



A I C 2019

Thessaloniki-Greece

XXXII^{ème} Colloque International de l'AIC

Le Changement Climatique, la variabilité et les risques climatiques

Climatic Change, Variability and Climatic Risks

**29 Mai -
1 Juin** | **2019**

DEPARTMENT OF METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY
SCHOOL OF GEOLOGY
ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI



ARISTOTLE
UNIVERSITY
OF THESSALONIKI



COMPOSITION DU COMITÉ D' ORGANISATION

Comité d'organisation

Konstantia TOLIKA (Président/Responsable du Colloque)

Panagiotis MAHERAS

Christina ANAGNOSTOPOULOU

Fotini KOLYVA-MACHERA

Kostas LAGOUVARDOS

Vassiliki KOTRONI

Nikolaos HATZIANASTASSIOU



COMPOSITION DU COMITÉ SCIENTIFIQUE

1. **ANAGNOSTOPOULOU Christina**
(Université de Thessaloniki Grèce)
2. **BARETTE Natalie**
(Université de Laval, Canada)
3. **BELLEFLAMME Alexandre**
(Université de Liège, Belgique)
4. **BEN BOUBAKER Habib**
(Université de la Manouba, Tunisie)
5. **BIGOT Sylvain**
(Université de Grenoble-Alpes, France)
6. **BONNARDOT Valérie**
(Université Rennes 2, France)
7. **CAMBERLIN Pierre**
(Université de Bourgogne, France)
8. **CANTAT Olivier**
(Université de Caen Basse-Normandie, France)
9. **CARREGA Pierre**
(Emérite Université de Nice, France)
10. **CROITORU Adina**
(U. Cluj-Napoca, Roumanie)
11. **DAHECH Salem**
(Université de Sfax, Tunisie)
12. **DROGUE Gilles**
(Université de Lorraine, France)
13. **DUBREUIL Vincent**
(Université Rennes 2, France)
14. **DOUGUEDROIT Annick**
(Retraîtée, Université Aix - Marseille, France)
15. **DOUTRELOUP Sébastien**
(Université de Liège, Belgique)
16. **JUVANON DU VACHAT Regis**
(Météo France)
17. **EL MELKI Taoufik**
(Université de La Manouba - Tunisie)
18. **ENDLICHER Wilfried**
(Université de Berlin, Allemagne)
19. **ERICUM Michel**
(Retraité, Université de Liège, Belgique)
20. **HATZIANASTASSIOU Nikolaos**
(Université d'Ioannina, Grèce)
21. **FALLOT Jean-Michel**
(Université de Lausanne, Suisse)
22. **FEIDAS Haralambos**
(Université de Thessaloniki Grèce)
23. **FLOCAS Helena**
(Université d'Athènes, Grèce)
24. **FORTIN Guillaume**
(Université de Moncton, Canada)
25. **FOTIADI Aggeliki**
(Université d'Ioannina)
26. **FRATIANNI Simona**
(Université de Turin, Italie)
27. **HATZAKI Maria**
(Université d'Athènes, Grèce)
28. **HENIA Latifa**
(Université de Tunis, Tunisie)
29. **HOLOBACA Iulian**
(U. Cluj-Napoca, Roumanie)
30. **JOLY Daniel**
(Université de Franche-Comté, France)
31. **KASTENDEUCH Pierre**
(Université de Strasbourg, France)
32. **KERMADI Saida**
(Université de Lyon 2, France)
33. **KOTRONI Vassiliki**
(Observatoire d'Athènes, Grèce)
34. **LAGOUVARDOS Kostas**
(Observatoire d'Athènes, Grèce)
35. **LOLIS Christos**
(Université d'Ioannina, Grèce)
36. **MADELIN Malika**
(Université Paris 7, France)
37. **MAHERAS Panagiotis**
(Université de Thessaloniki, Grèce)
38. **MARTIN Nicolas**
(Université de Nice, France)
39. **MENDONCA Francisco**
(Université Fédérale de Parana, Brésil)
40. **MOREL Béatrice**
(Université de La Réunion, France)
41. **NASTOS Panagiotis**
(Université d'Athènes, Grèce)
42. **NORRANT Caroline**
(Université de Lille 1, France)
43. **PAUL Patrice**
(Retraité Université de Strasbourg, France)
44. **PLANCHON Olivier**
(Université Rennes 2, France)
45. **QUENOL Hervé**
(Université Rennes 2, France)
46. **RENARD Florent**
(Université Lion 3, France)
47. **RICHARD Yves**
(Université de Bourgogne, France)
48. **ROME Sandra**
(Université de Grenoble-Alpes, France)
49. **RONCHAIL Josyane**
(Université Paris Diderot, UMR LOCEAN, France)
50. **ROUCOU Pascal**
(Université de Bourgogne, France)
51. **ROUSSEL Isabelle**
(Emérite, Université de Lille 1, France)
52. **SALOU Abdelmalik**
(U. Hassan II, Casablanca, Maroc)
53. **SOUBEYROUX Jean-Michel**
(Météo-France Toulouse, France)
54. **TOLIKA Konstantia**
(Université de Thessaloniki, Grèce)
55. **TRABOULSI Myriam**
(Université Libanaise, Liban)
56. **ULLMAN Albin**
(Université de Bourgogne, France)
57. **ZAHARIA Liliana**
(Université de Bucarest, Roumanie)
58. **ZANIS Prodromos**
(Université de Thessaloniki Grèce)



SPONSOR

Avec le soutien :



Liberté • Égalité • Fraternité
RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

AMBASSADE DE FRANCE
EN GRECE



RESEARCH COMMITTEE
ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI



ΤΕΛΛΟΓΛΕΙΟ
ΙΔΡΥΜΑ
ΤΕΧΝΩΝ
Α.Π.Θ.



climate

an Open Access Journal by MDPI



ΔΗΜΟΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥΡΙΣΜΟΥ



Thessaloniki
Many stories, one heart

THESSALONIKI TOURISM ORGANISATION
www.thessaloniki.travel



LE CHANGEMENT CLIMATIQUE, LA VARIABILITÉ ET LES RISQUES CLIMATIQUE

CLIMATIC CHANGE, VARIABILITY AND CLIMATE RISKS

Site web du colloque : <https://aic2019auth.org/>



AVANT PROPOS

En 1993 le Département de Météorologie et de Climatologie avait le plaisir d'accueillir à Thessaloniki le VII^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC). Vingt-six ans après, le même Département est heureux de rassembler à nouveau, pour quatre jours d'échanges scientifiques mais aussi pour des moments conviviaux, du 29 mai au 1 juin 2019, près de 110 chercheurs en provenance de plus de vingt pays différents. Le colloque comporte trois conférences invitées et 96 travaux retenus par le comité scientifique de l'AIC pour être présentés sous la forme de communications orales ou de posters. Le thème choisi pour ce colloque : Changement climatique, la variabilité et les risques climatiques, est toujours d'actualité. Le système climatique, fruit d'interactions entre atmosphère, hydrosphère, cryosphère, lithosphère et biosphère, connaît depuis longtemps des perturbations d'origine anthropique. La thématique donc du changement climatique fait l'objet pour ce XXXII^e colloque de l'AIC de plusieurs sessions et de ce fait de nombreux travaux ont été proposés. Les pays africains sont très bien représentés dans ce colloque : près de quarante-cinq communications, retenues pour ce colloque, ont pour champ d'investigation soit les latitudes subtropicales soit les basses latitudes. Elles nous rappellent que le changement climatique - et plus encore la variabilité climatique - par l'amplitude des phénomènes ainsi que par la vulnérabilité des populations concernées, ont une incidence souvent majeure dans ces pays. La variabilité et les risques climatiques constituent deux autres thèmes forts du colloque. On se souvient à cet effet les fortes précipitations annuelles, saisonnières, mensuelles et journalières rencontrées dans toute la Grèce pendant l'année 2014, du « coup de froid » exceptionnel observé dans la Grèce du nord et dans les Balkans, en général, avec d'énormes quantités de neige durant le mois de janvier 2017 et plus récemment, au cours de l'hiver de cette année, presque partout en Grèce l'enneigement a été encore plus important qu'en 2017. L'agriculture est un des secteurs d'activité potentiellement le plus affecté par le changement climatique qu'il convient d'analyser non seulement en termes de changement moyen mais surtout en raison de sa variabilité et des événements extrêmes. L'impact à échelle locale ou régionale du changement climatique global constitue un enjeu considérable qui nécessite de mettre en place des méthodologies originales pour illustrer les conséquences observées dans plusieurs activités humaines. Un nombre important des communications proposées traitent de ce sujet.

D'autres sujets ont été également abordés au cours de ce colloque, comme par exemple, la circulation atmosphérique, le climat urbain et la pollution atmosphérique, la télédétection et enfin la modélisation climatique qui promettent l'occurrence de discussions importantes et fructueuses sur ces derniers sujets.

L'excursion, à caractère scientifique et culturel, permettra de visiter, le Samedi 1^{er} juin, le musée archéologique de Vergina. C'est un extraordinaire musée souterrain organisé autour des tombes royales macédoniennes et coiffé d'un tumulus artificiel. Ensuite une visite extraordinaire aura lieu à la maison des anciens dieux de la Grèce. Une vue imprenable, des forêts luxuriantes et un site archéologique à retenir sont les ingrédients d'une expérience inoubliable. L'excursion se poursuivra vers le village traditionnel de Litochoro, laissant le temps pour une promenade dans la charmante vallée d'Enipeas, sur les pentes basses de la montagne de l'Olympe, avant de revenir à Thessaloniki.



Nous adressons nos vifs remerciements à tous ceux, qui ont contribué à mettre en œuvre cette manifestation, et tout particulièrement nos étudiants pour leur rôle dans la lourde tâche de préparation des actes. Sans le soutien financier et logistique du comité de recherches, de l'administration de l'université de Thessaloniki ainsi que du doyen de la faculté des sciences, ce colloque n'aurait pas pu se tenir. Nous adressons également nos remerciements à la compagnie SCIENTACT pour le soutien financier qu'elle a apporté à notre colloque ainsi qu'à l'Ambassade de France et à l'institut français à Athènes pour le financement de la conférence invitée faite par le climatologue français Joel GUIOT.

Les articles publiés dans cet ouvrage, ont été auparavant relus – et des précisions ont été sollicitées à la plupart des auteurs – par un comité scientifique et de lecture créé pour ce colloque. Donc, nos remerciements chaleureux vont aussi aux membres de ce comité scientifique relevant de douze pays différents (Allemagne, Belgique, Brésil, Canada, France, Italie, Liban, Roumanie, Suisse, Tunisie, Maroc et Grèce) qui ont accepté d'évaluer de façon critique les propositions de communications qui nous ont été soumises, et qui, ce faisant, ont contribué à la qualité des travaux présentés.

Excellent colloque à tous !

Konstantia Tolika , Christina Anagnostopoulou et Panagiotis Maheras



INTRODUCTION - WELCOME MESSAGE

In 1993, the Department of Meteorology and Climatology was pleased to host in Thessaloniki the VIIth Conference of the International Association of Climatology (AIC). Twenty-six years later, it is a great pleasure for our Department to host again, the XXXIIth AIC conference, from May 29 to June 1, 2019. Nearly 110 researchers coming from more than twenty different countries are participating in it. The conference includes three invited speeches and almost 100 papers selected by the scientific committee of the AIC to be presented in the form of oral communications or posters.

The main theme of the conference is: *Climate change, climate variability and risks*. The climatic system, the interactions among the atmosphere, hydrosphere, cryosphere, lithosphere and biosphere, has long known anthropogenic disturbances. Therefore, the theme of climate change is the subject of several sessions of the XXXIIth AIC symposium, and as a result, numerous works have been proposed.

The African countries are powerfully represented in this conference since nearly fifty papers, have as their domain of studies either the subtropical latitudes or the low latitudes. This reminds us that climate change - and moreover climate variability - by the amplitude of the phenomena as well as the vulnerability of the populations concerned, often have a major impact in these countries.

Climate variability and Risks are two other strong themes of the conference. We remember for this purpose the heavy annual, seasonal, monthly and daily rainfall encountered throughout Greece during 2014, the exceptional "cold snap" observed in northern Greece and the Balkans, in general, with huge quantities of snow during the month of January 2017 and more recently, during the heavy snow winter of the present year. Agriculture is one of the most important aspects potentially most affected by climate change that needs to be analyzed not only in terms of average change but also because of its variability and extreme events. The local or regional impact of global climate change is a considerable challenge that requires the implementation of original methodologies to illustrate the consequences observed in many human activities. A significant number of the proposed papers deal with this subject.

Other topics were also discussed during this conference, such as atmospheric circulation, urban climate and atmospheric pollution, teleconnections and finally climate modeling promising important and fruitful discussions on these topics.

During the excursion which has both a scientific and cultural character, we will visit, on Saturday, June 1, the archaeological museum of Vergina. It is an extraordinary underground museum organized around the Macedonian royal tombs and an artificial tumulus. Then an amazing visit will take place at the house of the ancient gods of Greece. Stunning views, lush forests and an archaeological site to remember are the ingredients of an unforgettable experience. The tour will continue to the traditional village of Litochoro, when we will have time for a walk in the enchanting Enipeas Valley, on the lower slopes of Mount Olympus, before returning to Thessaloniki.

Moreover, we would like to thank sincerely all those who helped to implement this event, and especially our students for their role in the heavy task of preparing the proceedings. Without



the financial and logistical support of the research and administration committee of the University of Thessaloniki as well as the Dean of the Faculty of Sciences, this conference could not have been held. We also thank SCIENTACT for the financial support it provided to our symposium as well as to the French Embassy and the French Institute in Athens for the funding of the invited conference given by the French climatologist Joel GUIOT.

Finally, it is worth mentioning that the articles published in the conference volume have been reviewed by a scientific committee of the conference. So, our warm thanks also go to the members of this scientific committee from twelve different countries (Belgium, Brazil, Canada, France, Germany, Italy, Lebanon, Romania, Switzerland, Tunisia, Morocco and Greece) who accepted to evaluate critically, the submitted articles, contributing to the quality of the papers presented.

We wish to you all a fruitful and interesting conference.

All the best.

Konstantia Tolika, Christina Anagnostopoulou and Panagiotis Maheras.

TABLE DES MATIÈRES

Pages introductives - Introductive Pages

Composition du comité d'organisation	iii
Composition du comité scientifique	v
Sponsor.....	vii
Avant propos.....	xi
Introduction - Welcome message	xiii
Table des matières.....	xv

Changement Climatique - Climate Change

STRATEGIES D'ADAPTATION AU CHANGEMENT CLIMATIQUE ET SECURITE ALIMENTAIRE DANS LA COMMUNE DE TCHAOUROU (BENIN)	3
<i>ADETONA L., VODOUNOU J.B. et GBADAMASSI F.</i>	
FUTURE EXTREMES TEMPERATURE AND RAINFALL: TRENDS AND CHANGES ASSESSMENT OVER THE MONO RIVER BASIN IN WEST AFRICA	9
<i>BATABLINLE L., LAWIN A.E. et CELESTIN M.</i>	
LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU MAROC: OUTILS ET REFLEXIONS	15
<i>BOUBEKRI A., SALOUI A., KANJAA R. et FILALI A.</i>	
CHANGEMENT CLIMATIQUE - PANORAMA INTERNATIONAL.....	21
<i>JUVANON DU VACHAT R.</i>	
RAINFALL AND TEMPERATURE CHANGES IN OUEME WATERSHED BY 2080 IN WEST AFRICA.....	27
<i>KODJA D.J., BATABLINLE L., AKOGNONGBE A., AMOUSSOU E., MAHE G., VISSIN E.W., PATUREL J.E. et HOUNDENOU C.</i>	
EVOLUTION DES TEMPERATURES OBSERVEES ET PROJECTIONS FUTURES - REGION DE CASABLANCA-SETTAT (MAROC).....	33
<i>OUATTAB M., HAMMOUDY W., DAHMAN A., ILMEN R., SALOUI A., HSAINE M. et SEBBAR A.</i>	
PROJECTIONS HYDROCLIMATIQUES DANS LA PROVINCE OLEICOLE DE JAEN (ANDALOUSIE)	39
<i>PINNA T., OUDIN L., RONCHAIL J., COHEN M., BASTIN S. et LE TREUT H.</i>	

LA RÉGION AMORON'I MANIA MADAGASCAR FACE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE: RÉALITÉS, ADAPTATION, PROJECTIONS ET ORIENTATIONS STRATÉGIQUES POUR UN DÉVELOPPEMENT DURABLE 45

RANDRIAMIFIDISON R.F.A., TSIAVAHANANAHARY T.J., RAKOTOARISOA D. et ANDRIAMAMPIHANTONA F.

