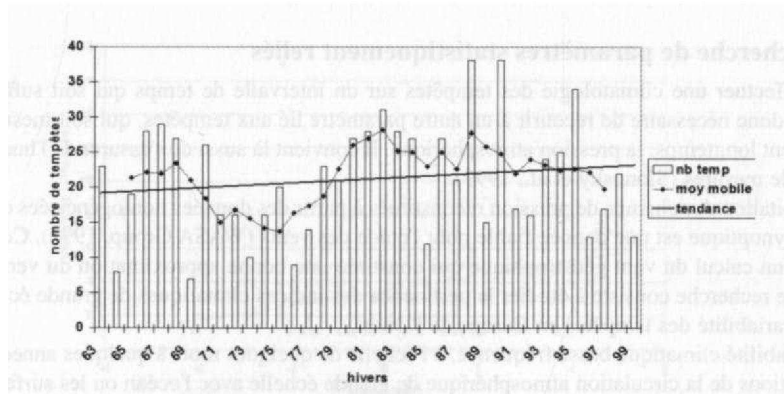


Figure 1 : Evolution du nombre de tempêtes par saison froide (octobre à mars) sur le territoire français de 62/63 à 98/99.

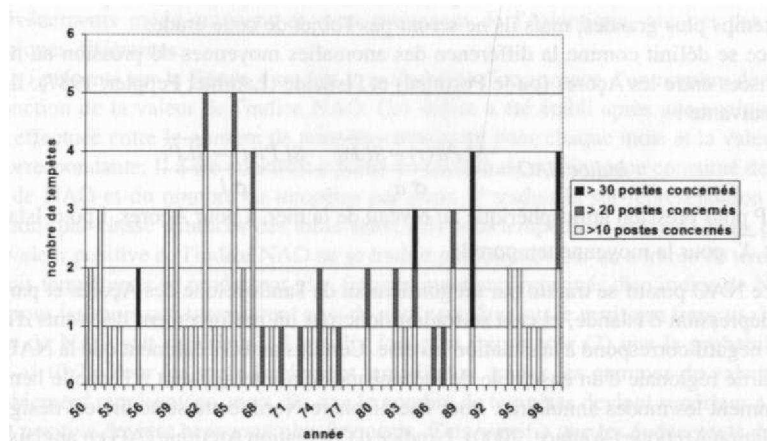


Figure 2 : Evolution du nombre de tempêtes en France par hiver selon leur ampleur entre 1950 et 1999 (d'après un réseau de 67 postes répartis sur l'ensemble du territoire métropolitain).

On retrouve pour les tempêtes de forte ampleur (plus de 10 postes touchés) une grande variabilité inter-annuelle avec des caractéristiques qui sont assez comparables avec le nombre total de tempêtes par an. Cela se traduit par un nombre assez élevé dans les années 1960 suivi d'une baisse dans les années 1970 pour revenir à un niveau assez élevé dans les années 1980 et 1990. L'évolution diverge quelque peu puisque le *nombre de tempêtes de forte ampleur* est plus important dans les années 1960 que dans les années 1980. Mais ce qu'il y a de plus remarquable, c'est que les *tempêtes de très forte ampleur* (qui concernent plus de 30 postes) sont beaucoup plus fréquentes sur la fin de la période (une en 1984 et en 1999, 3 en 1990) contre une seule auparavant en 1955. Cependant, ces événements ont une période d'occurrence assez faible. Il est dès lors possible d'émettre des réserves sur la représentativité de l'échantillon de données, mais cette tendance est suffisamment nette pour être soulignée.

Cependant, ces données ne permettent pas de faire une climatologie des tempêtes, et il est nécessaire d'élargir la période d'étude. Pour cela, il faut trouver d'autres données qui sont reliées avec la vitesse du vent mesurée au sol.

3. La recherche de paramètres statistiquement reliés

Pour effectuer une climatologie des tempêtes sur un intervalle de temps qui soit suffisamment long, il est donc nécessaire de recourir à un autre paramètre lié aux tempêtes, qui soit mesuré depuis suffisamment longtemps: la pression atmosphérique. Il convient là aussi de s'assurer de l'homogénéité des séries de mesures (Slonosky et al., 1999).

L'exploitation des champs de pression reconstitués à partir des données homogénéisées de stations du réseau synoptique est une donnée fiable pour l'étude des vents (WASA Group, 1998). Cela permet d'effectuer un calcul du vent géostrophique qui constitue une bonne approximation du vent réel. Un autre axe de recherche consiste à étudier la pertinence des indices climatiques de grande échelle pour décrire la variabilité des tempêtes en Europe de l'Ouest.

La variabilité climatique basse fréquence, à l'échelle de quelques mois à quelques années, est liée aux interactions de la circulation atmosphérique de grande échelle avec l'océan ou les surfaces continentales. Ces oscillations sont en général plus actives en hiver lorsque le gradient méridien de température équateur-pôle est aussi le plus important, et que les perturbations sont les plus fréquentes. Pour l'Atlantique Nord, cette oscillation est connue sous le nom d'Oscillation Nord Atlantique (NAO en anglais). D'autres mécanismes sont responsables des fluctuations climatiques observées à des échelles de temps plus grandes, mais ils ne seront pas l'objet de cette étude.

Cet indice se définit comme la différence des anomalies moyennes de pression au niveau de la mer, normalisées entre les Açores (ou le Portugal) et l'Islande (Lamb et Pepler, 1987). Il est calculé de la façon suivante :

$$\text{indice NAO} = \frac{SLPa(t) - \overline{SLPa}}{\sigma_a} - \frac{SLPi(t) - \overline{SLPi}}{\sigma_i}$$

avec SLP pour pression atmosphérique au niveau de la mer, a pour Açores, i pour Islande, σ pour écart type et \bar{X} pour la moyenne temporelle.

Un indice NAO positif se traduit par un gonflement de l'anticyclone des Açores et par un creusement de la dépression d'Islande, et cela se traduit donc par un renforcement des vents d'ouest, alors qu'un indice négatif correspond à la situation inverse. Certains auteurs estiment que la NAO ne constitue que la partie régionale d'un ensemble de mécanismes qui interagissent à l'échelle hémisphérique et qu'ils nomment les modes annulaires. Pour l'hémisphère Nord, cette structure est désignée sous le nom d'Oscillation Arctique (Wallace, 2000). L'indice d'Oscillation Arctique (AO en anglais) se calcule à partir de la première composante principale d'une Analyse en Composante Principale (ACP) effectuée sur le champ de pression au niveau de la mer. Selon la valeur de cet indice, la force du flux zonal est favorable à une forte interaction onde planétaire-flux moyen (Thompson et Wallace, 2000).

Cependant, ce sont des indices qui sont calculés à grande échelle, et ils ne décrivent qu'imparfaitement la situation moyenne de l'atmosphère sur le territoire considéré à une échelle temporelle qui peut être variable. Nous allons étudier leur pertinence pour des événements qui sont localisés dans l'espace et dans le temps.

En ce qui concerne les tempêtes, les liens entre les tempêtes et les indices semblent moins évidents comme le montre le **figure 3**.

On peut voir que même si le nombre de tempêtes tend à augmenter quand l'indice NAO augmente, la corrélation entre le nombre de tempêtes par mois et l'indice de NAO demeure très faible (0.26) et n'a donc pas vraiment de signification statistique. La corrélation est encore plus faible avec l'indice AO (0.12). L'échelle temporelle n'a que peu d'incidence, car si on se place à l'échelle de la saison froide étendue (octobre à mars) les corrélations passent à 0.28 pour la NAO et 0.11 pour l'AO. Mais il faut souligner que ces résultats tiennent compte d'épisodes de vent fort qui sont très différents les uns des autres. En effet certains auront été ressentis à une échelle locale alors que d'autres auront eu une intensité et une étendue spatiale beaucoup plus importante. De plus, aucune distinction n'est faite

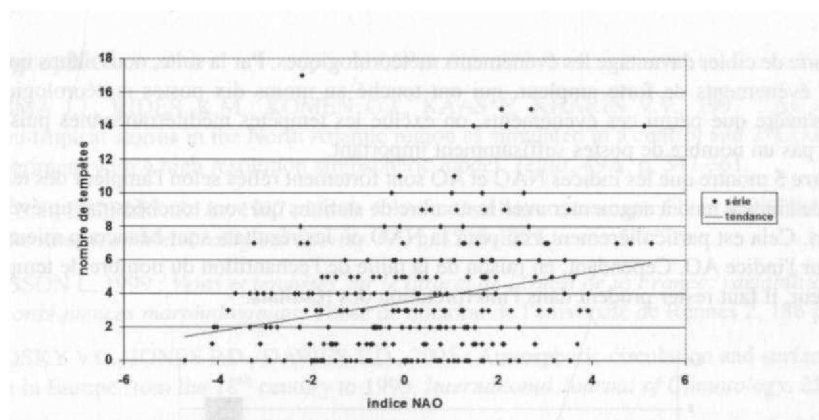


Figure 3 : nombre de tempêtes enregistrées pendant les mois de la saison froide (octobre à mars) selon la valeur de l'indice NAO pour la période 1962 à 1999.

entre les événements méditerranéens et ceux provenant de l'Atlantique, qui ont des dynamiques météorologiques différentes.