CHANGEMENT CLIMATIQUE À PARIS RÉCHAUFFEMENT PLANÉTAIRE ET EFFET URBAIN..... 51

ROUSSEAU D.

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE, UN PHENOMENE PLANETAIRE, UNE GESTION URBAINE INTÉGRÉE?..... 57

ROUSSEL I.

PERCEPTIONS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES PAR LES POPULATIONS DU SIXIEME ARRONDISSEMENT DE COTONOU 63

VIGNINOU T., YABI I. et HOUNDOLO N.R.

Impact - Impacts

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CEREALICULTURE EN NORMANDIE : QUELLES PERSPECTIVES POUR 2100 ?..... 71

BEAUVAIS F., CANTAT O. et MADELINE P.

L'ARCHIPEL DE KERKENNAH FACE AUX EFFETS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES : ESSAI D'ÉVALUATION DES IMPACTS DE L'ÉLEVATION DU NIVEAU MARIN D'ICI LA FIN DU XXI SIÈCLE..... 77

BOUAZIZ R.

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET DATES DE FLORAISON DES POMMIERS DANS LE VAL DE RANCE (BRETAGNE) 83

DUBREUIL V., MEME K., BONNARDOT V., AUBERT J.F., VERGER A.C. et MELEC D.

CHANGEMENT CLIMATIQUE, MUTATION DE LA PRODUCTION AGRICOLE ET PERCEPTIONS PAYSANNES DANS LA ZONE TOGOLAISE DE PRODUCTION DU CAFÉ ET DU CACAO (AFRIQUE DE L'OUEST)..... 89

KOLA E., YABI I. et PILABINA S.

INTERACTION BETWEEN SOIL SURFACE AND ATMOSPHERE CONSIDERING TOPOCLIMATIC FACTORS TO THE COMPREHENSION OF INUNDATION AND FLOOD PROCESSES IN BRAZILIAN CITIES 95

LUIZ G.C.P. et ROMÃO P.A.

EVALUATION DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES RISQUES NATURELS AU MAROC SEPTENTRIONAL	101
<i>MASTERE M., EL FELLAH B., VAN VLIET-LANOE B. et MAQUAIRE O.</i>	

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET SENSIBILITE DESRESSOURCES EN EAU DANS LE BASSIN VERSANT DE LA KARA AU NORD-TOGO	107
<i>PILABINA S., YABI I. et KOLA E.</i>	

ADAPTATION DE LA VITICULTURE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE : VERS DES SCÉNARIOS À HAUTE RÉOLUTION	113
<i>QUÉNOL H., LE ROUX R. et TISSOT C.</i>	

CLIMATE CHANGE AND ITS IMPACT ON ANNUAL MAXIMUM PRECIPITATION USING HIGH RESOLUTION REGIONAL CLIMATE SIMULATIONS FOR THE REGION OF IGOUMENITSA.....	119
<i>TSIKERDEKIS A., MYRIOUNIS C., ZANIS P., TSIROGIANNIS I. et VARRAS G.</i>	

Risques Climatiques - Climate Risks

LES FORTES PLUIES ET LES INONDATIONS DU 17 OCTOBRE 2018 DANS LA RÉGION DE KASSERINE AU CENTRE-OUEST DE LA TUNISIE.....	127
<i>AL ATRACH M. et FEHRI N.</i>	

ÉVOLUTION DE LA TENDANCE DES SÉQUENCES SÈCHES DANS LE BASSIN VERSANT DE LA LOBO (CENTRE-OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE).....	133
<i>ALLECHY F.B., N'GUESSAN B.V.H., YOUAN TA M., YAPI A.F. et AFFIAN K.</i>	

COLD WAVES IN THE CAPITAL CITIES OF THE BRAZILIAN SOUTH REGION....	139
<i>ALVES M.P.A., SILVEIRA R.B. et NASCIMENTO J.R.L.</i>	

GESTION DES INONDATIONS AVEC LE PLAN DE CONTINGENCE DANS LA COMMUNE DE GRAND-POPO (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST).....	145
<i>ATIYE Y.E., KOUMASSI H., DJOSSOU R., ATCHADE G., DOUGNON D.L., SOHOUNOU M. et VISSIN E.W.</i>	

LE GEL EST-IL EN COURS D'ATTENUATION DANS LE SUD DE L'AQUITAINE ? L'APPORT DES POSTES CLIMATOLOGIQUES ATURINS (AIRE SUR L'ADOUR : ATURA).....	151
<i>AVILA F.</i>	

LES EPISODES DE SECHERESSE SUR LA PLAINE DU FLEUVE PO EN ITALIE	157
<i>BARONETTI A., GONZÁLEZ-HIDALGO J.C., VICENTE-SERRANO S.M., ACQUAOTTA F. et FRATIANNI S.</i>	

INDICE DE RISQUE INCENDIE EN TUNISIE : APPLICATION REGIONALE, SAISONNIERE ET INTERANNUELLE 1950-2007	163
<i>BELHAJ KHEDHER C., MOUILLOT F. et EL MELKI T.</i>	
FEUX DE VÉGÉTATION ET CONDITIONS PLUVIOMÉTRIQUES À MADAGASCAR (2001-2017).....	169
<i>BIGOT S., DUMAS D., BROU T., CURT T. et RAZANAKA S.</i>	
LE DEFICIT PLUVIOMETRIQUE COMME UN PHENOMENE CLIMATIQUE DE RISQUE DANS LA DEPRESSION DE SEVERIN-ROUMANIE.CAUSES ET EFFETS. 175	
<i>CARABLAISA S., GRECU F. et TEODOR M.</i>	
ANALYSE SPATIALE DE L'ÉVOLUTION DU RISQUE DE GEL SUR LA VIGNE EN BOURGOGNE-FRANCHE-COMTÉ	181
<i>GAVRILESCU C., BOIS B., CASTEL T., LARMURE A., OUVRIÉ M. et RICHARD Y.</i>	
ENSO ET LES IMPACTS DES ÉVÉNEMENTS PLUVIAUX EXTRÊMES À CURITIBA (BRÉSIL).....	187
<i>GOUDARD G. et MENDONÇA F.A.</i>	
LES PLUIES QUI INONDENT DANS LE SAHARA TUNISIEN.....	193
<i>HLAOUI Z. et HENIA L.</i>	
INONDATION DEVASTATRICE DANS LA VILLE DE SOLIMAN (TUNISIE) : CAS DE SA ZONE INDUSTRIELLE LORS DE L'ÉVÉNEMENT PLUVIOMÉTRIQUE DU 22 SEPTEMBRE 2018.....	199
<i>HMIDI N., FEHRI N. et BACCAR A.</i>	
LES AMENAGEMENTS DE LUTTE CONTRE LES INONDATIONS DANS LE BASSIN VERSANT DE L'YZERON - OUEST LYONNAIS	205
<i>KERMADI S. et HOURS T.</i>	
CARACTERISATION SPATIALE DU RISQUE D'INONDATION DANS LE BASSIN VERSANT DE LA VOLTA AU BENIN	211
<i>KOUMASSI D.</i>	
QUELQUES INDICATEURS DE VULNERABILITE AUX INONDATIONS DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OGOOUÉ À LAMBARÉNÉ	217
<i>MBADINGA I., INDJIELEY M. et MALOBA M.</i>	
LOCAL CLIMATE VARIABILITY: TREND ANALYSIS USING EXTREME INDICES IN CURITIBA, BRAZIL	223
<i>MENDONÇA F. et CASTELHANO F.</i>	

ESSAI DE CARTOGRAPHIE DU RISQUE DE STRESS HYDRIQUE DANS LA PLAINE DELTAÏQUE DE L'OUED MAJERDA (TUNISIE).....	229
<i>MJEJRA M. et SAMAALI H.</i>	
COMPARATIVE STUDY OF METHODS OF STANDARD CLIMATIC YEAR CHARACTERIZATIONS IN FACE OF EXTREME WEATHER EVENTS IN THE CITY OF RECIFE/BRAZIL	235
<i>MOREIRA A.B., WANDERLEY L.S.A., ZAMPARONI C.A.P. et NÓBREGA R.S.</i>	
LES INONDATIONS CATASTROPHIQUES DE SEPTEMBRE 2018 DANS LA PENINSULE DU CAP BON (TUNISIE) ET LEURES INCIDENCES MATERIELLES: CAS DE L'INFRASTRUCTURE ROUTIERE.....	241
<i>MRABTI M., BOURGOU-ABDAOUI M., BEN BOUBAKER H. et AGUERBI JAOUADI H.</i>	
VARIABILITÉ D'EXCÉDENT/DÉFICIT EN EAU D'UN BASSIN VERSANT SEMI-ARIDE AU BRÉSIL PENDANT DES ANNÉES CONTRASTÉES.....	247
<i>MUTTI P., BEZERRA B. et DUBREUIL V.</i>	
LES LOCAL CLIMATE ZONES FACE À LA CANICULE DE 2018 À DIJON	253
<i>RICHARD Y., DUDEK J., EMERY J., GRANJON L., PILLOT L., REGA M., VAIRET T., PERGAUD J., CODET-HACHE O., DODET M.F., THÉVENIN T., THÉVENIN D. et POHL B.</i>	
DUREE ET FREQUENCE DES VAGUES DE CHALEUR EN AFRIQUE TROPICALE SEPTENTRIONALE SELON 5 INDICES DE CHALEUR.....	259
<i>ROME S., POHL B., OUESLATI B., MORON V., RAYMOND F. JANICOT S. et DIEDHIOU A.</i>	
THE RISK OF DROUGHT: ISSUES AND MANAGEMENT AT THE PROVINCE OF BERKANE (MOROCCO)	265
<i>SBAI A. et BOUKHIDOUS M.</i>	
L'IMPACT SOCIO ECONOMIQUE DES INONDATIONS DANS LA LOCALITE CÔTIÈRE DE SASSANDRA (CÔTE D'IVOIRE).....	271
<i>TAPE S.P.</i>	
VARIABILITE ET RISQUES AGRO-CLIMATIQUES DANS LE SUD-OUEST DE LA REGION DES PLATEAUX AU TOGO	277
<i>TOTIN VODOUNON S.H., DOTSEVI D.A., AMOUSSOU E., YABI I. et HOUNDENOU C.</i>	
ANALYSE DES EXTRÊMES PLUVIOMÉTRIQUES PAR LA MÉTHODE DES INDICES CLIMATIQUES DANS LA RÉGION DE LA MARAHOUÉ (CENTRE OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE).....	283
<i>YAPI A.F., OGA Y.M.S., N'GUESSAN BI V.H., KPAN O.J.G. et BIEMI J.</i>	

RISQUE D'INONDATION ET VULNÉRABILITÉ DE L'ÉLEVAGE BOVIN DANS LES COMMUNES DE LA VALLÉE DU NIGER AU BÉNIN.....	289
<i>ZAKARI S., TABOU T. et YABI I.</i>	

Variabilité Climatique - Climate Variability

VARIABILITE PLUVIOHYDROLOGIQUE ET EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DANS LES LACS AHEME ET NOKOUE AU SUD- BENIN	297
<i>AMOUSSOU E., TOTIN VODOUNON S.H., TOTIN G.F., AHOANSOU-MONTCHO S., VISSIN E.W., MAHE G., HOUNDENOU C. & BOKO M.</i>	

PERCEPTIONS DES PECHEURS ET STRATEGIES D'ADAPTATION A LA VARIABILITE CLIMATIQUE DANS LA BASSE VALLEE DE L'OUEME : LES AGUEGUES AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)	303
<i>AVAHOUIN C.N.N., TOTIN VODOUNON S.H. et AMOUSSOU E.</i>	

ROLE DES VARIATIONS CLIMATIQUES ET DES ACTIONS ANTHROPIQUES DANS LA PENURIE D'EAU A BOUAKE AU CENTRE DE LA CÔTE D'IVOIRE	309
<i>GBALOU D., DOSSOU Y., DIOMANDE B. et BECHI G.</i>	

EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES SAISONS PLUVIOMÉTRIQUES EN RÉPUBLIQUE DU CONGO DE 1932 À 2016	315
<i>IBIASSI MAHOUNGOU G., MANIACA F.W. et MBANI MFOUTOU C.</i>	

SPATIAL AND TEMPORAL CHARACTERISTICS OF RAIN-SPELLS IN NEW ZEALAND	321
<i>KUTIEL H., SALINGER J. et KINGSTON D.</i>	

VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE DU BASSIN-VERSANT DE L'OGOOUÉ À LAMBARÉNÉ	327
<i>MALIBA MAKANGA J.D., MBADINGA IGALY E. et INDJIELEY M.</i>	

Climatologie Urbain & Pollution - Urban Climatology & Pollution

IDENTIFICATION DES ÎLOTS DE CHALEUR URBAINS DANS LA ZONE URBAINE D'ERECHIM, RIO GRANDE DO SUL, BRÉSIL	335
<i>AGNOLIN E. et MURARA P.</i>	

LA MEDINA: DISPARITES SPATIALES DES TEMPERATURES DANS LES RUES PENDANT LA SAISON CHAUDE ET IMPACT SUR LE CONFORT THERMIQUE: CAS DE SFAX ET TUNIS.....	341
<i>CHARFI S.</i>	

L'EXPOSITION A L'OZONE ET SES IMPACTS SUR LES MALADIES RESPIRATOIRES DANS L'AGGLOMERATION DE SFAX (TUNISIE)	347
<i>EUCHI H. et DAHECH S.</i>	
RESULTATS PRELIMINAIRES DE L'ETUDE DE L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN A FLORIANOPOLIS (AU SUD DU BRÉSIL)	353
<i>DA ROCHA G., DUBREUIL V. et MENDONÇA F.</i>	
L'INCONFORT THERMIQUE ET OLFACTIF DANS L'AGGLOMERATION DE SFAX : PERCEPTION DANS LES QUARTIERS POPULAIRES DE SFAX OUEST (TUNISIE)	359
<i>GHRIBI M., EUCHI H. et DAHECH S.</i>	
USAGES DE VEHICULES A MOTEUR ET POLLUTION DE L'ENVIRONNEMENT A COTONOU : PERCEPTIONS POPULAIRES (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)	365
<i>HEDIBLE S.C., TOSSOULEGUE S. et VISSIN E.W.</i>	
INFLUENCE DE PASSAGE ENTRE LE MILIEU CLIMATISE ET LE MILIEU EXTERNE SUR LE CONFORT THERMIQUE DANS LE CENTRE TUNISIEN : ETUDE SAISONNIERE	371
<i>KAIS H.</i>	
INTENSITÉ ET DÉLIMITATION DE L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN SUR LA RÉGION PARISIENNE À PARTIR DE DONNÉES PARTICIPATIVES	377
<i>MADELIN M. et DUPUIS V.</i>	

Modélisation & Télédétection - Climate Models & Teleconnections

BUILT-UP AREAS EXTRACTION BASED ON SENTINEL-1 SATELLITE IMAGES FOR THE IDENTIFICATION OF URBAN CLIMATE ZONES	385
<i>ALEXE M., HOLOBÁČĀ I.H. et IVAN K.</i>	
CONTRAILS AND CONTRAIL-CIRRUS CLOUDS CHARACTERISTICS BASED ON SATELLITE IMAGES AND THEIR RELATION TO THE ATMOSPHERIC CONDITIONS	391
<i>DEKOUTSIDIS G. et FEIDAS H.</i>	
A GLOBAL DUST CLIMATOLOGY BASED ON CONTEMPORARY SATELITE OBSERVATIONS	397
<i>GAVROUZOU M., GKIKAS A. et HATZIANASTASSIOU N.</i>	
EXPLORING SEVERE THUNDERSTORM EVENTS OVER GREECE USING LOCAL INSTABILITY INDEX (LII) AND LOW ORBIT SATELLITE RAINFALL PRODUCTS	403
<i>KOROLOGOU M., VLASSI AD. et SARRAS CHR.</i>	

ADAPTATION À L'AIDE DU SIG D'UN INDICE DE RISQUE MÉTÉOROLOGIQUE DE FEU DE FORÊTS : CAS DU RIF MAROCAIN (APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION). 409
LAKHOUAJA H., KARROUK M.S., FALEH A. et CHAAOUAN J.

SENSITIVITY STUDY OF CLOUD PARAMETERIZATIONS IN REGIONAL CLIMATE SIMULATIONS OVER EUROPE 415
PAVLIDIS V., KATRAGKOU E., ZANIS P. et KARACOSTAS T.

EVALUATION OF A WRF-AUTH EURO-CORDEX 0.11 HINDCAST REGIONAL CLIMATE SIMULATION 421
PRESVELOU I., KARTSIOS S. et KATRAGKOU E.

COMPLÉMENTARITÉ DE DIFFÉRENTES SOURCES D'ACQUISITION DE LA TEMPÉRATURE EN MILIEU URBAIN : CARTES MENTALES, MESURES PARTICIPATIVES ET DONNÉES SATELLITES 427
RENARD F. et ALONSO L.

STATISTICAL EVALUATION OF THE CHANGES IN WIND SPEED IN THE MEDITERRANEAN REGION DUE TO CHANGES IN THE PHYSICS PARAMETERIZATIONS OF REGCM4 433
VELIKOU K. et TOLIKA K.

Analyse Climatique - Climate Analysis

DEVELOPMENT OF AN IDENTIFICATION SCHEME OF COLD FRONTS ON A CLIMATOLOGICAL BASIS IN THE MEDITERRANEAN REGION 441
BITSA E., FLOCAS H., KOUROUTZOGLOU J., HATZAKI M. et RUDEVA I.

ON THE STUDY OF RAINFALL OVER GERMANY: USING EXTREME CLIMATE INDICES FOR THE PERIOD 1958-2017 447
CHORI M. et TOLIKA K.

LA MODELISATION TOPOCLIMATIQUE DE LA TEMPERATURE ET SON APPLICATION A L'EXTREME SUD-EST FRANÇAIS 453
DOUGUÉDROIT A.

SPATIAL INTERPOLATION OF MEAN ANNUAL PRECIPITATION IN MOROCCO, USING KRIGING METHOD 459
EL FILALI A., SALOUI A., SEBBAR A., KANJAA R. et SMIHROY.

ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DES TERRES : CAS DE LA VILLE DE CASABLANCA (MAROC) 463
ESSALEK B., BAHOU A., NAHLI A. et SALOUI A.

RISQUE DE PLUIES-DEBITS EXTREMES DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED MELLOULOU : ANALYSE DE TENDANCE ET PERIODE DE RETOUR.....	469
<i>HANCHANE M., ADDOU R. et OBDA K.</i>	
THE RELATIONSHIP BETWEEN RAINFALL AND SEA SURFACE TEMPERATURE IN JAMAICA	475
<i>HENRY S.T. et MENDONÇA F.</i>	
RECHAUFFEMENT ESTIVAL RECENT EN ROUMANIE EN RELATION AVEC LES TYPES DE TEMPS	481
<i>HOLOBĂCĂ I.H.</i>	
THE USE OF COPULA METHOD FOR THE BIAS CORRECTION OF MPI MODEL EXTREME PRECIPITATION IN NESTOS CATCHMENT	487
<i>LAZOGLOU G., ANAGNOSTOPOULOU C. et SKOULIKARIS C.</i>	
RÉGIONALISATION DES PRÉCIPITATIONS DANS L'ÉTAT DU PARANÁ (BRÉSIL) EN LIEN AVEC LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DE LA MER.....	493
<i>LIMBERGER L. et. ELY D.F.</i>	
MODELISATIONS PARETIENNES DES LONGUEURS DES PERIODES SANS PLUIES. MISE EN ŒUVRE AVEC DES CHRONIQUES MEDITERRANEENNES	499
<i>MARTIN PH.</i>	
EVALUATION DE METHODES D'ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION JOURNALIERE ET ANALYSE DE SENSIBILITE DANS LA VALLEE DU FLEUVE SENEGAL.....	505
<i>NDIAYE P.M., BODIAN A., DIOP L. et DJAMAN K.</i>	
ANALYSE DE LA RELATION ENTRE LES INDICES BIOCLIMATIQUES ET LES VAGUES DE CHALEUR/PERIODES CHAUDES À BUCAREST, EN ROUMANIE.....	511
<i>SCRIPCĂ A.S. et CROITORU A.E.</i>	
LA METHODE PRESCILIA DE SPATIALISATION QUOTIDIENNE DES PRECIPITATIONS A PARTIR DE TYPES DE TEMPS	517
<i>SOUBEYROUX J.M., LASSEGUES P., SIMON P. et CANELLAS C.</i>	
LES PRECIPITATIONS A BEYROUTH ET LEURS RELATIONS AVEC LES TYPES DE CIRCULATION ATMOSPHERIQUE.....	523
<i>TRABOULSI M., TOLIKA K., ANAGNOSTOPOULOU C., et MAHERAS P.</i>	
A "SUPER-ENSEMBLE" OF CORDEX REGIONAL CLIMATE PROJECTIONS FOR THE MEDITERRANEAN	529
<i>ZITTIS G., HADJINICOLAOU P., KLANGIDOU M., PROESTOS Y. et LELIEVELD J.</i>	

Climatologie Appliquée - Applied Climatology

THE IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON TOURISM IN THE MEDITERRANEAN REGION.....	537
<i>BRAKI E. et ANAGNOSTOPOULOU C.</i>	
THE THERMAL AND PLUVIAL FEATURES OF THE AGRICULTURAL YEAR 2018 IN THE SOUTH-WESTERN ROMANIA AND THE EFFECTS ON THE CROPS.....	543
<i>CONSTANTIN (OPREA) D.M., MARINICĂ A.F., MARINICĂ I., ZAHARIA L., GRIGORE E., ONȚEL I., IOANA-TOROIMAC G. et TIȘCOVSCHI A.A.</i>	
IMPACTS DES AMÉNAGEMENTS HYDRO-AGRICOLES EN JESSOUR SUR LE BILAN HYDRIQUE DANS LE SUD-EST TUNISIEN	549
<i>FALLOT J.M., BEN FRAJ T., CALIANNO M., ABBASSI M., BEN OUEZDOU H., ABDERRAHMEN A., MILANO M. et REYNARD E.</i>	
LE CLIMAT ET LA DENGUE DANS SANTA CATARINA (BRÉSIL).....	555
<i>FERNANDES DE OLIVEIRA M.M. et MENDONÇA F.</i>	
ROLES DE PARAMETRES CLIMATIQUES SUR LES INCIDENCES D'ACCIDENTS VASCULAIRES CEREBRAUX : VERS UN TYPE DE TEMPS A RISQUE ?	561
<i>FREYSSENGE J., RENARD F., EL KHOURY C., SCHOTT AM., DEREK L. et TAZAROURTE K.</i>	
CONSIDÉRATIONS SUR LE POTENTIEL TOURISTIQUE CLIMATIQUE DES CARPATES DE MARAMUREȘ (ROUMANIE). OPPORTUNITÉS ET RISQUES.....	567
<i>HODOR N. et TUDOSE T.</i>	
ESTIMATION DES TEMPÉRATURES DE L'AIR À PARTIR DES TEMPÉRATURES DE SURFACES MODIS DANS LES VIGNOBLES DE LA VALLÉE DE WAIPARA (NOUVELLE ZÉLANDE).....	573
<i>MORIN G., LE ROUX R., STURMAN A., et QUÉNOL H.</i>	
HAILFALL CLIMATOLOGY, AGRICULTURAL DAMAGE AND HAIL SUPPRESSION IN GREECE	579
<i>SIOUTAS M.</i>	
INCERTITUDES PLUVIOMETRIQUES DE LA SECONDE SAISON AGRICOLE ET SES INCIDENCES SUR LA PRODUCTION VIVRIERE DANS LA COMMUNE DE DJIDJA AU BENIN.....	585
<i>YABI I., ISSA M.S., ZAKARI S. et AFOUDA F.</i>	

Index des Auteurs - Authors Index

Liste des auteurs.....	593
------------------------	-----



CHANGEMENT CLIMATIQUE

CLIMATE CHANGE

STRATEGIES D'ADAPTATION AU CHANGEMENT CLIMATIQUE ET SECURITE ALIMENTAIRE DANS LA COMMUNE DE TCHAOUROU (BENIN)

ADETONA L. (1,2), VODOUNOU J.B. (1,2) et GBADAMASSI F. (1,2)

(1) Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, BP 123, Parakou, Bénin, adetonaluc5@gmail.com

(2) Laboratoire des Géosciences de l'Environnement et de Cartographie, Université de Parakou, BP 132, Parakou, Bénin, vjeanbosco@haoo.fr

Résumé : Cette étude analyse les stratégies d'adaptation à l'évolution du climat et ses incidences sur la sécurité alimentaire dans la commune de Tchaourou. L'analyse des paramètres climatiques (pluviométrie et température) de 1986 à 2015, est appuyée par le test de Pettitt, et la segmentation de Hubert. Elle a été complétée par les calculs d'indices d'anomalies climatiques (IAC) et le coefficient de corrélation (r). Les investigations socio-anthropologiques ont permis d'évaluer les stratégies d'adaptation paysannes. La tendance climatique montre une légère augmentation des précipitations (+1.05 mm/an) marquée par une prépondérance des années excédentaires (49 %). La tendance annuelle des rendements du maïs et d'igname montre une augmentation de 14,77 % par an. Mais ces rendements varient en fonction des conditions climatiques et socio-économiques de chaque année. Cette amélioration des rendements est due aux stratégies d'adaptation mise en place par les agriculteurs : l'adoption de cultures à cycle court (89 %) et le semis multiple (83 %).

Mots clés: Changement climatique, sécurité alimentaire, biodiversité, savoirs paysans, Tchaourou.

Summary: This study analyzes adaptation strategies to climate change and its impact on food security in the commune of Tchaourou. The analysis of climatic parameters (rainfall and temperature) from 1986 to 2015 is supported by Pettitt's test and Hubert's segmentation. It was supplemented by calculations of climatic anomaly indices (IAC) and the correlation coefficient (r). Socio-anthropological investigations made it possible to evaluate peasant adaptation strategies. The climate trend shows a slight increase in precipitation (+1.05 mm/year) marked by a preponderance of surplus years (49%). The annual trend of maize and yam yields shows an increase of 14.77% per year. But these yields vary according to the climatic and socio-economic conditions of each year. This improvement in yields is due to the adaptation strategies put in place by farmers : the adoption of short-cycle crops (89%) and multiple seeding (83%).

Keywords: Climate change, food security, biodiversity, peasant knowledge, Tchaourou.

Introduction

Le réchauffement global est une menace grave pour l'humanité (GIEC, 2007). Une étude sur les scénarios climatiques et les rendements agricoles futurs a montré qu'à l'horizon 2025, les changements climatiques vont entraîner une baisse considérable des rendements des principales cultures en Afrique sub-saharienne (Zhao *et al.*, 2005), notamment le manioc (-26 %), l'arachide (-15 %) et le maïs (-11 %), alors que les populations de la plupart de ces pays africains doubleront (UNFPA, 2011).

Beaucoup de travaux ont montré le caractère évolutif et progressif des phénomènes climatiques au Bénin. Les études menées par le Plan d'Action National d'Adaptation (PANA) dans la zone cotonnière (Zone 5) ont montré que les activités productives de cette zone sont confrontées aux effets du changement climatique dont les plus majeurs sont : la sécheresse, les pluies tardives et violentes, les vents violents, la chaleur excessive et l'inondation (PANA, 2007). Cette situation préoccupante remet en cause les politiques agricoles en matière de

Afin de confirmer la variation pluviométrique observée, les tests de Pettitt et de Buishand puis la segmentation de Hubert ont été utilisés. Ces tests statistiques permettent de mettre en évidence les ruptures dans les séries chronologiques de pluies.

Ensuite, les liaisons pluie/rendement ont été effectuées au moyen du coefficient de corrélation (r) de Bravais-Pearson (DibiKangah, 2010) qui montre l'ampleur et le sens (positif ou négatif) de l'influence des pluies (x) sur les rendements (y). Il se calcule par la formule :

$$R_{x,y} = \frac{cov(x,y)}{\sigma_x * \sigma_y}$$

Les informations issues d'enquêtes socio-anthropologiques ont été recueillies par approche participative auprès des agriculteurs en tenant compte de certains critères : avoir au moins 40 ans et avoir pratiqué l'agriculture pendant au moins 15 ans. Au total 140 agriculteurs (dont 60 % d'hommes et 40 % de femmes) ont été enquêtés suivant la technique de choix raisonné. Les informations recueillies ont permis d'obtenir la perception des agriculteurs sur les changements climatiques et les stratégies d'adaptations mises en place.

De plus, l'indice de Facteur de consensus informateur (FCI) défini par Heinrich *et al.*, 1998, Canales *et al.*, (2005), Vodounou (2016) a été calculé. Il a permis d'apprécier la diversité et la consistance des indicateurs de changement, d'impact et d'adaptation aux changements climatiques. Il est calculé comme suit : $FCI = \frac{Nur - Nt}{Nur - 1}$ avec **Nur** : nombre de citations dans chaque catégorie d'indicateurs (de changement, d'impact et d'adaptation) et **Nt** : nombre de variantes dans chaque catégorie. La valeur du FCI varie entre 0 et 1 et indique un consensus élevé lorsqu'il tend vers 1 (Dembélé *et al.*, 2015 ; Vodounou, 2016).

2. Résultats et discussions

2.1 Perception des agriculteurs du changement climatique

Dans la commune de Tchaourou, plusieurs indicateurs manifestes des changements climatiques ont été évoqués par les agriculteurs pour justifier la perturbation des saisons de pluies (Figure 2).

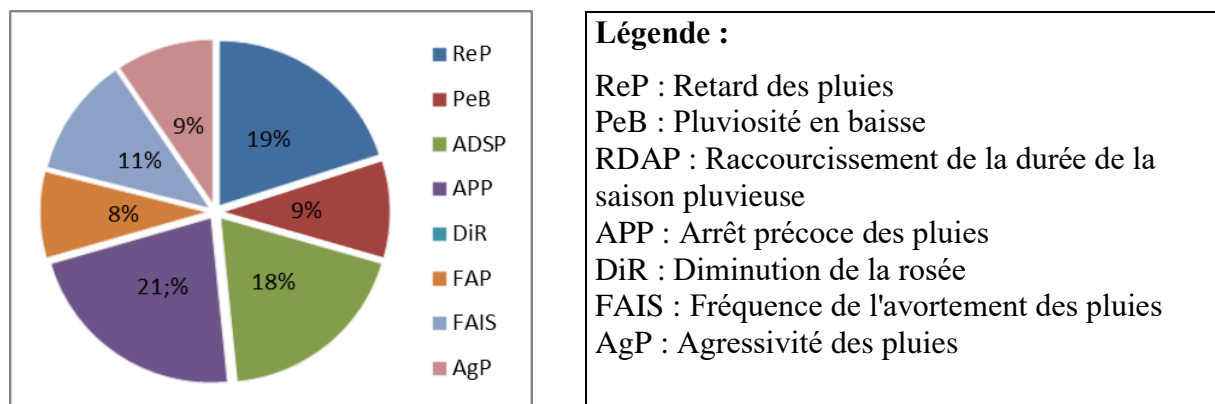


Figure 2. Fréquence des indicateurs de dérèglement climatique dans la commune de Tchaourou.