L'indice i présenté sur la figure 4 traduit la probabilité d'occurrence d'un nombre de tempêtes par mois en fonction de la valeur de l'indice NAO. Cet indice a été établi après une analyse des correspondances effectuée entre le nombre de tempêtes enregistré pour chaque mois et la valeur de l'indice de NAO correspondante. Il a été construit à partir du tableau de contingence constitué des fréquences de classes de NAO et du nombre de tempêtes par mois. Il traduit la surreprésentation (ou la sous-représentation) par classe d'indices des mois selon s'ils sont tempétueux ou non. Nous pouvons voir que si une valeur positive de l'indice NAO ne se traduit pas toujours par un nombre de tempêtes important, les mois tempétueux se produisent plus fréquemment accompagnés d'un indice de NAO élevé.

Ainsi, pour les mois qui enregistrent plus de neuf tempêtes sur le territoire français, la probabilité que l'indice de NAO soit supérieur à 1 est dix fois plus importante (2) que la probabilité qu'il soit inférieur à -1 (0.2). Pour les mois faiblement tempétueux, toutes les gammes de valeur des indices sont équitablement représentées, mais dès que le nombre de tempêtes devient supérieur à 5, les cas où la NAO est positive devient beaucoup plus fréquents. Cela signifie que les événements de vent fort se produisent plus fréquemment lors d'épisodes qui ont une durée de plusieurs jours consécutifs.

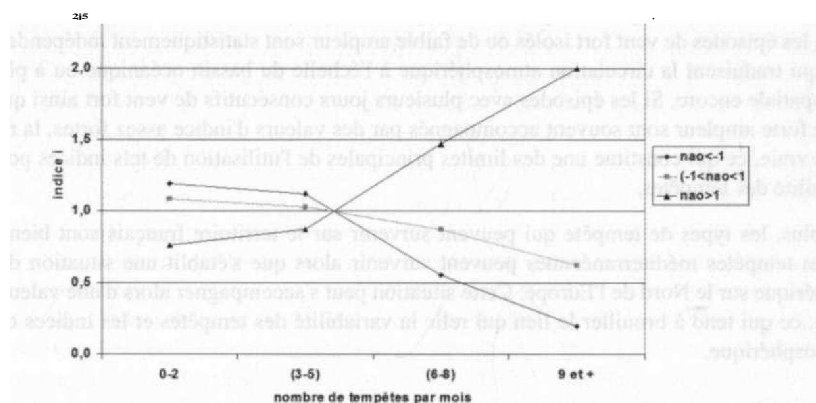


Figure 4 : Indice de probabilité d'occurrence mensuelle du nombre de tempêtes selon l'indice NAO.

Il importe de cibler davantage les événements météorologiques. Par la suite, nous allons nous intéresser aux événements de forte ampleur, qui ont touché au moins dix postes météorologiques du réseau. Il s'avère que parmi ces événements, on exclue les tempêtes méditerranéennes puisqu'elles n'affectent pas un nombre de postes suffisamment important.

La **figure 5** montre que les indices N A O et AO sont fortement reliés selon l'ampleur des tempêtes. La valeur de l'indice tend à augmenter avec le nombre de stations qui sont touchées par un événement de vent fort. Cela est particulièrement vrai pour la NAO où les résultats sont beaucoup mieux corrélés que pour l'indice A O. Cependant, en raison de la taille de l'échantillon du nombre de tempêtes de forte ampleur, il faut rester prudent dans l'interprétation des résultats.

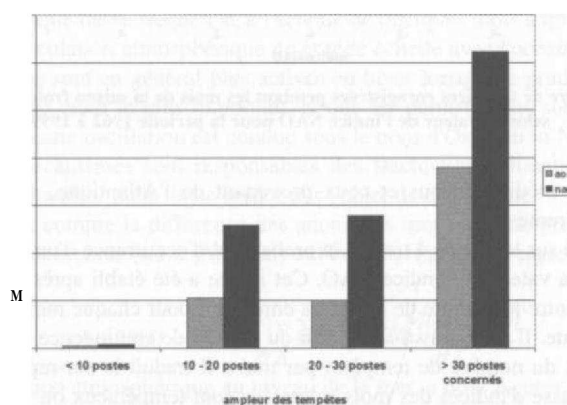


Figure 5 : Valeur moyenne des indices d'Oscillation Arctique et d'Oscillation Nord-Atlantique selon le nombre de postes concernés par des vents forts.

Conclusion

Il faut retenir que la variabilité inter-annuelle du nombre et de l'ampleur des tempêtes ne permet pas de pouvoir déceler de tendances significatives, d'autant plus que la variabilité naturelle reste mal connue en raison de la durée des séries de mesure disponibles. Les indices climatiques de grande échelle présentent l'avantage de pouvoir être calculés sur des périodes de temps beaucoup plus longues, mais nous avons pu voir qu'ils sont imparfaitement reliés avec les événements de tempête. En effet, les épisodes de vent fort isolés ou de faible ampleur sont statistiquement indépendants de ces indices qui traduisent la circulation atmosphérique à l'échelle du bassin océanique ou à plus grande échelle spatiale encore. Si les épisodes avec plusieurs jours consécutifs de vent fort ainsi que les épisodes de forte ampleur sont souvent accompagnés par des valeurs d'indice assez fortes, la réciproque n'est pas vraie, ce qui constitue une des limites principales de l'utilisation de tels indices pour décrire la variabilité des tempêtes.

De plus, les types de tempête qui peuvent survenir sur le territoire français sont bien distincts. Ainsi, les tempêtes méditerranéennes peuvent survenir alors que s'établit une situation de blocage atmosphérique sur le Nord de l'Europe. Cette situation peut s'accompagner alors d'une valeur de N A O négative, ce qui tend à brouiller le lien qui relie la variabilité des tempêtes et les indices de circulation atmosphérique.

Bibliographie

- BEERSMA J.J., RIDER K.M., KOMEN G.J., KAAS E, KHARIN V.V., 1997 : An analysis of extra-tropical storms in the North Atlantic region as simulated in a control and 2*CO2 time-slice experiment with a high resolution atmospheric model. *Tellus*, 49A, p. 347-361.
- LAMB R J., PEPPLER R. A., 1987 : North Atlantic Oscillation: concept and an application, *Bulletin of the American Meteorological Society*. 68, p. 1218-1225.
- LEMASSON L, 1999 : *Vents et tempêtes sur le littoral de l'Ouest de la France: variabilité, variation et conséquences morphologiques*, Thèse de doctorat de l'université de Rennes 2, 186 p.
- SLONOSKY V.C., JONES P.D., DAVIES T.D., 2001 : Atmospheric circulation and surface temperature in Europe from the 18th century to 1995, *International Journal of Climatology*. 21, p. 63-75.
- THOMPSON D. W. J., WALLACE J. M., 2000 : Annular modes in the extratropical circulation. Part I : month to month variability, *Journal of Climate*. 13, pp. 1000-1016.
- TRZPIT J. P., 1978 : Activités cycloniques et rythmes climatiques aux latitudes moyennes, *Norois*, 97, pp. 69-85 ; *Norois* 98, p. 149-168.
- W A L L A C E J. M . , 2000 : North Atlantic Oscillation/annular mode: two paradigms-one phenomon, *Quarterly Journal of the royal Meteorological Society*. 126, p. 791-805.
- W A S A Group, 1998 : Changing waves and storms in the Northeast Atlantic?, *Bulletin of the American Meteorological Society*. 79 (5), p. 741-760.

LE SYSTÈME MONDIAL D'OBSERVATION DU CLIMAT CONTRIBUTION FRANÇAISE

R. JUVANON DU VACHAT

*Météo-France, D2I/ENV
1, Quai Branly 75340 Paris Cedex 07*

Résumé

On présente la contribution française au Système Mondial d'Observation du Climat (SMOC), qui a pour but la surveillance du climat. Ce système a été recensé à l'occasion de la 3^{ème} Communication Nationale de la France à la Convention Climat en novembre 2001 (MIES, 2001); il comporte quatre composantes : météorologique et atmosphérique, océanique, terrestre, enfin spatiale. On a choisi de développer plus spécialement les composantes atmosphérique et terrestre, cette dernière comprenant des mesures de glaciers et de flux de carbone plus spécialement en lien avec le climat. On notera à cet égard le lien de ces réseaux d'observation avec les programmes de Recherche sur le changement climatique. On indique enfin les perspectives futures (en France et en Europe) pour ce Système Mondial d'Observation du Climat.

Abstract

We present the french contribution to the Global Climate Observing System, which is planned to monitor the climate. This contribution has been identified for the publication of the third National Communication to the United Nations Frame-work Convention on Climate Change (MIES, 2001); this system includes the following four components : first meteorological and atmospheric, oceanic, terrestrial and spatial. Our choice here is to give details of the atmospheric and terrestrial components, the latest including observation of glaciers and measurements of carbon fluxes very close to the climate system monitoring. Moreover, it can be noticed that these observations are a part of climate change research. At the end we show the ongoing features (for France and Europe) of this Global Climate Observing System.

Mots-clés : Observation, Climat, Mondial, Convention Climat, Protocole de Kyoto.

Keywords : Observation, Climate, Global, UNFCCC, Kyoto Protocol.

Introduction

Fin Novembre 2001, la Mission Interministérielle française de l'Effet de Serre a déposé sa 3TM Communication Nationale à la Convention Climat (UNFCCC) à Bonn. Son chapitre 8 intitulé « Recherche et Observation Systématique » (MIES, 2001) contient la revue des programmes français de recherche et d'observation sur le Changement Climatique, notamment la contribution française au Système Mondial d'Observation du Climat (S M O C, GCOS en anglais) recensée pour la première fois. L'objet de cette participation au GCOS est de vérifier l'adéquation du système français pour la surveillance du climat (résolution spatiale, fréquence temporelle, état de fonctionnement), tout en montrant des aspects spécifiques liés à la Convention Climat (Rio, 1992) et au Protocole de Kyoto (1997). C'est en effet la Convention Climat qui a initié ce programme GCOS en 1992 sous la responsabilité des quatre organismes suivants : l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE), la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI) et le Conseil International des Unions Scientifiques (CIUS). Le SMOC est un système d'observation composite comprenant quatre domaines d'observation avec des réseaux spécifiques : l'atmosphère, l'océan, les réseaux terrestres (glaciers et flux de carbone), enfin le domaine spatial. On a choisi ici de présenter *les réseaux atmosphériques et les réseaux terrestres*. Ces réseaux terrestres comportent le réseau de surveillance des glaciers et les réseaux mesurant les flux de carbone pour le Protocole de Kyoto, qui sont directement intégrés dans des programmes de recherche.

1. Observation météorologique et atmosphérique

L'observation météorologique (et atmosphérique) comprend le réseau de surface (GSN), le réseau d'altitude (GUAN) et des mesures physico-chimiques de l'atmosphère (réseau GAW).

1.1. Réseau de surface GSN

Le réseau météorologique de surface (GSN) comprend depuis 1999 les 6 stations suivantes en France métropolitaine : Rennes, Strasbourg, Bourges, Toulouse, Marseille et le Mont-Aigoual. Cette dernière a été retenue en tant que station de montagne. Ces différentes stations font partie du réseau synoptique de base de l'OMM, pour la diffusion des données. De ce fait les séries de données anciennes (moyennes mensuelles et quotidiennes) ainsi que les métadonnées et les données journalières, sous forme de messages CLIMAT sont régulièrement fournies au Centre Climatologique mondial d'Asheville (USA). Pour la France d'outre-mer le réseau GSN comprend les 14 stations suivantes. Pour la Guyane : Cayenne-Rochambeau* ; pour la Guadeloupe : Le Raizet ; pour l'Océan indien et les Terres australes : Dzaoudzi-Pamanzi (Mayotte), Martin de Vivies* (île Amsterdam), Port-aux-Français* (île Kerguelen) ; pour l'Antarctique : Dumont d'Urville* ; pour la Nouvelle Calédonie : Koumac, Nouméa*, Hififo (île Wallis) ; pour la Polynésie Française : Atuona*, Tahiti-Faaa*, Rikitea, Tubuai, Rapa*.

1.2. Réseau d'altitude GUAN

Ce réseau concerne la mesure en altitude par radiosondage. En métropole il n'y a pas de station, mais il comprend 9 stations outre-mer. Ce sont les stations signalées par un astérisque dans le réseau de surface (GSN) précédent, en y ajoutant l'île de Tromelin (Océan Indien).

1.3. Réseau physico-chimique GAW

Ce réseau GAW mesure la physico-chimie de l'atmosphère, et comprend 4 stations en métropole. Abbeville et Gourdon mesurent l'acidité des précipitations (programme BAPMON), Carpentras est spécialisé dans le rayonnement, enfin l'ozone (profils et colonnes totales) est mesurée à l'Observatoire de Haute Provence. Les mêmes mesures d'ozone sont aussi réalisées à Dumont d'Urville (Antarctique), à Saint Denis de la Réunion et dans l'île Kerguelen (réseau NDSC). Enfin le CO₂ est mesuré à l'île Amsterdam (Voir aussi 3.3).

1.4. Réseau GSN futur

Dans le futur, dans le cadre du projet européen ECSN qui met en place une banque de données climatologiques journalières, ce réseau de surface (GSN) comprendra les 14 stations de plaine suivantes : Besançon, Bordeaux, Bourges, Brest, Clermont-Ferrand, Lille, Lyon, Marseille, Paris, Perpignan, Poitiers, Rennes, Strasbourg, et Toulouse. Quatorze autres stations sont aussi prévues pour étoffer ce réseau et mieux représenter les topo-climats français. Le choix s'est effectué sur la base de longues séries existantes de température et de précipitations, qui remontent en général jusqu'en 1945, et parfois 1880, avec ou sans changement de poste d'observation. On remarque que l'un des problèmes pour l'analyse de ces longues séries d'observation est le changement de poste d'observation qui est normal sur une telle durée mais qui peut conduire à des conclusions erronées. Là-dessus les travaux statistiques de Moisselin et al. (2002) ont permis de tirer une conclusion claire sur l'évolution du climat sur la France depuis 100 ans environ, en calculant une évolution de température moyenne (TM) de 0,7 °C à 1°C. Les températures minimales (Tm) ont plus augmenté que les maximales (Tx) et l'amplitude diurne est en baisse sur la majorité du territoire. Cette évolution séculaire de Tm correspond à un déplacement vers le Nord de 360 Km, pour Tx de 90 Km et pour TM de 180 Km. La **figure 1** illustre cette évolution de la température moyenne annuelle à Paris-Montsouris depuis 1873, avec une tendance de 0,77 °C pour la période 1901-2000. Enfin cette étude confirme que l'on ne peut attribuer ce réchauffement uniquement à l'effet urbain, qui représente une contribution de 10 % , ce qui est conforme aux résultats du GIEC.

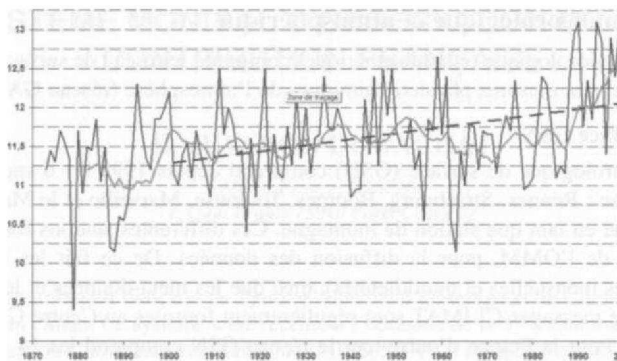


Figure 1 : Evolution de 1873 à 2000 des températures moyennes annuelles (°C) à Paris-Montsouris (en noir continu ; moyenne glissante sur 15 points, en grisé; tendance 1901-2000 en traits discontinus) (d'après Moisselin et al., 2002).