L'analyse de la figure 2 montre que sur l'ensemble des huit (08) indicateurs des changements climatiques enregistrés à Tchaourou ceux concernant l'Arrêt Précoce des Pluies (APP) sont les plus observés avec (21 %) suivi du Retard des Pluies (ReP) avec (19 %) puis arrive le raccourcissement de la durée de la saison pluvieuse (18 %), ensuite la baisse de la pluviosité (9 %). La date du démarrage et la fin de la saison pluvieuse n'est plus maîtrisée, ainsi que la durée de la saison pluvieuse par les agriculteurs. La majorité des producteurs agricoles affirme que la

durée actuelle de la saison pluvieuse est de 5 à 6 mois alors qu'elle faisait 7 à 8 mois il y a 30 ans.

Le changement climatique tel que vécu par les populations est associé aux risques climatiques suivants : séquence sèche plus longue et plus fréquente, baisse de la pluviométrie, inondation plus fréquente, réduction de la durée de la saison pluvieuse, variabilité du début et de la fin de la saison de pluies.

2.2 Variabilité climatique

L'étude de la variabilité interannuelle de la pluviométrie et de tendance des précipitations permettent d'apprécier l'évolution de la pluie au cours de la période 1986 - 2015 (figure 3).

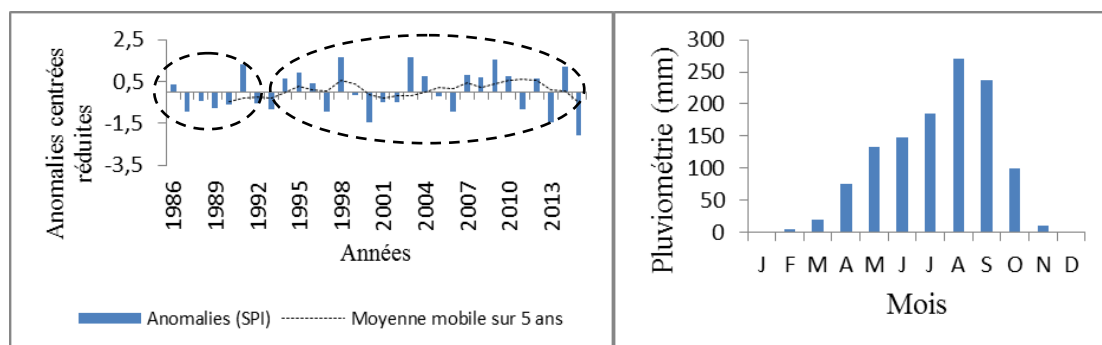


Figure 3. Variabilité interannuelle pluviométrique et régime pluviométrique.

L'analyse de l'indice standardisé des précipitations révèle une alternance des années déficitaires et excédentaires. En effet, la période de 1986 à 2015, est marquée par une fréquence élevée des années sèches (16 années déficitaires soit 53,33 %) avec des degrés d'humidité variable d'une année humide à une autre (anomalies négatives de -0,17 à -2,09) et une baisse des années humides (14 années excédentaires soit 46,67 %) (+0,33 à +1,64). Cette fréquence élevée des années sèches et la baisse des années humides a occasionné une augmentation de la sécheresse, ce qui a perturbé l'agriculture dans la commune.

La moyenne des hauteurs pluviométriques annuelles sur cette période est de 1193,7 mm. L'ensemble des tests (Hubert, Pettitt et Buishand) confirment la répartition aléatoire des pluies. Ces tests acceptent l'hypothèse H_0 de "série chronologique aléatoire" et la procédure de segmentation ne propose pas de découpage. Ce résultat vient infirmer ce que les enquêtés (agriculteurs) ont déclaré à propos de la baisse des pluies. Cette vision des agriculteurs qui parlent de réduction de la quantité des pluies peut être influencée par la variation saisonnière des précipitations. Outre l'instabilité pluviométrique, la variation de la température constitue une contrainte aux agriculteurs (figure 4).

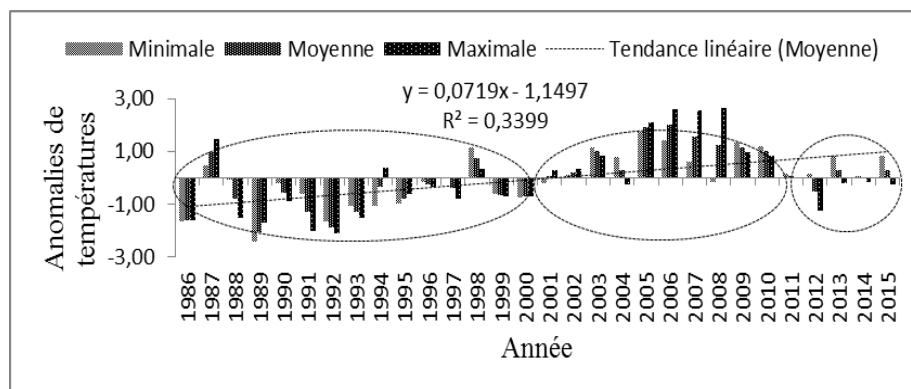


Figure 4. Variabilité interannuelle des températures minimales, moyennes et maximales de 1986 - 2015.

L'analyse de la figure 4 montre une tendance à la hausse des températures minimales, moyennes et maximales. La tendance de la température moyenne est de $+0,07$ °C/ans. D'après le test d'Hubert effectuée, la procédure de segmentation propose deux segmentations décrivant ainsi l'alternance entre trois périodes de 1986-2002, 2003-2010 et 2011-2015 dont les moyennes sont respectivement de $27,24$ °C, $28,10$ °C et $27,48$ °C.

L'analyse de l'évolution de la pluviométrie et de la température montre une forte variabilité interannuelle.

2.3 Changement climatique et production agricole à Tchaourou

La mise en corrélation des données de la pluviométrie et le rendement agricole de l'igname et du maïs sur la période 1995-2015 indique que la modification de la pluviométrie a un impact positif sur les rendements de l'igname et du maïs. Cela montre que la baisse des hauteurs de la pluie influence négativement les rendements de ces cultures (passant de 13500 kg/ha en 1995 à 9410 kg/ha en 2015 pour l'igname). En 2015, pendant que la pluie est déficitaire les rendements de l'igname est à la baisse tandis que ceux du maïs sont à la hausse. Par conséquent, la pluie n'est pas le seul facteur susceptible d'influencer les rendements. Il y a aussi d'autres facteurs déterminants pour les rendements, tels que la pédologie et les techniques.

2.4 Stratégies d'adaptations

Les agriculteurs utilisent différentes stratégies d'adaptation pour faire face et répondre aux défis que les changements climatiques posent à la production agricole. Ces adaptations sont entre autres : la modification du calendrier agricole, l'adoption de culture à cycle court, les semis multiples, l'utilisation des fertilisants chimiques, l'augmentation de la taille des buttes d'igname, l'adoption de nouvelles variétés ou des variétés améliorées et l'utilisation de techniques de cultures associées. La recherche ou l'adoption des cultures à cycle court (3 mois) est l'adaptation la plus appliquée par la majorité des agriculteurs (89 %) et ils sont contraints d'abandonner des variétés à cycle long (4 mois). Le semis multiple est la seconde meilleure stratégie d'adaptation de l'agriculture aux changements climatiques selon 83 % des agriculteurs enquêtés. Celle-ci consiste à produire deux ou trois cultures simultanément sur la même parcelle. Il est ainsi observé l'association du maïs et du gombo et celle du maïs et de la grande morelle. La non fertilisation des sols a poussé d'autres agriculteurs à utiliser des fertilisants chimiques et ils ont aussi cherché à adapter les cultures selon la topographie (figure 5).

Outre ces stratégies, la majorité des agriculteurs est obligée de modifier leur calendrier agricole. Le tableau I présente le calendrier agricole suivi par les paysans du milieu pour les cultures de maïs et igname.

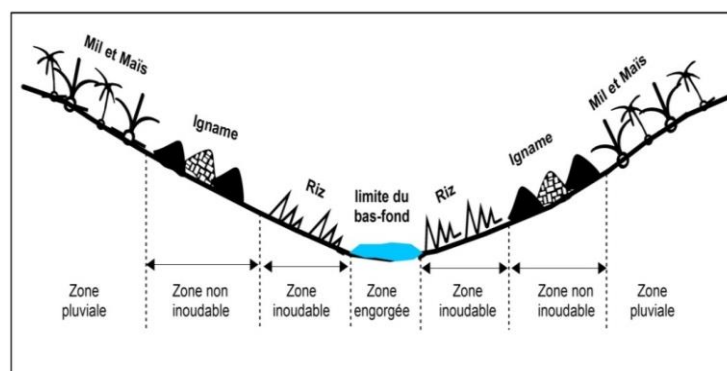


Figure 5. Distribution selon la topographie.

Tableau 1. Calendrier agricole actuelle

Activités culturales	Labour	Semis	Sarclage	Récolte
Spéculation				
Maïs	Mai / Juin	Mai / Juin	Juin / Juillet / Août	Août / Septembre / Novembre
Igname	Octobre / Décembre	Décembre / Juillet	Avril / Juin	Août / Décembre

Conclusion

Les changements perçus au niveau des paramètres pluviométriques et thermiques sont diversement appréciés. Si certaines opinions corroborent avec le constat scientifique, d'autres sont contraires aux résultats des analyses de données météorologiques. Les variations observées au niveau des paramètres climatiques, surtout sur la température sont également perceptibles au niveau des populations locales qui ont aussi confirmé les tendances observées, mais aussi leurs conséquences. Pour les agriculteurs, les changements climatiques sont à la base des baisses de rendement agricole, de fertilité des sols, du manque d'eau, de la sécheresse, des inondations, de l'endettement des paysans, de l'exode rural de la population vers les villes ou pays limitrophes, de la déforestation de la biodiversité. Face à ces problèmes qui menacent la sécurité alimentaire de la population locale, les agriculteurs sont obligés de développer des stratégies d'adaptation pour accroître les rendements agricoles. Néanmoins, ces mesures restent perfectibles afin de répondre aux enjeux découlant de l'importance de ce phénomène.

Bibliographie

- Aboudou, Y. M. A. R., Gnélé, J. E., et Abdoulaye, A. R. (2015). Accaparement des terres rurales dans la commune de Tchaourou (Bénin) : Une nouvelle problématique foncière. *Revue de Géographie de l'Université de Ouagadougou*, **2**, pp. 65-78
- DibiKangah, P. A. (2010). Rainfall and Agriculture in Central West Africa since 1930: Impact on Socioeconomic Development, LAP-LAMBERT Academic Publishing, Saarbrücken, 304p.
- Egah, J., Baco, M. N., Moumouni, I. M., et Nouatin, G. S. (2013). Les paysans maintiennent-ils la biodiversité dans un contexte de changement climatique ? Une étude de cas de l'igname au Nord-Bénin. **25**, pp. 285-297
- GIEC (2007). *Bilan 2007 des Changements Climatiques : impacts, adaptation et vulnérabilité*. Quatrième rapport d'évaluation du climat, Genève, Suisse, 103 p.
- Kate, S., Hounmenou, C. G., Amagnide, A. et Sinsin, B. (2015). Effets des changements climatiques sur les activités agricoles dans la commune de banikoara (nord benin), **2**, 15 p.
- Lamb, P. J. (1982). Persistence of Subsaharan drought. *Nature*, London, 299, pp : 46-47.
- PANA (2007). *Programme d'action national d'adaptation aux Changements Climatiques du Bénin. Convention-cadre des nations unies sur les changements climatiques*. Bénin. 81 p.
- UNFPA (2011). *Etat de la population mondiale : 7 milliards de personnes : leur monde, leurs possibilités*. 132 p.
- Vodounou, J. B. K. (2016). Changements climatiques et production agricole : Capitalisation des pratiques culturelles pour la sécurité alimentaire au Bénin. **23**, pp. 78-97
- Zhao, Y., Wang, C., et Wang, S. (2005). Impacts of present and future climate variability on agriculture and forestry in the sub-humid and humid tropics. *Climate Change*, **70**, pp. 71-116.

FUTURE EXTREMES TEMPERATURE AND RAINFALL: TRENDS AND CHANGES ASSESSMENT OVER THE MONO RIVER BASIN IN WEST AFRICA

BATABLINLE L. (1), LAWIN A.E. (2) et CELESTIN M. (1)

(1) Institute of Mathematics and Physical Sciences, University of Abomey Calavi, Benin, lbata1982@yahoo.fr

(2) Applied Hydrology Laboratory, University of Abomey-Calavi, Benin

Summary: *This study assessed the rainfall and temperature future trends and changes over Mono river basin in Togo, under the highest greenhouse gas emissions scenario RCP8.5. Mann–Kendall trend test, Theil–Sen’s slope estimator (β), and relative percentage change methods were adopted for data analysis. Changes from the baseline period (1971-2000) were computed for distant future (2071-2100). The maximum and minimum temperatures (including extremes) and rainfall (including intensity and frequency indices) were analysed. As results, the future trend indicates the mean annual and seasonal rainfall (only rainy season) increase (positive trend), and reduction (negative trend) for the stations considered in the basin. The multi-model’s ensemble predicted a decrease of the rainfall and an increase of maximum and minimum temperatures. Concerning the intensity and frequency indices such as, consecutive wet days (CWD) and the extremely wet day (R99P), the results show a decrease and an increase, respectively. Finally, results predicted also an increase of TX95P (TX5P) and TN95P (TN5P) over Mono basin in Togo.*

Keywords: *Temperatures, rainfall, trends, changes, Mono river basin*

Résumé : *Cette étude a évalué les tendances et les changements futurs des précipitations et températures dans le bassin de la rivière Mono au Togo sous scénario RCP8.5. Le test de tendance de Mann Kendall, l’estimateur de pente de Theil-Sen(β) et les méthodes de variation en pourcentage relatif ont été adoptés pour l’analyse des données. Les changements par rapport à la période de référence (1971-2000) ont également été calculés pour le futur lointain (2071-2100). La tendance future annuelle et saisonnière (saison pluvieuse) indique l’augmentation et la réduction pour les stations considérées dans le bassin. La moyenne des multi-modèles prédit une diminution des précipitations et une augmentation des températures maximales et minimales. Concernant les indices d’intensité et de fréquence de pluie tels que les jours de pluie consécutifs et le jour extrêmement humide, les résultats montrent successivement une augmentation et une décroissance. Enfin, les résultats ont prédit une augmentation de TX95P (TX5P) et TN95P (TN5P) dans le bassin Mono au Togo.*

Mots clés: *Températures, précipitations, tendances, changements, Bassin Mono*

Introduction

People are already feeling the effects of climate change across Africa. Changes in temperature and rainfall have affected the health, livelihoods, food productivity, water availability, and overall security of the African people. For example, the African continent that was particularly hit in 2007 by floods which affected more than two million lives in the Central and Eastern parts in January, and 2.6 million victims in a large region from west to east in July and August of the same year (wade et al., 2009). It is thus common that the developing countries’ low-income populations are likely to be affected by factors related to global warming, as West Africa one of the regions in the world that are most vulnerable to climate change. This is particularly true for rural areas in West Africa where agriculture is the most prominent instrument for securing income and overcoming poverty. For the specific case of Togo, according to the report of Togo Republic in 2009, floods, droughts, late rains, high temperatures and high winds, are the major risks in the country. It should be noted that among the latest climatic events, flooding takes precedence over other risks with its share of material damage and loss of life. It is becoming more and more dangerous across the whole country.

Activities which are most exposed to these risks are farming, livestock farming, marketing of agricultural products and market gardening. Mono river basin, which is our study area, has not been spared by these events (Batablinle et al., 2018). We noted that in the large part of the Mono basin in Togo rain-fed agriculture is the major source of livelihood. Therefore, it urges to conduct studies climate change projection in Togo in order to take adaptation measures to accompany the communities in their development. The aim of this study is therefore to project future trends and changes in rainfall and temperature in the period 2071–2100 using multi-model's ensemble of regional climate models (CORDEX Africa) under the highest emission scenario (i.e. RCP8.5). In the analysis, the climatic variables include daily minimum and maximum temperature and daily rainfall.