2. Observation des glaciers de montagne

2.1. Réseau d'observation du LGGE

Le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) poursuit des observations glaciologiques sur les glaciers alpins depuis 1956. Il s'agit de déterminer le bilan de masse (accumulation et ablation) de ces glaciers et leurs modifications géométriques et dynamiques. Ces données sont un indicateur de l'évolution climatique à haute altitude et sont indispensables pour comprendre les fluctuations glaciaires (positions des fronts, épaisseurs, vitesses). En outre, elles sont à la base de l'analyse des risques naturels d'origine glaciaire. Depuis 1995, le réseau d'observations des bilans de masse a été étendu et l'objectif est de rendre ce réseau pérenne : il comprend la détermination systématique des bilans de masse hivernaux et estivaux, tant en zone d'ablation qu'en zone d'accumulation, sur quatre glaciers (glacier d'Argentière, mer de Glace, glaciers de Gébroulaz et de Saint Sorlin). Ce réseau permet de disposer d'observations dans la plupart des massifs des Alpes françaises, sur une plage d'altitude de plus de 1500 m et pour différentes expositions. Les observations directes de bilans de masse, réalisées sur le glacier (carottages, balises) permettent de déterminer les variations de volume des glaciers à l'échelle de 10 ou 15 ans. L'analyse des bilans de masse sur les 50 dernières années prouve désormais que ces observations sont adaptées pour détecter l'évolution des bilans énergétiques (fusion estivale) et l'évolution des précipitations hivernales (par l'accumulation) en haute montagne. L'évolution du bilan de masse de deux glaciers (Saint Sorlin et mer de Glace) pendant les cent dernières années est présentée en **figure 2**. Ce réseau comprend également les observations des fluctuations glaciaires de ces 4 glaciers (Vincent, 2002). Depuis 2000, ce réseau fait partie de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble; le CEMAGREF réalise les mesures du bilan de masse du glacier de Sarennes depuis 1949. Enfin, le Parc National des Ecrins, en collaboration avec le LGGE, effectue des observations de bilans de masse dans la zone d'accumulation du glacier Blanc.

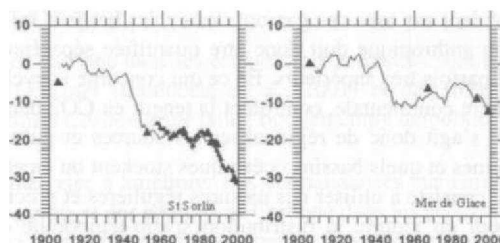


Figure : Bilan de masse (m d'eau équivalent) pour les glaciers de St Sorlin et de la Mer de Glace de 1900 à 2000. Mesures directes (petits triangles), mesures faites à partir de cartes (grands triangles) (d'après C. Vincent, 2002).

2.2. Réseau d'observation de l'IRD

De même, depuis 1991, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) poursuit un programme similaire, mais sur des glaciers tropicaux (Bolivie, Equateur et Pérou) : détermination des bilans de masse, des modifications géométriques et dynamiques, avec parfois un réseau de stations météorologiques permettant de calculer le bilan d'énergie à leur surface. Ce programme a débuté d'abord en Bolivie (1991) avec deux glaciers : le glacier Zongo (suivi mensuel du bilan de masse et du bilan hydrologique, suivi annuel des variations du front du glacier et de sa dynamique, et détermination du bilan d'énergie en surface depuis 1996) et le glacier de Chacaltaya (suivi mensuel du bilan de masse et annuel de la position de son front). A partir de 1995, le glacier 15 (de l'Antizana en Equateur possède un dispositif de mesure identique à celui du glacier Zongo et le glacier du Carihuarazo est suivi annuellement pour son bilan de masse. Enfin, depuis 1999, deux glaciers de la Cordillère Blanche au Pérou sont étudiés pour connaître leur bilan de masse annuel.

2.3. Observatoire de Recherche en Environnement sur les glaciers

Afin d'homogénéiser et de pérenniser le réseau de mesures effectuées à la fois sur les glaciers alpins et tropicaux, un projet d'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) sur ces glaciers a été préparé par les deux laboratoires (LGGE et IRD) et validé par le MRT : c'est l'Observatoire Glacio-Clim. Il permet de constituer une banque de données pour étudier les variations climatiques et valider les modèles de climat. Les glaciers sélectionnés dans ce projet d'observatoire sont représentatifs de climats variés et s'alignent sur un méridien climatique allant de l'Equateur (glacier Antizana) aux Pôles (Dôme C et Dumont d'Urville) en passant par la région subtropicale (glacier Zongo) et les Alpes (glaciers d'Argentière et de Saint Sorlin). La partie polaire de ce projet sera menée en collaboration avec l'Institut Polaire (IFRTP). Les données archivées sur support informatique sont mises à la disposition de la communauté scientifique depuis mai 2001, sur le serveur du LGGE (lgge.obs.ujf-grenoble.fr). On trouvera des résultats récents sur le suivi des glaciers alpins dans Vincent (2002), et pour le suivi des glaciers tropicaux, dont le fonctionnement fonte estivale et accumulation hivernale est très différent des glaciers alpins dans Francou et al. (1997).

3. Le réseau RAMCES pour le suivi des gaz à effet de serre

Le suivi à long terme des gaz à effet de serre est effectué par le réseau R A M C E S pour comprendre le cycle des trois principaux gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O) et leur rôle au sein du système climatique. La connaissance des flux permet de valider des modèles biogéochimiques et des scénarii socio-économiques d'émissions, qui sont utilisés pour prévoir l'évolution des sources et puits dans le futur. Il s'agit aussi de quantifier le bilan de carbone d'une grande région et sa variabilité dans le contexte de vérification de politiques de contrôle ou de réduction des émissions de gaz à effet de serre. Convertir les émissions de gaz à effet de serre en changements de concentration dans

l'atmosphère n'est pas évident car tous ces gaz ont des cycles naturels qui régulent leur abondance dans l'air. La perturbation anthropique doit donc être quantifiée séparément des termes sources et puits naturels qui lui sont parfois très supérieurs. En ce qui concerne le cycle du carbone, deux réservoirs, l'océan et la biosphère continentale, contrôlent la teneur en CO_2 dans l'air, avec des temps de réponse très différents. Il s'agit donc de régionaliser les sources et puits de CO_2 , c'est-à-dire de déterminer quels écosystèmes et quels bassins océaniques stockent ou émettent du carbone.

La méthode du LSCE consiste à utiliser des mesures régulières et précises de CO_2 sur un réseau global d'observatoires pour en induire la distribution spatio-temporelle des sources et des puits. Comme les variations de concentration en un point donné résultent des flux échangés à l'échelle régionale et globale, intégrés par la circulation des masses d'air, il est alors possible, à l'aide de méthodes d'inversion du transport atmosphérique, de traduire les gradients de concentration atmosphérique en termes de flux de surface.

3.1. Les observatoires du réseau RAMCES

Deux observatoires de mesures en continu du CO_2 existent depuis 1981 sur l'île Amsterdam et depuis 1992 à Mace Head (Irlande) et font partie du réseau GAW. Un exemple de ces mesures de CO_2 est donné à la **figure 3**, où l'observation paraît bien corrélée avec l'indice de l'oscillation australe. Le suivi du N_2O , troisième principal gaz à effet de serre a débuté en 2000. Enfin depuis 1996, pour disposer de mesures représentatives de l'atmosphère de fond en région continentale, le LSCE a mis en place des prélèvements réguliers de 0 à 3000 m au-dessus d'Orléans. Ce jeu de données constitue l'une des premières mesures en atmosphère continentale et a permis de quantifier la variabilité saisonnière du CO_2 dans la basse troposphère. On trouvera des résultats de bilans régionaux de flux de CO_2 sur différentes régions dans Bousquet et al. (2001).

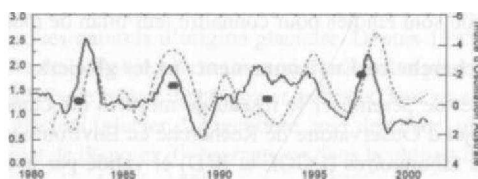


Figure 3 : Evolution du CO_2 (ppmv/an, en traits pleins) à l'île Amsterdam de 1980 à 2002, avec les points représentant les mesures par flacon, comparée avec l'indice d'oscillation australe (en tiretés) (d'après M. Ramonet, LSCE, 2002).

3.2. Futur réseau RAMCES

Pour densifier le réseau dans des régions clés, le choix s'est porté sur l'Océan Indien. Il s'agit du système d'observation OISO (Metzl, 2002) basé sur le navire océanique Marion-Dufresne, avec le projet de 3 stations de prélèvement d'air sur flacons à La Réunion, à l'île de Tromelin (depuis 1997) et aux Maldives. Ces stations complétées par les îles Amsterdam (continu) et Crozet (en collaboration avec la N OAA) permettront une bonne caractérisation du rôle de cette région dans le cycle du carbone d'ici 3 ans.

3.3. Projet européen AEROCARB

Ce projet européen vise à porter de 14 à 30 les observatoires du CO_2 au-dessus du continent européen d'ici 3 ans. Ce programme vise une approche intégrée pour estimer et contrôler le bilan net de carbone en Europe depuis l'échelle mensuelle jusqu'à l'échelle décadaire. C'est un véritable réseau pan-européen de suivi des gaz à effet de serre, qui unifie les réseaux de mesures du CO_2 en Europe, complétés par des mesures faites par avion. Enfin grâce à des techniques de mesures très précises de CO_2 , on peut séparer les différentes origines des flux de carbone.

4. Le programme FLUXNET

Les mesures de flux de carbone dans les écosystèmes terrestres sont effectuées dans le cadre du programme international *Fluxnet* (Baldocchi et al., 2001) et des divers programmes européens associés à la grappe de projets *Carboeurope* (site : bgc-jena.mpg.de/public/carboeur/) qui sont décrits ci-dessous.

Le projet *Carboeuroflux* vise à améliorer nos connaissances sur l'importance, la localisation et l'évolution temporelle des puits et des sources de Carbone dans les écosystèmes terrestres et de comprendre leurs causes. Ceci doit permettre d'améliorer la capacité de négociation de la Communauté Européenne dans le cadre du Protocole de Kyoto. Le projet *Carboage* a pour objectif d'analyser le rôle des forêts en Europe comme puits de Carbone pendant leur cycle de vie. A cette occasion on effectuera des mesures de flux de CO₂ sur un certain nombre de sites (comme dans Carboeuroflux), qui seront utilisées pour estimer ces flux à une échelle supérieure. Ceci permettra de mettre au point de nouvelles options de gestion pour la séquestration du carbone. On s'attend à ce que les perturbations du sol résultant des pratiques sylvicoles (plantation, entretien, récolte) produisent des flux de carbone à partir du sol, ce qui peut avoir un effet important sur l'évolution temporelle de ces flux. Concernant ces deux programmes, la France dispose de 5 sites expérimentaux, opérationnels et qui alimentent les bases de données : Bray et Bilos en Gironde (INRA), Hesse en Lorraine (INRA), Puechabon dans l'Hérault (CNRS), enfin Laqueuille dans le Puy-de-Dôme (INRA). Tous ces sites sont équipés d'un mât (ou tour) de mesure comportant des capteurs rapides permettant la mesure des flux de quantité de mouvement, chaleur sensible, vapeur d'eau, C O₂. Les mesures sont effectuées en continu sur des périodes de plusieurs années consécutives. En outre sont également effectuées des mesures microclimatiques (rayonnement, température, humidité, vent, précipitations...) et des mesures écophysiologiques (débits de sève, photosynthèse, respiration du sol, biomasse, indice foliaire...). Enfin le projet *Carbodata* réalise l'archivage des données de ces programmes.

Conclusion et perspectives

Cet article a pour but de donner une vue d'ensemble de la contribution française au SMOC, en insistant sur les aspects atmosphériques et terrestres. Pour le volet océanographique voir Juvanon du Vachat (2003). On trouvera l'ensemble de la contribution (avec les volets océanographique et spatial) dans le chapitre 8 de la Communication Nationale où se trouve présenté l'ensemble des programmes français de Recherche sur le Changement Climatique (MIES, 2001). Il faut aussi signaler à quelle logique ce programme d'observation obéit : essentiellement un recensement pour vérifier une adéquation aux objectifs de la convention, avec un but ultime de surveillance à long terme du climat (Karl, 1996). Nous renvoyons à Bessemoulin (2003) pour une présentation de l'évolution globale du climat et des aspects particuliers de cette évolution sur la France, concernant température et précipitations.

Enfin deux questions méritent d'être posées sur ces problèmes d'observation, (i) La pérennisation de l'observation, pour laquelle le concept d'Observatoire (de Recherche et opérationnels en Environnement) est une réponse, (ii) La dualité satellite et observation globale, versus observation in-situ pour laquelle l'Europe construit le projet GMES (Global Monitoring Environnement and Security). Pour terminer soulignons qu'une autre tendance de l'observation du climat qui en fait une branche passionnante est l'examen des carottages de l'Antarctique qui permettent de remonter jusqu'à 420 000 ans avant JC pour l'étude du climat de la terre (Petit et al., 1999) !

Bibliographie

- BALDOCCHI, D. et al., 2001 : FLUXNET : A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapour, and energy flux densities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, p. 2415 -2434.
- BESSEMOULIN P., 2003 : Nouvelles connaissances sur l'évolution du Climat. *Publications de l'Association internationale de Climatologie*, **15**, ce volume. BOUSQUET PH., PEYLIN PH., CIAIS PH., LE QUÉRÉ C, FRIEDLINGSTEIN P., TANS P., 2000 : Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, **290**, p. 1342-1346.
- FRANCOU B., RIBSTEIN P., POUYAUD B., 1997 : La fonte des glaciers tropicaux. *La Recherche*, **302**, p. 34-37.
- JUVANON DU VACHAT R., 2003 : Le système mondial d'observation du climat. Contributions atmosphérique et océanique. *Atelier Expérimentation et Instrumentation*, Brest janvier 2003.
- KARL TH., 1996 : *Long-term Climate monitoring by the global climate observing system*. Kluwer Academic Publishers, 648 p.
- METZL, N., 2002 : Les campagnes OISO. *Met Mar*, **190**, p. 6-11.
- MIES, 2001 : 3^{ème} Communication Nationale à la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques. Document MIES (Mission Interministérielle de l'Effet de Serre), 35 rue St Dominique 75700 Paris. (Voir le site effet-de-serre.gouv.fr).
- MOISSELIN JM. et al., 2002 : Les changements climatiques en France au XXème siècle. *La Météorologie*, **38**, p. 45-56.
- PETIT JR. et al., 1999 : Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, p. 429-436.
- VINCENT C, 2002 : Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *J. of Geophys. Res.*, **107**, D19, ACL4, p. 1-12.