1. Study area location, data and Methods used

1.1 Study area location

Located on the coast of the Gulf of Guinea in West Africa, Togo (TG) has a surface area of 56600km², bordering the Atlantic Ocean in the south, Burkina Faso in the north, Benin in the east, and Ghana in the west. The Togolese population was estimated at 6.3 million inhabitants in 2007 according to the report of UNDP in 2007. The main important rivers are Oti, Mono, Kara, Keran, Koumongou, Anie, Zio and Haho. Mono basin, which is the study area, is located in the Gulf of Guinea region, more precisely between 06°16' N and 09°20' N and 0°42' E and 2°25' E (Figure 1). Within the West African context, two types of rainfall regimes characterize rainfall in the study area. In southern basin (from 6°16' N to 7°30' N), there are two rainy seasons which extend from mid-March to mid-July and from mid-August to October. In northern basin (from 7°30' N to 9°20' N), there is one rainy season which extends from April to October. The population of the basin is more than two million, with an annual increase of 2.9% (Lawin et al. 2019). In the south of basin, this population has as main activities, agriculture (mainly rain fed); in the lower valleys, fishing and salt farming are the major activities.

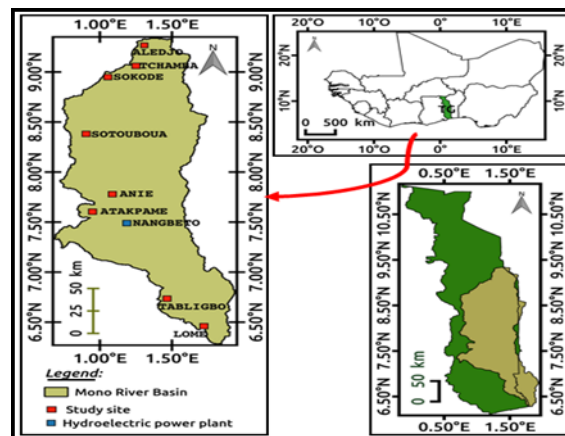


Figure 1. Study area location and considered stations (Sources Batablinle et al.2018).

1.2 Data and methods used

In order to develop future climate change projections over Mono river basin, the most recent Regional Climate Models (RCMs) provided by the CORDEX Africa were used. These models use different emission scenarios, so-called Representative Concentration Pathways (RCPs) which provide different assumptions of greenhouse gas emission pathways. We made the choice to download the values of several climate variables of eight models available in a spatial resolution 0.44° or 50 km. The CORDEX domains for model integrations are found at

http://wcrpcordex.ipsl.jussieu.fr/images/pdf/cordex_regions.pdf. Nikulin et al. (2018) give detailed description of CORDEX RCMs and their dynamics as well as their physical parameterization. It has already been used over Mono basin by certain authors (batablinle et al., 2018; Lawin et al., 2019). In this study, multi-model's ensemble only will be considered.

Methods used are defined as follows:

Many techniques can be used for analyzing the series trends, yet the most commonly used technique by meteorologists is the Mann-Kendall (MK) test (Zhang et al.2016; Soro et al.2016). There are two advantages of using this test. The Mann-Kendall test is non-parametric, does not require normally distributed data, and has a low sensitivity to missing data. This method has also an advantage to have a low sensitivity to abrupt breaks due to inhomogeneous time series (Tabari et al.2011). Null hypothesis H0 means that no trend changes in series data have been found (the data are independent and randomly ordered), and H0 is tested against the alternative hypothesis H1, which assumes a trend exists.

The magnitude of trend is estimated by Sens Slope method (1968)

$$\beta = \text{median}\left(\frac{x_j - x_k}{j - k}\right) \quad (1)$$

where, x_j and x_k are data values at time j and k ; β is the magnitude of the trend slope of the time series determined by the Theil-Sen median estimator.

Equation bellow (2) was used to compute the percentage change of the annual as well as monthly rainfall (only wet season was considered):

$$\Delta = \frac{n\beta}{x_{\text{mean}}} \quad (2)$$

where n is the length of the trend period and X_{mean} is the absolute average value of the time series. Tabari et al. (2013) and Somée et al. (2013) used this method in a similar study. In this study, the intensity and frequency indices such as, consecutive wet days (CWD) and the extremely wet day (R99P), the 5th and 95th percentiles of the daily minimum and maximum temperature distribution were calculated using the Climate Data Operator Commands (batablinle et al. 2018).

Finally, the changes from the reference period are assessed for precipitations (including intensity and frequency indices) and temperature (including extremes, i.e. TX5P, TN5P, TX95P, and TN95P).

The free software R was used to compute all the statistical parameters such as the seasonal averages as well as the annual averages and all plots presented.

2. Results

In this section, the study is limited to the future trend. We have selected the RCMs grid points that are closest to each station. The results of the MK future trend, Sen's slope and percentage change of rainfall for six stations are given in **Table 1**. The annual and seasonal (only rainy season i.e. from May to October) trend and the change rate vary widely from place to place. The trend indicates a mean annual and seasonal rainfall increase (positive trend) and a decrease (negative trend) for the stations considered in the basin. Concerning annual trend and percentage change, a significant decreasing trend (at 5% level) has been observed at Sotouboua (9.09mm/year), Sokodé (13.32 mm/year) and Tchamba (9.08 mm/year) with a percentage change of 12.3, 30.32 and 12.26 %, respectively. However, a significant increasing trend in the

mean annual rainfall was observed in Atakpamé (5.2 mm/year) with a percentage change of 8.45%. Station Tabligbo show a non-significant decreasing trend at 7.18 mm/year, with a percentage change of 18.76 %. Accordingly, wet season (from May to October), a significant decreasing trend (at 5% level) is also observed in Anié (0.78 mm/year) and Sokodé (0.89 mm/year) with percentage changes of 32.6 and 67.8%, respectively. Much of the decreasing trend in rainfall is due to a decrease monthly-averaged rainfall (batablinle et al. 2018)

Figure 2 shows predicted changes in rainfall and maximum temperature and minimum temperature between the far future (2071-2100) and the reference period (1971-2000) over the Mono basin. For the maximum temperature, it is predicted an increase for the whole basin except September which showed a slight decrease. Thus, the lowest decrease is projected in September while the highest increase is projected in June. The analysis of projected minimum temperature for distant future revealed that there is a relative uniform increase over the entire study period for all months. The lowest increase is projected in October. The highest increase is projected in August. Finally, the multi-model's ensemble project the lowest increase and the highest decrease in rainfall. In general, the multi-model's ensemble predicted a decrease of the rainfall and increase of maximum and minimum temperatures. These results are in line with Dosio and Panitz (2016) using the regional climate model CCLM, that have predicted a significant reduction of precipitation at the end of the century in West Africa.

This next section analyses the changes in the 5th and 95th percentiles of the daily minimum and maximum temperature distribution, consecutive wet days (CWD) and the extremely wet day (R99P). All of them give information how frequently and intensely extreme events occur. Concerning the intensity and frequency indices such as, consecutive wet days (CWD) and the extremely wet day (R99P), the results show a decrease and an increase, respectively (**Table 2**). The 5th percentile of daily minimum temperature and maximum temperature will go up as shown by change values presented in the **Table 3**. This is consistent with **Table 4**, which show significant increases to the 95th percentile of daily minimum temperature and maximum temperature over Mono basin.

Table 1. Future trend and percentage change analysis of Annual and seasonal mean rainfall (2071-2100) for the Tabligbo, Atakpamé, Anié, Soutouboua, Sokodé and Tchamba stations. a and $\% \Delta$ denote significant level at 5%, and percentage change, respectively. 1 and 2 denote Annual and seasonal mean rainfall (only rainy season), respectively. A positive value of Z indicates an upward trend; a negative value indicates a downward trend, and a zero value indicates no trend.

Station	Z^1	β^1	$\% \Delta^1$	Z^2	β^2	$\% \Delta^2$
Atakpamé	1.65	5.2	8.45	0.01	0.4	37
Tabligbo	-0.18	-7.18	-18.76	-0.04	-0.43	-18.67
Anié	0.85	-0.65	-5.85	-0.25a	-0.78	-32.6
Sokodé	-0.44a	-13.32	-30.23	-2.13a	-0.89	-67.8
Tchamba	-0.15a	-9.08	-12.3	1.3	-0.35	-68.3
Soutouboua	-0.27a	-9.09	-17.7	-2.56	-2.48	-22.35

Table 2. Summary of mean projected changes (%) in consecutive wet days (CWD) and the extremely wet day (R99P) between distant future (2071-2100) and historical period (1971-2000) under Scenario RCP8.5 over Mono river basin. Model-Mean denote here multi-model's ensemble.

Model used	North-Mono		Center-Mono		South-Mono		Over-Mono	
	R99P	CWD	R99P	CWD	R99P	CWD	R99P	CDW
Model-Mean	27.3	-39.7	6.5	10.8	24.9	-31.9	19.8	-22.1

Table 3. Summary of mean projected changes (%) in the 5th percentile of daily minimum (TN5P) and maximum temperature (TX5P) between distant future (2071-2100) and historical period (2071-2100) under Scenario RCP8.5 over Mono river basin. Model-Mean denote here multi-model's ensemble.

Model used	North-Mono		Center-Mono		South-Mono		Over-Mono	
	TN5P	TX5P	TN5P	TX5P	TN5P	TX5P	TN5P	TX5P
Model-Mean	15.7	18.2	10.1	15.4	10	5.9	12	11.2

Table 4. Summary of mean projected changes (%) in the 95th percentile of daily minimum (TN95P) and maximum temperature (TX95P) between distant future (2071-2100) and historical period (2071-2100) under Scenario RCP8.5 over Mono river basin. Model-Mean denote here multi-model's ensemble.

Model used	North-Mono		Center-Mono		South-Mono		Over-Mono	
	TN95P	TX95P	TN95P	TX95P	TN95P	TX95P	TN95P	TX95P
Model-Mean	19.1	5.3	21.6	23	12.5	5.1	14.3	13.1

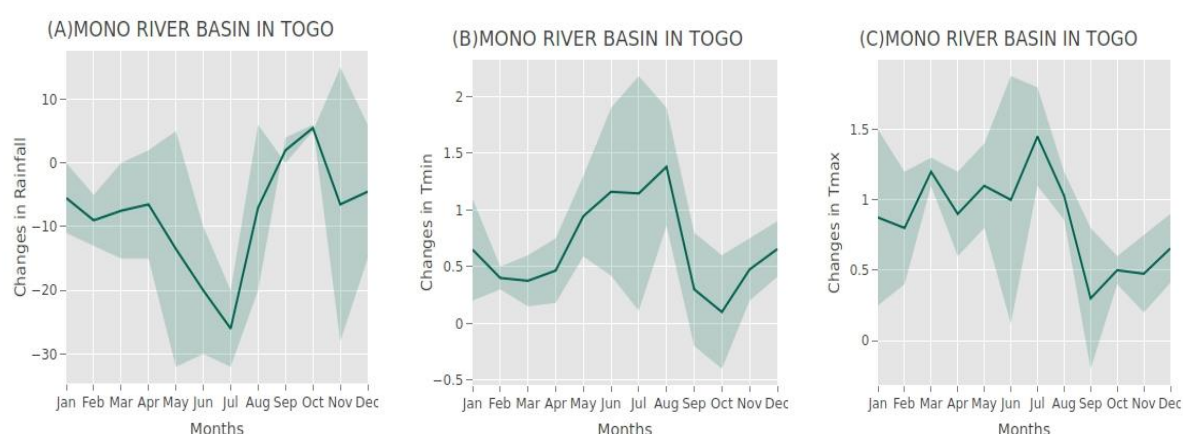


Figure 2. Projected changes average rainfall and temperature (minimum and maximum) for each calendar month from the reference period ((1971-2000) to distant future (2071-2100). A, B, and C denote, Projected changes in rainfall, minimum temperature, and maximum temperature, respectively.

Conclusions

In this study, Mann–Kendall trend test, Theil–Sen's slope estimator (β), and relative percentage change methods were adopted for data analysis. Future changes of maximum and minimum temperatures (including extremes) and rainfall (including intensity and frequency indices) in 2071–2100 were calculated.

The key findings of this study are summarized below:

1. Analysis results reveal that the annual and seasonal (only rainy season i.e. from May to October) trend and the percentage changes vary widely from place to place. The trend indicates the mean annual and seasonal rainfall increase (positive trend), and a decrease (negative trend) for the stations considered in the basin.

2. Compared to the historical period of 1971–2000, the rainfall during 2071–2100 will be broadly characterized by the lowest increase and the highest decrease while for the maximum temperature and minimum temperature, it is predicted an increase for the whole basin except September, which showed a slight decrease. Concerning the intensity and frequency indices such as, consecutive wet days (CWD) and the extremely wet day (R99P), the results show a decrease and an increase, respectively. The 5th and 95th percentile of daily minimum temperature and maximum temperature will go up over Mono basin in Togo for the period considered.

Bibliographie

- Batablinle L., Lawin E., Agnide S., Celestin M., 2018. Africa-Cordex Simulations Projection of Future Temperature, Precipitation, Frequency and Intensity Indices Over Mono Basin in West Africa. *J Earth Sci Clim Change*, doi: 10.4172/2157-7617.1000490.
- Batablinle L., Lawin E., Celestin M., 2019. Variability of Future Rainfall over the Mono River Basin of west Africa. *American journal of Climate change*, vol.8, No 1(article accepted for publication).
- Dosio A., Panitz H. J., 2016. Climate change projections for CORDEX Africa with COSMO-CLM regional climate model and differences with the driving global climate models. *Clim. Dyn.* **46**, 1599–1625.
- Lawin A.E., Batablinè L., Celestin M., Hodabalo K., 2019. Future Extremes Temperature: Trends and Changes Assessment over the Mono River Basin, Togo (West Africa). *Journal of Water Resource and Protection*, <https://doi.org/10.4236/jwarp.2019.111006>, **11**, 82-98.
- Nikulin G. A., Chris L., Alessandro D., Erik K., Youmin C. E. van H., Marco K., RenéL., Laura M., Cathrine F. M., Meijgaard S., Hans J. P., 2018.The effects of 1.5 and 2 degrees of global warming on Africa in the CORDEX ensemble, *Environ. Res. Lett.* **13**.
- Somée B. S., Ezani A., TabariH., 2013. Spatiotemporal trends of aridity index in arid and semi-arid regions of Iran. *Theoretical and Applied Climatology*.**111**, 149–160.
- Soro G. E., Noufé D., Goula B.T. A., Shorohou B., 2016. Trend Analysis for Extreme Rainfall at Sub-Daily and Daily Timescales in Côte d'Ivoire. *Climate*.**4**, 37.
- Tabari H., Somee B. S., Zadeh M.R., 2011. Testing for long-term trends in climatic variables in Iran. *Atmos. Res.* **100**, 132–140.
- Tabari H., HosseinzadehP., 2014. Recent trends of mean maximum and minimum air temperatures in the western half of Iran. *Meteorology and Atmospheric Physics.* **111**, 121–131.
- Togo MERF, 2009. National action plan for adaptation for climate change. Lome, Togo 10: 24.
- Wade S., Faye S., Dieng M., Kaba M., Kane N.R., 2017. Tele-detection of urban flood disasters: The case of the dakar region (Senegal). *Journ D Animat Sci.* **9**, 29.
- Zhang X., Hogg W. D., Mekis E., 2001. Spatial and temporal characteristics of heavy precipitation events over Canada. *Am. Meteorol. Soc.* **14**, 1923–1936.

LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU MAROC: OUTILS ET REFLEXIONS

BOUBEKRI A. (1), SALOUI A. (2), KANJAA R. (3) et FILALI A. (4)

(1) Etudiant-chercheur, Université Hassan II – Casablanca, Maroc, sifa019@gmail.com

(2) Enseignant-chercheur, Université Hassan II – Casablanca, Maroc

(3) Etudiant-chercheur, Université Hassan II - Casablanca, Maroc

(4) Etudiant-chercheur, Université SMS, Faculté Polydisciplinaire, Khouribga, Maroc

Résumé : *Le but de cette étude est de souligner l'importance des données qualitatives pour suivre la variabilité du climat au Maroc entre le présent (depuis 1960) et le passé (périodes antique et médiévale) et les perspectives futures, en l'absence de données numériques sur lesquelles les chercheurs pourraient s'appuyer pour tirer des conclusions précises qui confirment ou rejettent l'existence de changements climatiques d'importance scientifique. En plus, l'article vise l'exploration d'éventuelles formes d'adaptation aux changements climatiques défavorables (sécheresse et inondations) et traite la jurisprudence ancestrale dans des cas survenus dans le passé.*

Mots clés: *Changement climatique, variabilité climatique, données qualitatives, jurisprudence, adaptation.*

Summary: *This study aims to underline the importance of qualitative data to follow climate variability in Morocco between present and past (ancient and medieval periods) and for future perspectives. It is done in the absence of numerical data that researchers can account on to draw definite conclusions which can confirm or reject the existence of climatic changes of some scientific importance. In addition, the article aims to explore possible forms of adaptation with extreme climatic changes (dryness and floods) and analyses the ancestral treatment of cases happened in the past.*

Keywords: *Climate change, climate variability, qualitative data, case law, adaptation*

Introduction

Il ya environ trois décennies, la communauté scientifique marocaine parlait de la variabilité climatique, surtout de celle des précipitations. Depuis le Sommet de Rio en 1992, on parle plutôt des changements climatiques. Ce sujet, de nature transversale, intéresse beaucoup d'acteurs, venus de plusieurs champs climatologiques, économiques, politiques, sociologiques, ... Chaque discipline à ses propres visions, objectifs, moyens, problématiques etc...

Dans des pays en voie de développement où les bases de données numériques ne sont pas toujours facilement accessibles, les scientifiques font, certaines fois, appel à des outils (des bases de données) de nature qualitative pour étudier les changements climatiques et, par la suite, proposer des formes éventuelles d'adaptation. Les changements climatiques sont un phénomène naturel qui remonte à l'aube de l'Histoire. Nous citons, en guise d'exemple, certains contenus des Livres Sacrés (les années des vaches grasses, le Déluge de Noé ...), les conflits affrontés par la jurisprudence maghrébine médiévale "8^{ème} siècle" (Al-Amin Al-Bazzaz, 1992), les dictons populaires, les correspondances des juifs andalous avec les leurs dans des villes marocaines vers la fin du 15^{ème} siècle, la régression de certaines espèces végétales (genévrier thurifère) dans le Moyen Atlas marocain etc...

Certains historiens médiévaux parlaient d'un climat difficilement imaginable aujourd'hui au Maroc.

Dans l'étude des changements climatiques nous partons, ici, des données qualitatives. Les résultats ainsi obtenus relatifs à une éventuelle dynamique climatique, seront comparés à ceux déclarés par l'IRES (Institut Royal des Etudes Stratégique) (rapport stratégique 2017). Une

attention particulière sera ainsi accordée aux formes d'adaptation aux caprices du climat (inondations et sécheresses) recommandées et adoptées par la jurisprudence marocaine médiévale.

L'importance de ce sujet réside dans la mise en lumière de l'un des problèmes scientifiques les plus controversés de notre époque, le changement climatique, pour ceux qui le considèrent comme le défi le plus important pour la vie humaine et ceux qui voient le sujet comme une industrie des médias qui vise à atteindre certains objectifs en comparant le climat marocain entre l'antiquité (Premier siècle avant JC) et le temps présent (1960-2000). L'étude tente également de souligner l'importance des outils qualitatifs dans l'étude du climat, en particulier dans les zones où il est difficile d'obtenir des informations précises sur les éléments du climat.

1. Données et Méthodes

1.1 Problématique et hypothèses d'étude

La problématique de cet article est la recherche de la confirmation ou du rejet du changement climatique au Maroc, c'est-à-dire la comparaison de l'ancien climat marocain (depuis le 1^{er} siècle avant JC) avec l'actuel (1960-2000). Les méthodes adoptées dans le passé (exemple de 18^{ème} et 19^{ème} siècles) pour s'adapter aux changements climatiques en se basant sur des outils qualitatifs seront présentées en répondant à la question : "Le Maroc a-t-il été témoin de changements climatiques de l'Antiquité à nos jours, et comment les Marocains se sont-ils adaptés aux conditions climatiques défavorables (surtout la sécheresse) ?

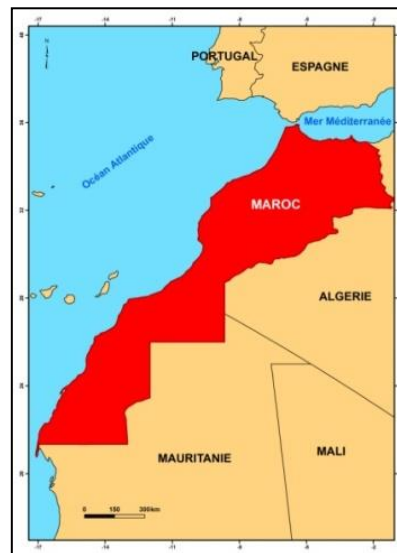


Figure 1. Carte de localisation géographique du Maroc (<http://www.canalmonde.fr/> Modifiée).

Pour répondre à la question posée, nous allons partir de deux hypothèses:

- Première hypothèse: l'existence de changements climatiques entre la période ancienne (depuis le 1^{er} siècle avant JC) et la période actuelle (1960-2000).
- Deuxième hypothèse: le climat marocain n'a pas beaucoup changé depuis l'Antiquité (depuis le 1^{er} siècle avant JC)?

1.2 Méthodologie

L'approche adoptée dans cette étude s'est concentrée sur les étapes suivantes:

1- Recherche des sources historiques (des preuves qualitatives) qui signalent les caractéristiques du climat au Maroc pendant les périodes antiques et médiévales.

2- Comparaison des données de plusieurs sources de recherche sur la compatibilité ou l'incompatibilité des données.

3- Conclusion de la stabilité ou du changement du climat à partir de la base de données chiffrées pour la période en cours.

1.3 Modèles d'outils qualitatifs pour étudier les caractéristiques du climat au Maroc antique

1.3.1 Etahydrologique

Léon d'Afrique (Al-Wazzan, 1983) a consacré toute une partie de son ouvrage (Description de l'Afrique) à l'écoulement des fleuves du Grand Maghreb (chapitre IX). Il ressort clairement ce qui suit de ce qu'il décrit: le débit et la durée de leur écoulement sont très différents de ce à quoi nous assistons maintenant. Par exemple, la rivière Oum –Rabiaene peut être traversée alors que par de grosses embarcations, surtout en hiver et au printemps. Elle est également caractérisée par de grandes quantités de poisson, dont une partie est destinée à l'exportation. Il a également décrit que la rivière Ziz constitue un grand lac à son embouchure dans le désert au sud de Tafilalet, ce qui est tout à fait contraire à la situation actuelle, caractérisée par une grave pénurie d'eau. La rivière connaît aujourd'hui une sécheresse hydrologique presque toute l'année.

D'autre part, l'abondance de l'eau, qui était célèbre dans les montagnes mauritaniennes (Maroc actuel) et dans celles de l'Atlas en particulier, poussait les Anciens à croire que le Nil provenait de ce pays (Mohamed El Majdoub 1999).

1.3.2 Données géologiques

Les recherches géologiques et paléolithiques ont réussi à combler les lacunes des sources littéraires, caractérisées par des erreurs et des jugements arbitraires. Elles peuvent donc constituer une source de connaissance du climat dans une région donnée au cours d'une période donnée. Ici, nous allons nous concentrer sur le rôle final de la quatrième période géologique marocaine, connue sous le nom « l'gharbi » car elle est liée à la plaine du Gharb. Cette période qui définit généralement la période s'étalant du Vème siècle avant notre ère au Moyen Âge se caractérisait par des précipitations abondantes et une activité intense de la sédimentation fluviale qui ont conduit à l'enfouissement de certains monuments phéniciens et romains (Pierre Biberson 1971).

1.3.3 Etat de la faune et de la flore

La vie sauvage est une autre source d'origine des caractéristiques d'une période donnée: la présence de l'éléphant d'Afrique au Maroc jusqu'au début des premiers siècles témoigne de la disponibilité d'un milieu naturel et hydrologique approprié (humidité et densité de la végétation). (Michel Ponsich, 1970)

Ce ne sont que des exemples d'outils qualitatifs sur lesquels on peut compter pour suivre le changement climatique au Maroc, sans oublier d'autres outils abordés dans l'étude détaillée.

1.4 Quelques formes d'adaptation des Marocains au changement climatique (Moyen-âge)

La relation des Marocains avec le changement climatique est une relation de désir et de peur. Ces changements sont toujours présents dans leurs prières suppliant la venue d'une pluie

bénéfique accompagnée d'une demande pour échapper à sa cruauté et à sa violence. La correspondance constante dans les supplications des Marocains entre deux désirs n'est pas arbitraire: "Dieu nous donne de la pluie", puis: "Dieu nous donne la pluie dans la limite du besoin." Cela confirme que la relation entre la population et la variabilité climatique sont soumis, historiquement, à la sécheresse et aux inondations. Chaque prière dans la vie humaine est toujours liée au besoin de sécurité. Ainsi, la situation géographique du Maroc a poussé la communauté humaine, qui vit sur son territoire depuis des siècles, à tisser un lien particulier avec la pluie, imposé par la nature et les fluctuations climatiques, entre saisons pluvieuses et sèches (Al-Amin Al-Bazzaz Mohammed 1992).

1.4.1 La pratique des rites religieux

Les Marocains ont recours à plusieurs rites religieux, notamment la prière des ascites pendant la sécheresse, chaque fois qu'ils subissent une catastrophe climatique. Ce ne sont pas seulement des musulmans, mais même les Juifs marocains qui demandent "Al-Ghaith": prière appelée "Yakun Hakashim" (Mohammed Al-Amin Al-Bazzaz 1992).

1.4.2 Epargne de nourriture

Bien que les marocains aient eu recours à des rituels religieux pendant des moments climatiques difficiles, ils s'y sont préparés en épargnant pendant les saisons de prospérité à travers des initiatives individuelles ou collectives et par des méthodes traditionnelles différentes d'une région à l'autre (Taghadirt ou greniers collectifs, ...) (Al-Amin Al-Bazzaz Mohammed 1992).

1.4.3 L'émigration

Quelques communautés marocaines ont migré individuellement ou en groupe à la recherche de zones propices pour se protéger des catastrophes climatiques, phénomène qui a été soulevé par plusieurs problèmes et questions jurisprudentielles (Mokhtar Soussi M., 1983) que nous aborderons en détail dans ce qui suit.

1.4.4 Faire appel au "Makhzen"

L'esprit populaire du Maroc médiéval a créé une idéologie qui dit que la désobéissance au sultan conduit à la colère du ciel, ce qui obligeait les tribus à se rendre au "Makhzen" en temps de disette, et fut exploité par le "Makhzen" pour mater de nombreuses tribus rebelles.

Les Marocains du Moyen Age se sont adaptés de bien d'autres manières à la variabilité climatique (Al-Amin Al-Bazzaz Mohammed 1992).

1.5 Climat actuel du Maroc et perspectives d'avenir

Le climat marocain est devenu progressivement sec et aride, avec une baisse des précipitations de 40% au printemps par rapport aux années 1960. Les températures moyennes ont régulièrement augmenté dans la même période (1960-1990), en moyenne de 0,16 degré tous les 10 ans. La situation climatique est également caractérisée au cours des dernières décennies par une augmentation du nombre de phénomènes climatiques extrêmes, tels que les orages, les pluies torrentielles, les vagues de chaleur extrêmes et périodes de froid intense, ainsi que des sécheresses graves et fréquentes. (IRES: rapport stratégique 2017).

Les projections climatiques indiquent que le Maroc se dirige vers une augmentation accrue de la température et une grave pénurie de précipitations, en particulier dans les régions du nord (worldbank.org /PresentCC_Driouech_Rabat_11/02/2009).

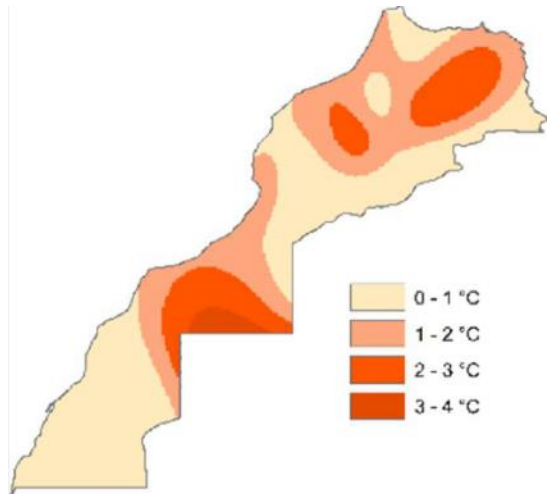


Figure 2. Variation entre la température moyenne enregistrée sur la période 1997-2007 et celles enregistrée sur la période 1971-1980 (Institut Royale des Études Stratégique : rapport stratégique 2017)

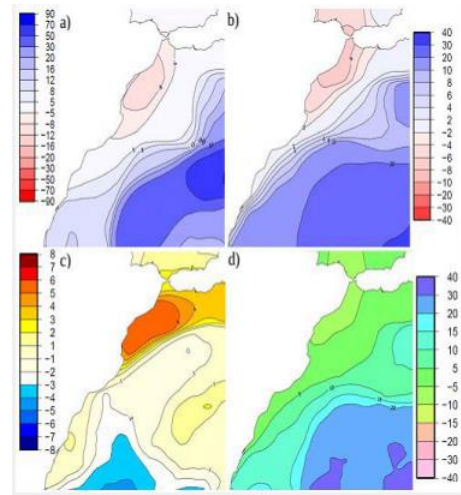


Figure 3. Changements projetés sous le scénario A1B pour : a) les précipitations moyennes (en%), b) le nombre de jours humides (en %), c) le nombre maximal de jours consécutifs secs, le nombre d'événements de fortes précipitations (en%). Hiver étendue, 2021-2050 par rapport à 1971-2000 (Direction de la Météorologie Nationale 2014)

2. Resultats

A travers les différents outils qualitatifs utilisés pour comparer l'ancien climat du Maroc, les données numériques actuelles et les prévisions futures, nous concluons que le climat du Maroc est soumis à un processus temporel et spatial de changements radicaux qui tendent à augmenter la température et à baisser l'humidité. Cela fait de l'hypothèse du changement climatique une réalité quoique nous ne soyons pas complètement d'accord sur son degré et son impact.

Toutefois, ces conclusions, à mon avis, ne doivent pas nous amener à généraliser ou à exagérer la théorie des changements climatiques profonds et accélérés en leur interdisant la possibilité de changements climatiques favorables (plus d'humidité et une température modérée) ou d'une intervention humaine pouvant au moins réduire les pertes ou s'adapter.

Discussion et conclusions

Les sources historiques que nous avons adoptées dans ce résumé peuvent contenir des informations inexactes, notamment le manque d'informations sur certains phénomènes naturels tels que la sécheresse, ainsi que l'amalgame entre l'humain et le naturel en relation avec les épidémies, les disettes, les sécheresses et les inondations (Saloui, 2000).

La fréquence des sécheresses au Maroc depuis l'Antiquité, en particulier au Moyen Âge, et la capacité des Marocains à s'y adapter confirment la possibilité d'élaborer des stratégies prévisionnelles empêchant le développement d'être affecté par ces fluctuations.

L'introduction d'outils qualitatifs dans l'étude du phénomène de changement climatique n'est pas un luxe scientifique, mais plutôt une nécessité, car le comportement humain et la nature des activités économiques et des systèmes politiques sont profondément influencés par la variabilité du climat et l'utilisation excessive des données techniques et numériques peut influencer sur ce dynamisme.