SIGLES ou ACRONYMES (non définis dans le texte)

- BAPMON : Background Air Pollution Monitoring Network
 CE MAGREF : Centre du Machinisme Agricole, du Génie Rural et des Eaux et Forêts
 CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
 ECSN : European Climate Support Network
 GA W : Global Atmosphere Watch
 GIEC : Groupe Intergouvernemental des experts de l'Evolution du Climat
 GCOS : Global Climate Observing System (en français SMOC)
 GSN : GCOS Surface Network
 GUAN : GCOS Upper Air Network
 IFRTP : Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires
 INRA : Institut National de Recherche Agronomique
 MIES : Mission Interministérielle de l'Effet de Serre
 MRT : Ministère de la Recherche et de la Technologie
 NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
 ND SC : Network for Detection of Stratospheric Changes
 OISO : Service d'observation de l'océan indien
 O M M : Organisation Météorologique Mondiale
 RAMCES : Réseau Atmosphérique de Mesure de Composés à Effet de Serre
 SMOC : Système Mondial d'Observation du Climat
 UN F C C C : United Nations Framework Convention for Climate Change

ECOCLIMAP, UNE BASE DE DONNEES GLOBALE DE PARAMETRES DE SURFACE CONTINENTALE A LA RESOLUTION KILOMETRIQUE ET SON UTILISATION DANS LES MODELES METEOROLOGIQUES

J.L. CHAMPEAUX, V. MASSON, F. CHAUVIN

*METEO-FRANCE/ICNRM, 42, Av Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France
email : Jean-louis.champeau.x@meteo.fr*

Résumé

ECOCLIMAP est une base de paramètres de surface à 1km de résolution dont l'objectif est d'initialiser le SVAT (Sol-Végétation-Atmosphère-Transfert) utilisé dans les modèles météorologiques de prévision et de climat. 243 écosystèmes sont obtenus par croisement de cartes d'occupation des sols et de climat. Ensuite, pour chacun de ces écosystèmes, on obtient par l'intermédiaire de tables les valeurs mensuelles des paramètres de surface ; en particulier, l'indice foliaire est directement déduit de l'évolution annuelle du NDVI. Plusieurs validations ont été menées par comparaison avec des données in situ et par rapport à d'autres jeux de données (POLDER, ISLSCP2). Une simulation de 10 ans du modèle ARPEGE climat a permis de montrer l'apport de cette nouvelle base de données par rapport à l'ancienne.

Abstract

Ecoclimap, a new complete surface parameter global dataset at a 1km resolution, is presented. It is intended to be used to initialize the Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer schemes (SVATs) in meteorological and climate models. 243 ecosystems representing areas of homogeneous vegetation are derived by combining existing land-cover maps and climate maps, in addition to using AVHRR satellite data. Then, all surface parameters are derived for each of these ecosystems using look-up tables with the annual cycle of the Leaf Area Index (LAI) being constrained by the AVHRR information. The resulting LAI is validated against a large amount of in-situ ground observations, and it is also compared to LAI derived from the ISLSCP2 database and the POLDER satellite. In terms of climate modeling studies, the use of this new database is shown to improve the surface climatology of the ARPEGE climate model.

Mots-clés : Végétation, paramètres de surface continentale, indice foliaire, modèles météorologiques.

Keywords : Vegetation, surface parameters, LAI, meteorological models.

Introduction

Depuis plusieurs années, un effort a été entrepris pour améliorer la paramétrisation des processus de surface aussi bien dans les modèles globaux de climat, de prévision météorologique que dans les modèles à méso-échelle. Dans les modèles atmosphériques, les échanges avec la surface sont décrits par des SVATS (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Scheme) ; le SVATS développé à Météo-France pour les modèles météorologiques, dénommé ISBA (Noilhan et Planton, 1989), est un schéma de surface qui, à partir d'un petit nombre de paramètres, décrit les échanges de chaleur et d'humidité à l'interface sol-atmosphère dans des conditions variées de sol nu et/ou de végétation.

Pour calculer ou déterminer les caractéristiques physiques décrivant le sol et la végétation, il est nécessaire de disposer dans une maille relativement fine de paramètres primaires d'entrée de type de sol et de végétation tels que la fraction de végétation, l'indice foliaire (LAI), l'albédo, la longueur de rugosité, la résistance stomatique. Par exemple, le LAI et la fraction de végétation pilotent la transpiration des plantes.

Jusqu'à présent, les modèles globaux utilisaient une base de paramètres de surface au degré (Henderson-Sellers, 1985). Le besoin de bases de données plus précises est évident pour les modèles à méso-échelle mais aussi pour les études de modélisation régionale du climat.

L'objectif de l'article est de décrire la manière d'établir les tables de paramètres de surface mensuels à partir de cartes d'occupation des sols, de cartes de climat et des données d'indice de végétation normalisé ND VI.

1. Elaboration d'une carte globale d'écosystèmes

L'idée majeure est de déterminer des « écosystèmes » à partir de cartes d'occupation des sols et de cartes de climat et d'établir ensuite des tables de correspondance de paramètres de surface pour chaque « écosystème » à la résolution kilométrique. La grande variabilité de la végétation impose de stratifier en plusieurs classes chaque thème d'occupation du sol en fonction du climat. Par ailleurs, aussi bien pour les cartes d'occupation du sol que les cartes de climat, une description plus précise sera faite sur l'Europe.

1.1. Carte globale d'occupation des sols

Hors Europe, la carte d'occupation des sols à la résolution du kilomètre utilisée a été élaborée par l'Université du Maryland (Hansen *et al*, 2000) à partir des données NOAA/AVHRR issues du programme IGBP/DIS (Loveland et Belward, 1997). 15 types d'occupation des sols sont référencés, dont en particulier cinq classes de forêts.

Sur l'Europe, où l'on souhaite une description plus précise, la carte CORINE Land Cover en 44 classes d'occupation des sols et à la résolution de 250m (CEC, 1993) est utilisée par rééchantillonnage à 1 km (voir la figure couleur sur le site www1). Les zones non totalement couvertes par CORINE ont été complétées par les données « land cover » issues du projet européen PELCOM (Mucher *et al*, 2001).

1.2. Carte globale de climats

Il est évident que l'on ne peut attribuer les mêmes paramètres de surface à des thèmes de végétation identique suivant leur position géographique (e.g. une forêt d'Europe du Nord ou une forêt du Sud de l'Espagne, la toundra et la savanne). Les cartes d'occupation des sols sont donc combinées avec des cartes de climats. Hors Europe, nous avons utilisé la carte des climats en 16 classes de Koeppel et De Long (1958, voir figure sur www1). De la même manière que pour l'occupation des sols, une carte éco-climatique de meilleure résolution que la carte globale a été déduite du projet FIRS (EC, 1995).

1.3. Carte globale d'« écosystèmes »

Le croisement des cartes d'occupation des sols et des cartes de climat conduit à un très grand nombre d'écosystèmes sur les six continents que nous avons regroupés en respectant un certain nombre de règles :

- La règle majeure est que l'on n'agglomère pas des types de végétation différents.
- Les agglomérations sont basées sur l'analyse des profils temporels de l'indice de végétation ND V I pour le biome considéré. Si les profils temporels de l'indice de végétation ont plus d'un mois de déphasage, ils sont considérés comme différents.
- Les écosystèmes seront aussi différenciés par hémisphère sauf pour ceux situés en climat équatorial humide.

Deux écosystèmes situés sur des continents différents pourront être agglomérés.

Notre carte finale contient 243 « écosystèmes » dont 90 sur l'Europe.

2. Détermination des paramètres de surface

L'information principale pour prescrire correctement les paramètres de surface est la bonne connaissance de la proportion de chaque surface primaire (eau, sol nu, glace, végétation boisée, ...).

Les paramètres de surface concernant les zones urbaines font l'objet d'un traitement particulier décrit dans le schéma de ville TEB (Town Energy Balance) développé par Masson (2000).

Chaque écosystème sera décomposé en fraction de 3 types majeurs : surface boisée, surface herbeuse et sol nu (table 1). En fait, sur l'Europe la plupart des écosystèmes sont considérés comme purs alors que certains types à l'échelle globale tels que la savanne arborée devront être traités comme des écosystèmes mixtes. Cela permettra lors de la modélisation une approche de type « patch » (traitement séparé de la surface dans la maille pour chaque type de végétation) ou une approche plus classique par agrégation des paramètres de surface suivant des règles de moyenne (Noilhan et Lacan-ère, 1995). Les mêmes règles d'agrégation seront employées lorsque la maille du modèle sera supérieure au kilomètre.

Tableau 1: Fractions de végétation boisée, de végétation herbacée et de sol nu pour chaque type d'occupation des sols. Les variations de ces fractions à l'intérieur d'un thème d'occupation du sol dépendent du climat.

	Sol nu	Végétation boisée	Végétation herbacée
Forêt		100%	
Forêt clairsemée	0-10%	40-50%	50%
Prairie arborée	0-20%	20-30%	50-70%
Savanne arb. dense	20-30%	20%	50-60%
Savanne arbustive	20-60%		40-80%
Prairies			100%
Cultures			100%
Sol nu, rochers	90-100%		0-10%
Glace			

2.1. Indice Foliaire (LAI)

L'indice foliaire représente la surface des feuilles contenue dans une colonne verticale par unité de surface. Ce paramètre très important du schéma de surface conditionne en particulier la transpiration de la plante.

Le travail mené au paragraphe 1 va permettre de définir des paramètres de surface valables pour chaque écosystème en prenant l'hypothèse que chaque écosystème est homogène.

De nombreuses études ont montré que le LAI et le NDVI étaient corrélés. Les jeux de données de NDVI utilisés pour calculer le LAI sont issus des données AVHRR 1997 pour l'Europe (Mucher et al, 2001) tandis que, pour le reste du globe, ils proviennent des données AVHRR 1992-1993 du programme IGBP/DIS (Eidenshink et Faundeen, 1994)

Pour chaque écosystème, l'évolution mensuelle du LAI est déduite du profil temporel de l'indice de végétation, les bornes minimales et maximales du LAI étant fixées à partir de données terrain:

$$LAI_{i+1} = LAI_{mi} + (LAI_{max} - LAI_{mi}) * (NDVI - NDVI_{mi}) / (NDVI_{max} - NDVI_{mi})$$

Cette stratégie permet de borner de manière réaliste les valeurs du LAI pour chaque écosystème, mais présente cependant l'inconvénient de négliger la variabilité spatiale à l'intérieur d'un écosystème.

2.2. Autres paramètres dépendant de la végétation

D'autres paramètres de surface, tels que la fraction de végétation, la rugosité, la résistance stomatique minimale, l'albédo et l'émissivité, jouent aussi un rôle important dans le fonctionnement des

schémas de surface. Ces paramètres sont calculés ou prescrits de manière cohérente pour chaque type de végétation (table 2).

Tableau 2: Formulations des paramètres de surface pour Ecoclimap.

Type Végétation	fraction végétation	longueur de rugosité	albédo végétation	résistance stomatique	émissivité végétation
Sol nu	0	0.013			
Rochers	0	0.13			
Glaciers	0	0.0013			
Cultures C3	$1 - e^{-0.6LAI}$	$0.13 \min(1, e^{\frac{LAI-3.5}{1.3}})$	0.2	40	0.97
Cultures C4	$1 - e^{-0.6LAI}$	$0.13 \min(1, e^{\frac{LAI-3.5}{1.3}})$	0.2	40	0.97
Herbe (tropiques)	0.95	$0.13 * LAI/6$	0.2	120	0.97
Herbe (Autres)	0.95	$0.13 * LAI/6$	0.2	40	0.97
Forêts Conifères	0.95	$0.13 * H$	0.1	150	0.97
Feuillus Pers.	0.95	$0.13 * H$	0.13	250	0.97
Feuillus Cad.	0.95	$0.13 * H$	0.13	150	0.97

Pour les forêts, la rugosité sera considérée comme constante tout au long de l'année; la hauteur des arbres sera de 30 mètres pour les forêts équatoriales, de 15m pour les forêts tempérées et de 2 m pour les taillis. La fraction de végétation sera proche de 1 tout au long de l'année en tenant compte du fait qu'en hiver, dans le cas des feuillus, le sous-bois (mousses) joue aussi un rôle. La profondeur des racines varie de 8 mètres pour les forêts équatoriales à 2 m pour les forêts boréales et tempérées (Canadell et al, 1996). L'albédo des forêts varie entre des valeurs de 0.10 pour les conifères (Betts et Bail, 1997; Gash et al, 1989), de 0.13 pour les forêts équatoriales à 0.15 pour les feuillus (Betts et Bail, 1997). La résistance stomatique minimale, bien documentée pour les forêts équatoriales (Déliere et al, 1997), a une valeur de 250 s. m⁻¹ et de 150 s. m⁻¹ pour les conifères.

Pour les prairies, comme pour les forêts, la fraction de végétation n'évolue pas beaucoup avec le temps (0.95). Par contre, la hauteur varie avec le temps et est reliée au LAI par la relation $h=LA I/6$ (Calvet et al, 1998).

La profondeur racinaire est généralement de 1.5 m et l'albédo des prairies est de 0.20. La résistance stomatique vaut 40 s. m⁻¹ (Noilhan et Planton, 1989).

Les cultures, contrairement aux paysages naturels, ont une fraction de végétation très variable et fonction du stade phénologique de la plante; la fraction de végétation sera donc déduite du LAI par une relation exponentielle (Kanemasu et al, 1977) et traduira la variabilité saisonnière. La rugosité est relié au LAI tandis que la profondeur racinaire et l'albédo de la végétation sont identiques à celles des prairies.

2.3. Albédo total et émissivité

La détermination de l'albédo peut se faire suivant deux approches. La première consiste en un calcul direct à partir de données satellitaires par inversion des modèles de réflectances; cette méthode présente l'avantage de bien décrire les variabilités spatiales. Cependant, le calcul de l'albédo dans les modèles météorologiques se fait séparément pour le sol nu et la végétation, la neige étant traitée à part. La deuxième approche, retenue dans cette étude, consiste à calculer l'albédo du sol nu et de la végétation; l'albédo total est alors obtenu par pondération de la fraction de végétation. Cela sera en particulier utile dans les expériences de déforestation dans les modèles de climat. L'impossibilité de séparer les deux composantes à partir des mesures satellitaires (sauf dans le cas des déserts) va induire une part d'empirisme dans la formulation. Alors que les albédos de la végétation sont prescrits par des

tables (paragraphe 2), l'albédo du sol nu dépend de la texture du sol, en particulier de sa composition minérale et du dépôt organique (Irons et al, 1988). Le calcul de l'albédo du sol (ALB_{sol}) est déduit d'une formule empirique:

$ALB_{sol} = 0.10 + (0.05 + 0.30 * f_{abv}) * (1 - 0.9 * (f_{forêt} + f_{prairies})^2)$ où f_{sable} est la fraction de sable (FAO, 1988) et $f_{forêt}$ et $f_{prairies}$ sont respectivement la fraction de forêts et de surfaces herbacées.

L'albédo total ainsi obtenu a été validé par des comparaisons avec des albédos satellitaires, en particulier l'albédo global AVHRR (Strugnell et al, 2001) et l'albédo mesuré sur l'Afrique (Ba et al, 2001). L'émissivité est prescrit à une valeur usuelle de 0.97.

3. Validation du LAI et comparaison avec d'autres bases de paramètres de surface

3.1. Validation du LAI par comparaison à une base de données in-situ

Une base de données de LAI a été constituée à partir de mesures in-situ en différents points du globe (Lacaze, 2002) effectuées par des méthodes indirectes ou destructives, les continents européens et américains étant les mieux échantillonnés. Pour chaque mesure, une comparaison a été faite entre le LAI mesuré et le LAI -EC O CLIMAP. Pour chaque type de végétation majeur (59 écosystèmes ont été validés), la relation entre le LAI mesuré et le LAI -EC O CLIMAP montre une bonne concordance générale. Pour les prairies et les feuillus, la différence peut s'expliquer par le fait que les mesures terrain sont ponctuelles alors que notre LAI est intégré à l'échelle du pixel. Pour les cultures, la dispersion est logique, car la mesure est faite à l'échelle d'un champ et la culture concernée n'est pas forcément représentative des cultures majoritaires dans le pixel.

3.2. Comparaison avec ISLSCP-2 et POLDER

Le LAI-ECOCLIMAP a été comparé à 2 autres jeux globaux de LAI élaborés à partir de données satellitaires (voir les figures sur www1). Le plus utilisé dans les modèles de climat provient de la base ISLSCP-2 (International Satellite Land Surface) à 1 degré de résolution. Le deuxième a été réalisé à partir d'un modèle physique appliqué aux données POLDER à 6km de résolution acquises d'octobre 1996 à juin 1997. Les résultats sont en général comparables; cependant, les différences plus notables ont lieu pour les forêts. Pour les forêts boréales en été, le LAI-ECOCLIMAP prend des valeurs de $5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$, un peu plus grande que dans ISLSCP-2 et nettement plus que les valeurs POLDER ($3 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$). Pour le continent Nord Américain, les nombreuses mesures in situ (Chen et al, 1997) confirment qu'une valeur de 5 est raisonnable. Une autre différence apparaît pour les forêts équatoriales; ISLSCP-2 atteint des valeurs de LAI de 7 alors que le LAI-ECOCLIMAP varie entre 5 et 6 tandis que le LAI POLDER prend des valeurs de 3 à 6. Les valeurs de ISLSCP-2 paraissent élevées vu la résolution de 1 degré. Finalement, les différences sont les plus importantes en Europe pour les feuillus (4 à 5 pour le LAI-ECOCLIMAP et 6 à 7 pour les deux autres jeux) et certaines prairies (3 pour le LAI-ECOCLIMAP au lieu de 6 pour POLDER). Vu la résolution de 1° pour ISLSCP-2 et de 6 km pour POLDER, ces valeurs nous paraissent surestimées par comparaison avec les données in situ.