Il convient de noter que la jurisprudence marocaine traite des aléas climatiques du Moyen Âge (calamités) et que leur flexibilité rend les enseignements religieux quel qu'ils soient un moyen de rechercher des solutions et non des textes rigides qui ne correspondent pas à l'évolution inévitable de l'homme.

Enfin, le changement climatique au Maroc aura inévitablement un impact sur les différents aspects de la vie et sera une nécessité à invoquer sur tous les plans économiques et pour tous les programmes de développement social avec la contribution réelle de toutes les disciplines scientifiques concernées afin de s'adapter à ces changements et d'anticiper leurs effets, de manière à ne pas compromettre l'avenir des générations futures et leur devenir.

Bibliographie

- Al-Amin Al-Bazzaz M., 1992. Histoire de la famine et des épidémies au Maroc aux XVIII^e et XIX^e siècles. Publié par la Faculté des lettres et sciences humaines de Rabat, série : Lettres et traités n° 18, p. 347-386. (En arabe).
- Al-Wazzan H., 1983. Description d'Afrique. Publications de l'Association marocaine pour la traduction, la traduction et l'édition - Traduction du français Mohamed Hajji et Mohammed Akhdar, p. 247 et 254.
- Biberson P., 1971. Essai de redéfinition des cycles climatique du Quaternaire du Maroc. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, vol. 8, no. 1, p. 11.
- Euzennat M., 1989. Le limes de Tingitane La frontière méridionale. Paris, *édition de C.N.R.S.*, p.98-99
- Grillon P., 1970. Un chargé d'affaires au Maroc. La correspondance du Consul Louis Chenier (1767-1782), Paris, n 14, Salé, 15 sept. 1775, p.267.
- Jodin A., 1970. L'Eléphant dans le Maroc antique. *Actes de 92^e congrès national des sociétés savantes*, Strasbourg et Colmar 1967 section d'archéologie. Paris, C.T.H.S Bibliothèque nationale, p.52-54
- Majdoub Mohamed., 1999. La richesse en eau dans l'ancien Maroc. Université Hassan, Ain chok, p. 29.
- Mokhtar Soussi M., 1983. Al Maassoul. Maison du livre scientifique à Beyrouth. Partie 5, p.55 (En arabe).
- Rosenberger B. Population et crise au Maroc aux XVI^e et XVII^e siècles. Famines et épidémies. In : Cahiers de la Méditerranée, hors-série n°2, 1977. Typologie des crises dans les pays méditerranéens (XVI^e-XX^e siècles). *Actes des journées d'études Bendor*, 13,14 et 15 mai 1976. pp. 137-149.
- Zafrani H., 1987. Mille ans de vie juive au Maroc. Traduit par Ahmed Shehlan et Abdul Ghani Abou Al Azm. Casablanca, 55p. (En arabe).

CHANGEMENT CLIMATIQUE - PANORAMA INTERNATIONAL

JUVANON DU VACHAT R. (1)

(1) *Météo et Climat*, 73 avenue de Paris, 94165 Saint-Mandé Cedex, rjduvachat@gmail.com

Résumé : *On retrace les différentes conférences sur le climat de l'ONU (conférences des parties ou COP) depuis Copenhague (2009, COP15) jusqu'à Paris (2015, COP21), où un accord unanime a été trouvé, même si les ingrédients (limite du réchauffement global à 2°C et fonds vert) étaient déjà présents à Copenhague. L'année 2016 a vu l'accord de Kigali (Rwanda) sur la protection de la couche d'ozone et l'engagement de l'aviation internationale de réduction des émissions, mais aussi le retrait des USA de l'accord de Paris. Depuis 2015 trois COP se sont déroulées : COP22 à Marrakech en 2016, puis COP23 à Bonn en 2017, enfin COP24 à Katowice en Pologne en 2018. Les bilans des émissions de gaz à effet de serre des principaux états sont aussi analysés. Le rapport du GIEC sur une limite du réchauffement global à 1,5°C souligne les efforts considérables techniques et politiques à réaliser pour cet objectif de 2°C de l'Accord de Paris. Malgré un risque de dépassement, le pacte européen finance-climat pourrait relancer l'Europe et lutter efficacement contre le réchauffement climatique.*

Mots clés: *Changement climatique, négociations internationales, convention climat, conférence des parties.*

Summary: *The climate conferences of the UNFCCC (conferences of parties or COP) are presented from COP15 at Copenhague (2009) up to Paris with COP21 (2015) where a successful accord has been found, even if the main ingredients (limit of global warming equal to 2°C, green fund) were already present at Copenhague. In 2016 we have seen the Kigali agreement on ozone layer protection (Montréal protocol) and the commitment of international aviation on mitigation of emissions of green-house gases, but the retirement of USA from the Paris Accord. Three COP have taken place: COP22 at Marrakech (2016), COP23 at Bonn (2017), and COP24 at Katowice (Poland, 2018). The IPCC report on the limit of the global warming equal to 1.5°C highlights the considerable efforts to launch on the technical and political background to reach the objectives of the Paris Accord. Even in case of not complying, the European climate-finance alliance could help Europe to curb against climate change.*

Keywords: *Climate change, international negotiations, climate convention, conference of parties*

Introduction

Rappelons d'abord que les Conférences des Parties – les Parties sont les pays signataires de la Convention Climat de l'ONU (Unfccc, 1992) – se déroulent pendant deux semaines chaque fin d'année. Après Rio en 1992 où a été signée cette première Convention Climat (ratifiée en 1994), une autre COP importante est la COP3 où a été signé le Protocole de Kyoto au Japon en 1995. Ce protocole s'ajoute à la Convention en exigeant des réductions quantifiées de Gaz à Effet de Serre (GES), là où la Convention préconisait d'éviter un climat dangereux (article 3). Malheureusement la ratification du Protocole par les Parlements des Parties en nombre et poids d'émissions suffisants n'interviendra qu'en 2005 (vingt ans après) avec la signature de la Russie (en échange de son entrée à l'OMC). Par la suite, la COP15 à Copenhague en 2009 est une étape importante qui mènera à l'Accord de Paris en 2015. Beaucoup d'éléments figurant dans l'Accord de Paris sont déjà en discussion à Copenhague: limitation du réchauffement global à 2°C, fonds vert pour aider les pays en développement (100 milliards de dollars par an à partir de 2020), et mesures d'adaptation au changement climatique. Une méthode originale a été proposée pour préparer la COP21 avec la soumission de contributions volontaires des différentes parties (les fameuses INDC), qui même si leur addition conduit à un réchauffement planétaire insuffisant (env. 3°C) a certainement contribué au succès de la COP21, grâce à la préparation qu'elle représentait. On trouve dans Juvanon du Vachat (2016) l'historique détaillé de la préparation de cette COP21, avec les enjeux et les engagements. Si elle fut un vrai succès

diplomatique sur le plan de l'environnement, elle représente surtout un point de départ vers une société bas carbone.

1. Les négociations internationales du climat (2016-2018)

Après la COP21 en décembre 2015, l'année 2016 est marquée par deux accords importants dans l'Agenda Climat international. Le premier, l'accord de Kigali (Rwanda, octobre 2016) modifie substantiellement le Protocole de Montréal sur la protection de la couche d'ozone (signé en 1985). Il est souvent présenté comme un exemple d'accord environnemental, dont on voudrait s'inspirer pour le changement climatique (c'est peut-être cela qui fait la confusion entre les deux sujets dans les médias). L'accord de Kigali acte la fin des HFC (hydrofluorocarbures) en 2020, utilisés comme substituts des CFC (chlorofluorocarbures) lors de la signature du Protocole de Montréal. Or les HFC sont environ 14 000 fois plus émetteurs de GES que le gaz carbonique, donc ils étaient à terme condamnés. L'échéance de 2020 (décidée à Kigali) se décline plus précisément suivant les pays classés en trois groupes. Le premier groupe, qui comprend les vieux pays industrialisés, s'engage à réduire de 45 % l'usage des HFC d'ici 2024 et de 85 % d'ici 2036, par rapport à la période de référence (2011-2013). Un second groupe, qui inclut la Chine et le Brésil, s'engage à réduire sa consommation de 80% d'ici 2045. Enfin l'échéance est portée à 2047 pour tous les autres pays, comme l'Inde et les pays du Golfe, gros consommateurs de climatisation. L'application de cet accord pourrait faire baisser la température globale de 0,5°C, ce qui est nullement négligeable !

Le second accord de l'agenda international a été signé aussi en octobre 2016, et concerne l'aviation internationale (OACI), dont les émissions représentent 5% des émissions globales, avec une croissance importante due à la croissance du trafic aérien (Gillet, 2015). Elles ne figuraient pas dans l'Accord de Paris, pas plus que celles du trafic maritime. La limitation des émissions de l'aviation se fait dans un mécanisme de marché, à partir de 2020, grâce à un système de compensation financière. Il est certainement très regrettable que ce secteur fortement émetteur de GES ait pu échapper aux règles de limitation, ce qui est probablement dû à la complexité du problème (à qui attribuer les émissions d'un vol Paris-New York : à la France ou aux États-Unis ?) mais aussi au poids des lobbys (Gillet, 2015) !

Le 7 novembre 2016, la COP22 démarre à Marrakech avec ces deux bonnes nouvelles, mais une semaine après, lors du segment ministériel, les négociateurs apprennent que le président des États-Unis (deuxième émetteur mondial de GES après la Chine), D. Trump décide que son pays se retire de l'accord de Paris ! Cette nouvelle plombe l'ambiance générale de la COP22, même si l'annonce était relativement prévisible ! La raison invoquée par D. Trump est que cet accord est mauvais sur le plan économique pour les États-Unis et qu'il favorise davantage son rival chinois. Examinons précisément le déroulé sur le plan juridique de ce retrait. En réalité c'est le 1er juin 2017 que D. Trump prend la décision de se retirer de l'Accord de Paris, avec la possibilité d'y revenir ! D'après les textes, la dénonciation ne peut être effective que quatre ans après l'Accord de Paris, soit le 4 novembre 2019, avec application un an plus tard : le 4 novembre 2020. Or l'élection présidentielle aux États-Unis se déroulera la veille le 3 novembre 2020. En fin de compte, tout dépendra de la sensibilité climatique du nouveau président et de la période transitoire jusqu'au 20 janvier 2021. Si le nouvel élu est plutôt favorable à la lutte contre le changement climatique, il pourrait y avoir un accord implicite entre son entourage et le secrétariat de la Convention Climat à Bonn, de sorte que l'on ne changerait rien. Cependant l'entourage de Trump et ses décisions sont plutôt contre l'environnement (décisions sur les centrales électriques à charbon, sur les forages dans l'Arctique, etc...), donc il ne faut pas rêver. Par ailleurs, des engagements ont été pris soit au niveau des états (par ex. la Californie) soit au niveau de grosses industries pour limiter les émissions. Finalement, on ne sait pas si la décision

de Trump décourage les groupes (territoires, industries) qui étaient prêts à s'engager ou qui s'étaient déjà engagé, ou au contraire les met au défi de compenser cette décision négative sur le plan de l'environnement, en les poussant à s'engager davantage. Les deux comportements sont possibles. Il reste qu'au niveau international, ce désengagement entraîne un relâchement général de l'effort, dont les États-Unis sont malheureusement coutumiers : par exemple G. W. Bush décidait en 2001 de ne pas appliquer le Protocole de Kyoto ! Autre exemple récent : l'Australie en 2017 renonce à inscrire ses engagements de réduction des émissions de GES (26%) de l'Accord de Paris dans la loi, du fait de la mobilisation de l'ancien premier ministre dans la chambre parlementaire. Même si les émissions de l'Australie ne représentent que 1,46 % des émissions mondiales, l'Australie est touchée de manière très visible par le réchauffement climatique dans deux zones sensibles : la nouvelle Galles du Sud, touchée par la sécheresse et la Grande Barrière de Corail, menacée d'extinction. Ces points mettent en avant le caractère non contraignant de l'Accord de Paris.

Après ces développements sur les États-Unis et l'Australie, revenons au fil des COP avec la COP23 à Bonn en 2017 et la COP24 à Katowice en Pologne en 2018. La première a été présidée par les îles Fidji qui pilotent le groupe AOSIS, coalition de 42 petits états insulaires touchés par la hausse du niveau des mers, consécutive au changement climatique. Elle s'est déroulée à Bonn, où se trouve le secrétariat de la Convention Climat, et pas à Fidji pour éviter les déplacements en avion à l'autre bout du monde ! Cette COP23 a prolongé la plupart des dossiers sans inflexion particulière ! En 2018 c'est Katowice, dans le Sud de la Pologne qui a accueilli la COP24 du 3 au 15 décembre 2018, pour respecter l'alternance : pays du Sud, pays du Nord. C'est la troisième COP qu'accueille la Pologne, après Poznan (COP 14) en 2008 et Varsovie (COP19) en 2013, où l'on a décidé que la COP21 se déroulerait à Paris en 2015 (deux ans avant). La COP24 fut malheureusement un fiasco total ! Elle n'a abouti, à l'extrême limite du temps imparti qu'à un pseudo-accord qui n'engage pas beaucoup. La Pologne, où se tenait la COP24, est un pays où le charbon joue une place importante dans l'économie, était dans le viseur des ONG, qui n'ont pas manqué de le faire remarquer ! Même si le président de la COP est monté sur la table pour saluer l'accord final, cette bouffonnerie n'était là que pour camoufler l'absence de résultats tangibles. Examinons maintenant les émissions des différents pays et leur évolution récente, pour savoir si on pourra tenir l'objectif de rester en-dessous de 2°C de réchauffement planétaire !

2. Evolution des émissions de gaz à effet de serre (2015-2018)

Les émissions de CO₂, l'année 2018, montrent un dérapage inquiétant d'après le « Global Carbon Project » (www.globalcarbonproject.org), qui réalise régulièrement un atlas des émissions de GES, dont sont tirées ces informations. Les émissions de CO₂ des énergies fossiles, qui sont la première cause du réchauffement mondial ont connu une hausse inédite depuis 7 ans, de 2,7 %, après une hausse de 1,6% l'an dernier et trois années de stabilité. Il faut remonter à 2011 et la sortie de la crise financière de 2008 pour trouver pire taux ! La hausse de cette année 2018 est alimentée par un boum d'émissions en Chine (4,7%), premier émetteur mondial (26 % du total) et dont les résultats paraissaient encourageants les années précédentes. Ceci est dû à l'utilisation du charbon, supposée temporaire ! Le deuxième pays émetteur : les États-Unis (15 % du total), voit son bilan augmenter de 2,5 % en 2018, alors qu'en 2017, il avait reculé légèrement (-0,5%). Cela serait lié à un hiver et un été extrêmes, qui ont sollicité chauffages et climatiseurs, mais pas à la politique pro-charbon de D. Trump ! Autre pays : l'Inde est à 6,5% (centrales à charbon), tandis que l'Europe (3ème pollueur, 10 % du total) recule de 0,7%, avec des disparités nationales, contre +1,4 % en 2017. Pour la France, voici le bilan des émissions depuis 2012 (site du Ministère de l'Environnement): 2012 (336,4 Mt) ;

2013 (337,3 Mt) ; 2014 (304,2 Mt) ; 2015 (309,7 Mt) ; 2016 (316 Mt) ; 2017 (317 Mt). On observe une baisse significative en 2014, puis une remontée régulière depuis cette date.

Voici une explication des évolutions globales des émissions de GES d'après l'AIE. Outre le charbon, première source de CO₂, la course au gaz naturel croît de 2% par an dans le monde entre 2000 et 2017, et 8,4% pour la Chine, qui lutte pourtant contre la pollution atmosphérique ! Côté pétrole, on pensait avoir atteint le pic de consommation, mais le nombre de véhicules croît de 4% par an, avec une faible part de véhicules électriques. Autre consommation importante, le recours au carburant de l'aviation commerciale a bondi de 27% en 10 ans. En conclusion, même si des progrès notables ont été réalisés en énergies propres et véhicules électriques, ils restent trop faibles pour troubler la marche en avant des énergies fossiles, dont les émissions s'élèvent à 37,1Gt en 2018 (plus 5Gt pour la déforestation). Pour atteindre le seuil de 1,5°C, il faut faire plonger les émissions bien avant 2030 et dans une proportion importante : 45% par rapport à 2010. Sans être fataliste, on peut craindre que les émissions vont continuer à grimper.