La comparaison avec les données POLDER montre que la variabilité spatiale est bien décrite par ECOCLIMAP, sauf, bien entendu, la variabilité intra-écosystème qui par définition ne sera pas captée.

4. Validation par simulations d'un modèle de climat

Afin de valider ECOCLIMAP, nous avons réalisé un ensemble de 10 années de simulation climatique pour lequel nous avons utilisé le modèle ARPEGE Climat (Déqué et al, 1994) avec une résolution de 1.5° et 31 niveaux verticaux. Le schéma de surface ISBA a été utilisé et la SST a été maintenue constante d'une année à l'autre. Ce modèle a fonctionné avec les anciens paramètres de surface (Henderson-Sellers, 1985) et le nouveau jeu ECOCLIMAP. Les températures maximale et

minimale journalières, qui interviennent dans les processus du bilan d'énergie à la surface, ont été ensuite comparées à une climatologie de référence CRU (New et al., 1999) pour chacun des 2 jeux.

Les anomalies de température constatées avec la base Henderson-Sellers sont, en règle générale, diminuées grâce à l'utilisation d'ECOCLIMAP; en particulier, la température maximale est améliorée en automne et moins bonne en été pour l'hémisphère Nord tandis qu'elle est améliorée au printemps et en été et moins bonne en hiver pour l'hémisphère Sud. La température minimale est meilleure avec ECOCLIMAP sauf au printemps dans l'hémisphère Nord.

Conclusion

Alors que la maille des modèles est en constante diminution, l'intérêt de cette nouvelle base de paramètres de surface au kilomètre est de pouvoir être utilisée aussi bien dans des modèles globaux que dans les modèles à méso-échelle; par ailleurs, l'utilisation d'ECOCLIMAP pour des modèles emboîtés présente un grand avantage de cohérence.

La très fine résolution de cette base de données permet une utilisation en n'importe quel point du globe pour les modèles à aire limitée, ce qui n'était pas le cas précédemment puisque la résolution était au mieux de 1°.

La résolution d'ECOCLIMAP est aussi utile dans les études climatiques à l'échelle régionale. Pour des scénarios de déforestation, on peut facilement remplacer les paramètres de surface de la forêt par des paramètres concernant des cultures de la région considérée.

Enfin, cette base de données permet de développer une méthode de type "patches" en calculant plusieurs bilans d'énergie pour chaque type de végétation présent à l'intérieur de la maille du modèle.

Cette base de données sera améliorée par l'utilisation de nouveaux capteurs (MODIS, SPOT/VEGETATION) et le développement de nouveaux algorithmes de calcul du LAI en particulier.

Enfin, cette base de données est à la disposition de la communauté scientifique sur le WEB (www1).

Bibliographie

- B A M. B., N I C H O L S O N S. E., F R O U I N R. , 2001 : Satellite-derived surface radiation budget over the african continent. Part II: climatologies of the various components. *Journal of climate*, **14**, 60-76.
- B E T T S A. K., B A L L J. H., 1997 : Albedo over the boreal forest. *Journal of Geophysical Research*, **102**, D24, 28,901-28,909.
- C A L V E T J.-C., N O I L H A N J., R O U J E A N J.-L., B E S S E M O U L I N, C A B E L G U E N N E M., O L I O S O A., W I G N E R O N J.P., 1998 : An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. *Agri. Forest. Meteor.*, **92**, 73-95.
- C A N A D E L L J., J A C K S O N R.B., E H L E R I N G E R J.R., M O O N E Y H.A., S A L A O.E., S C H U L Z E E.-D., 1996 : Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, **108**, 583:595.
- C E C, 1993 : CORINE Land Cover technical guide. European Union. Directorate-Generale Environment, Nuclear Safety and Civil Protection. Luxembourg.
- C H E N J. M., R I C H P. M., G O W E R S. T., N O R M A N J. M., P L U M M E R S., 1997 : Leaf Area Index of boreal forests: theory, techniques and measurements. *Journal of Geophysical Research*, **102**, D24, 29,429-29,443.
- D E L I R E C, C A L V E T J.-C., N O I L H A N J., W R I G H T I., M A N Z I A., N O B R E C. 1997 : Physical properties of Amazonian soils: a modeling study using the anglo-brazilian amazonian climate observation study data. *J. Geophys. Res.*, **102**(D25), 30,119-30,133.

- DEQUE, M., C. DREVETON, A. BRAUN, CARIOLLE D., 1994 : The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French Community climate modelling, *dim. Dyn.*, **10**, 249-266.
- EC, 1995: Regionalization and Stratification of European Forest Ecosystems, Internal Special Publication of the Joint Research Centre of the European Commission. S.I.P.95.44, EC, SAI, EMAP, Italy, 69 pp.
- EIDENSHINK, J.C., FAUNDEEN, J.L., 1994 : The 1 km AVHRR global land data set-first stages in implementation. *Int. J. of Remote Sensing*, **15**, no. 17, p.3,443-3,462.
- FAO, 1988, Unesco soil map of the world. World soil Resources Report No 60, Rome.
- GASH J. H. C, SHUTTLEWORTH W. J., LLYOD C. R., ANDRÉ J.-C, GOUTORBE J.-R, et GELPE J., 1989 : Micrometeorological measurements in Les Landes forest during HAPEX-MOBILHY. *Agric. For. Meteor.*, **46**, 131-147.
- HANSEN, M.C., DEFRIES, R.S., TOWNSHEND, J.R.G., SOHLBERG, R., 2000 : Global land cover classification at 1km spatial resolution using a classification tree approach. *Int. J. Remote Sensing*, **21**, 1331-1364.
- HENDERSON-SELLERS A., 1985 : cover and soil datasets for use in general circulation models. *./. Climatol*, **5**, 119-143.
- IRONS J. R., RANSON K. J., DAUGHTRY C. S. T, 1988 : estimating big bluestem albedo from directional reflectance measurements. *Remote Sens. Environ.*, **25**, 185-199.
- KANEMASU, T, ROSENTHAL U. D., STONE R. J., STONE L. R., 1977 : Evaluation of an évapo-transpiration model of corn. *J. of Agronomy*, **69**, 461-464.
- KOEPPE C. E., DE LONG G. C. , 1958 : Weather and climate, McGraw-Hill Book Company.
- LACAZE R., 2002 : A global database of LAI ground measurements for the validation of satellite-derived products. *International Journal of Remote Sensing*. Submitted.
- LOVELAND, T.R., BELWARD, A.S., 1997 : The IGBP-DIS global 1 km land cover data set, DISCover: first results. *Int. J. Remote Sensing*, **18**, 3289-3295.
- MA S S ON V., 2000 : A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound. Layer meteor.*, **94**, 357-397.
- MUCHER, C.A., CHAMPEAUX J.-L., STEINNOCHER K. T., GRIGUOLO S., WESTER K., HEUNKS C, WINIWATER W., KRESSLER F. P., GOUTORBE J.-R, TEN BRINK B., VAN KATWIJK V. F, FURBERG O., PERDIGAO V., NIEUWENHUIS G. J. A., 2001 : Development of a consistent methodology to derive land cover information on a European scale from remote sensing for environmental modeling, *The PELCOM Report*, Centre for Geo-Information (CGI), Wageningen university. 160pp.
- NEW, M., M. HULME, JONES P. D., 1999 : Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1 : development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, **12**, 829-856.
- NOILHAN, J., PLANTON, S., 1989 : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, **117**, 536-549.
- NOILHAN J. et LACARRÈRE P., 1995 : GCM grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *Journal of Climate*, **8**(2), 206-223.
- STRUGNELL N. C, LUCHT W., SCHAAF C, 2001 : A global albedo data set derived from AVHRR data for use in climate simulations. *Geophysical Research Letters*, **28**, 191-194.
- www 1 : http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page_ecoclimap.htm