3. Le rapport spécial du GIEC sur le réchauffement planétaire de 1,5 °C

Cet objectif a été proposé lors de la COP21 à Paris, afin d'être assuré de rester en-dessous de 2°C, qui est l'objectif principal. Ce seuil de 1,5°C a été fortement soutenu par le groupe AOSIS, coalition de 42 petits états insulaires, inquiets de l'élévation du niveau de la mer et actifs dans l'arène des COP. A la COP21, les parties ont demandé au GIEC de faire un rapport spécial sur les impacts d'un réchauffement global à 1,5°C en 2100 et les moyens pour y parvenir. Le GIEC a obtempéré et réalisé ce rapport dans un délai assez court (publié en octobre 2018 en Corée du Sud) en associant de façon transdisciplinaire les auteurs de ses trois groupes spécialisés (I : la science ; II : les impacts et l'adaptation ; III : l'atténuation et la technologie). Bien sûr, ce chiffre de 1,5°C fait largement sourire, quand on sait que l'on est déjà à 1°C de réchauffement global depuis l'ère préindustrielle et qu'au rythme actuel, on l'atteindra en 2040 ! Parmi les conclusions du rapport : les contributions des pays (préparées pour la COP21) sont très insuffisantes pour viser l'objectif de 1,5°C. Ces contributions nationales représentent les engagements que prenaient les pays pour l'avenir et qu'ils ont officialisés lors de la COP21, où l'on estimait que l'ensemble de ces engagements correspondaient grosso modo à 3°C de réchauffement planétaire. Elles doivent être d'ailleurs révisées régulièrement, c'est-à-dire affinées ou précisées. Autre conclusion du rapport. Il y a une différence notable entre les impacts d'un réchauffement à 1,5°C et à 2°C : à la fois sur leur nature et sur leur structure. Plus on attend pour faire de l'atténuation, plus ce sera difficile, long et coûteux de tenir les engagements ! Tout cela est une conséquence du fonctionnement du système climatique et a été exploré avec de nombreux scénarios par le GIEC. Cet objectif de 1,5°C nécessite des réductions importantes de tous les gaz dans tous les secteurs, voire même leur élimination, sujet en cours de développement (Guillaume, 2018) !

On pourrait alors discuter de l'engagement politique nécessaire, mais là apparaît le grand principe du GIEC, dont les rapports sont « policy relevant, not policy prescriptive » ! Autrement dit, le GIEC fait de la science, aux politiques de prendre les engagements correspondants ! Cette attitude dichotomique est cependant de plus en plus battue en brèche, puisqu'elle représente une forme d'incohérence et de non-engagement de la part des scientifiques ; les sciences sociales sont cependant présentes dans le groupe III du GIEC.

4. Les impacts du climat et du changement climatique depuis 1980

Une étude importante de C. Mora, professeur de géographie à Hawaï (Mora et al., 2018), parue dans Nature Climate Change en novembre 2018, a recensé environ 3300 études d'impacts

du changement climatique depuis 1980, en associant celui qui est d'origine humaine à la variabilité naturelle du climat. Cette synthèse est classée en dix aléas : changement de couvert végétal, sécheresse, réchauffement, vagues de chaleur, tempêtes, précipitations, inondations, incendies, montée du niveau de la mer, altération des océans. L'article présente leurs impacts dans six secteurs cruciaux pour la vie : santé, alimentation, eau, infrastructure, sécurité, économie, qui se déclinent en 89 sous-rubriques, conduisant au total à 467 impacts ! En résumant l'étude : la moitié de l'humanité serait touchée par au moins trois aléas, si rien n'est fait, mais seulement un seul si l'on reste en-dessous de 2°C, et dans tous les cas la ceinture tropicale serait la plus touchée.

5. Le Pacte européen Finance-Climat (2017)

Cette initiative a germé dans le courant de l'année 2017 avec la publication de l'ouvrage de Jouzel et Larrourou (2017) qui ont étudié le financement d'actions de réductions de gaz à effet de serre et d'adaptations à l'échelle européenne. Le climatologue J. Jouzel s'est associé à l'économiste P. Larrourou pour formuler et défendre cette initiative, qui a été présentée dans de nombreuses conférences, notamment à l'Ecole Polytechnique le 26 septembre 2018 où la conférence a réuni plus de 700 participants. C'est une action marquée par l'urgence dans le sillage de C. Figueres, ancienne présidente de la Convention Climat, qui estime dans un article de la revue Nature (Juin 2017) qu'il ne reste que trois ans pour agir et que l'année 2018 est essentielle (Figure 1).

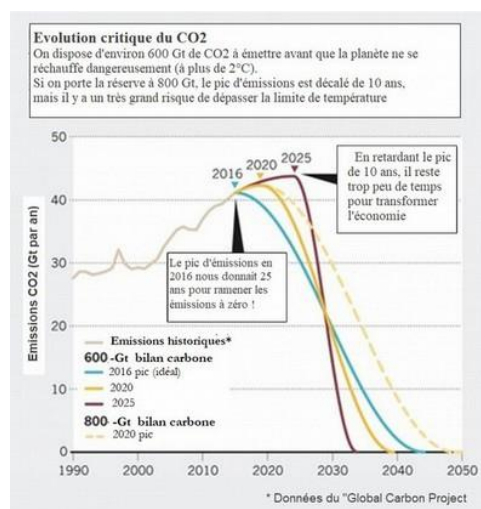


Figure 1. Scénarios de baisse des émissions s'il reste 600 Gt CO2 ou 800 Gt CO2 (pic en 2020) à émettre pour limiter le réchauffement planétaire à 1,5°C-2°C (Figueres et al., 2017, @nature).

En étudiant divers scénarios de réduction des émissions, il apparaît aussi que le pic des émissions ne devrait pas dépasser 2020. Les auteurs envisagent un traité pour travailler à long terme et éviter des changements de cap comme on l'a vu en France dans le secteur photovoltaïque, le financement des collectivités territoriales ou l'agriculture biologique. Ce traité serait conclu au niveau européen après un référendum qui se déroulerait simultanément dans les différents pays en 2020, accompagné d'un plan d'action national dans chaque pays. C'est aussi une façon de relancer l'Europe en lui donnant un projet majeur. Il s'agira en effet d'un chantier colossal, «Un chantier jamais vu » comme la construction du métro qui en 1895 va changer Paris en dix ans, sous la direction de Fulgence Bienvenüe, ou le plan Marshall de reconstruction de l'Europe après la seconde guerre mondiale et ses cent quarante-trois projets, ou encore le chantier titanesque décidé par Kennedy en 1962 pour poser un homme sur la Lune en moins de dix ans. Dans ce pacte européen (www.pacte-climat.eu.fr), le financement des

actions d'atténuation et d'adaptation serait assuré par la Banque Centrale Européenne, à travers diverses procédures bancaires qui sont familières à tous ceux qui ont suivi la crise des subprimes (2008), où l'on a su trouver les milliards indispensables pour sauver le système bancaire. Ce qui a fait dire aux climatologues depuis cette crise : « Si le climat était une banque, il y a longtemps qu'on l'aurait trouvé de l'argent pour le sauver ! ».

Conclusion

En résumé on a affaire à un panorama international très contrasté, où les pays ont pris un engagement fort à la COP21 à Paris en 2015, mais ne sont pas déterminés à une action d'vergure indispensable. Le contexte international avec le retrait des États-Unis n'y incite pas vraiment. La déclaration de J. Chirac en 2000 à La Haye (COP6) : « La planète brûle et nous regardons ailleurs » reste pleinement d'actualité. Gageons que l'Europe saura se ressaisir et faire entendre sa voix, avec l'initiative du pacte européen finance-climat !

Acronymes

AIE : Agence Internationale de l'Energie

AOSIS : Alliance Of Small Island States

CFC : Chlorofluorocarbure

COP : Conference Of Parties

GES : Gaz à Effet de Serre

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (en anglais IPCC)

HFC : Hydrofluorocarbure

INDC : Intended Nationally Determined Contribution

IPCC : Intergovernmental Panel of Climate Change

OACI : Organisation de l'Aviation Civile Internationale

OMC : Organisation Mondiale du Commerce

UNFCCC : United Nations Framework Convention on Climate Change

Bibliographie

Figueres C. et al., 2017. Three years to safeguard our climate. *Nature Climate change*, 28 Juin 2017.

Gillet M., 2015. Le programme « Ciel unique européen »...au détriment du climat. *Natures, Sciences, Sociétés*, **23**, 408-414.

Guillaume A., 2018. Sortie du rapport du GIEC sur le réchauffement planétaire de 1,5°C. *La Météorologie* N° 103, 6-8.

Jouzel J. et P. Larrouturou, 2017. Pour éviter le chaos climatique et financier. Odile Jacob

Juvanon du Vachat R., 2016. La conférence climat de Paris en 2015 - Enjeux et perspectives. *Annales de l'AIC*.

Mora C. et al., 2018. Broad threat to humanity from cumulative climate hazards intensified by greenhouse gas emissions. *Nature Climate Change*, 19 Novembre 2018.

RAINFALL AND TEMPERATURE CHANGES IN OUEME WATERSHED BY 2080 IN WEST AFRICA

**KODJA D.J. (1), BATABLINLE L. (2), AKOGNONGBE A. (1), AMOUSSOU E. (3),
MAHE G. (4), VISSIN E.W. (1), PATUREL J.E. (4) et HOUNDENOU C. (1,5)**

(1) University of Abomey Calavi (Bénin) / Laboratory Pierre Pagney, Climate, Water, Ecosystems and Development (LACEEDE) 03 BP 1112 Cotonou, conforlad@yahoo.fr

(2) Institute of Mathematics and Physical Sciences (IMSP) at University of Abomey Calavi

(3) University of Parakou (Bénin), Department of Geography and Spatial

(4) University of Montpellier (France), UMR 5599 HydroSciences Montpellier

(5) Institute of Geography of the Spatial Planning and the Environment (IGATE)

Summary: *This study assessed the potential impacts of change in rainfall, temperature on water availability in the Ouémé watershed. Two sub-basins located at two contrasting climatic regions, namely Ouémé to Bétérou and Ouémé to Bonou, were considered. Rainfall and temperature (maximum and minimum) observed data were considered for the period 1981–2010 and future projection data from two Regional Climate Models (RCMs) for the period 2021–2080 were used. The interannual variability analysis was made using standardized variables. The results showed a downward change of rainfall while temperature speed revealed upward changes for the period 1961–2015. Declining mean monthly precipitation and irregular rainy seasons at all scales were exhibited by the mean models. Mean models projected increases in temperature compared to the baseline period.*

Keywords: *Ouémé watershed, changes, climatic variables, change*

Résumé : *l'étude vise à évaluer les impacts potentiels de la modification des précipitations et de la température sur la disponibilité de l'eau dans le bassin versant de l'Ouémé. Deux sous-bassins situés dans deux régions climatiques contrastées, à savoir Ouémé à Bétérou et Ouémé à Bonou, ont été pris en compte. Les données observées sur les précipitations et la température (maximum et minimum) ont été prises en compte pour la période 1981-2010 et les données de projection future issues de deux modèles climatiques régionaux (MCR) pour la période 2021-2080 ont été utilisées. L'analyse de la variabilité interannuelle a été réalisée à l'aide de variables standardisées. Les résultats ont montré un changement à la baisse des précipitations tandis que la vitesse de la température a révélé des changements à la hausse pour la période 1981-2010. Les modèles moyens montraient des précipitations mensuelles moyennes en baisse et des saisons pluvieuses irrégulières à toutes les échelles. Les modèles moyens ont projeté des augmentations de température par rapport à la période de référence.*

Mots clés: *Bassin versant de l'Ouémé, changements, variables climatiques, changement*

Introduction

Climate change is one of the most important challenges for human society, which will affect ecological, social and economical systems (Semiromiet al., 2014). Because of water scarcity issues, studying the potential climate change and its impacts on climate variables and water resources is necessary (Yékambessounet al., 2017). The study of climate variables and predict their changes in policy and planning is so vital in Bénin. Climatic variables, changes in precipitation and temperature patterns have important influences on the quantity and quality of water resources, especially in semi-arid regions. Therefore, evaluating the change of their values is one of the most important issues in the hydro climate studies.

In this investigation, changes of maximum and minimum temperature and precipitation for observation (1981-2010) and future periods (2021-2050, 2031-2060, 2041-2070 and 2051-2080) has been studied at Ouémé watershed in Bénin. The output of MIROC and MPI models under RCP8.5 scenarios were used.

1. Geographic location of the study environment

The Ouémé watershed at Bonou outlet covers an area of 46.200 km² (41.02 % of the area of Benin); it spreads in its northern part on dahomeensocle while the southern is on the sedimentary formations. It is between 10°12' and 7°58' northern latitude and 1°35' and 3°05' east longitude with a slight overflow at east of Nigeria, and west of Togo (figure 1), (le Barbé *et al.*, 1993).

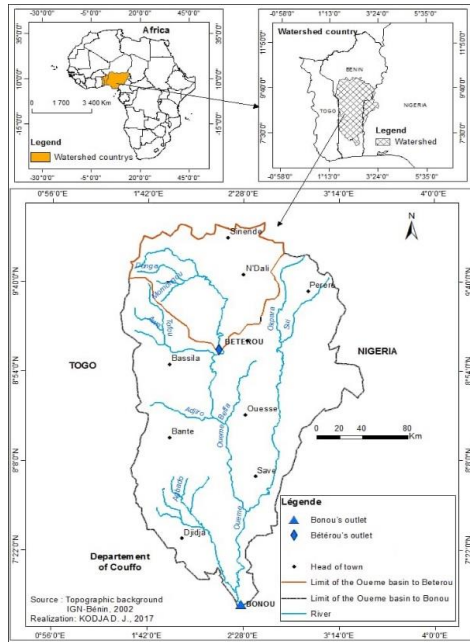


Figure 1. The geographical location

The climatic structure of Ouémé watershed is presented as follows: in the south, there is a subequatorial climate with four-seasons including two rainy seasons alternated by two dry seasons (where is the outlet of Bonou), and in the north a Soudanian climate with a single-rain-season (where is the outlet of Bétérou). At the central part we have what we called intermediate climate with sub-soudanian type, which is transitional climate between the south and north of the study area. Its hydrographic network is complex; the main stream of river Ouémé has 510 km as length on the Beninese territory. Its hydrological regime is related to rainfall with a direction of flow generally oriented from north to south.

2. Data and methods used

Two sources of data have been used in this paper. The first one is CORDEX program (Batablinleet *al.*, 2018). The last source of data is the observed rainfall and temperature (minimum and maximum) provided by the National Meteorology Agency of Bénin for the period 1981-2010 for two stations (Bétérou and Bonou) spatially located as shown by Figure 1. The stations were selected, based on the length of record period and the relative completeness of the data.

The changes from the reference period are assessed as shown by equation 1 and 2 respectively for precipitations and temperature.

$$I_p = \left(\frac{FF - HIST}{HIST} \right) \times 100 \quad (1); \quad I_T = FF - HIST(2)$$

where FF and HIST represent respectively for the future periods (2021-2050, 2031-2060, 2041-2070 and 2051-2080) and the historical or reference period (1981-2010). The interannual irregularity of the precipitation on a given period of five years is evaluated for 2 stations by the coefficient K_2 (equation 3), which is defined as the ratio of the annual rainfall of the wettest year (PM) to the one of the driest year (Pm).

$$K_2 = \frac{PM}{Pm} \quad (3)$$

If K_2 is greater than 2, then the precipitation are highly irregular and when K_2 is less than 2 then the precipitation is supposed to be regular from one season to another.

3. Results

3.1. Changes in temperature, precipitation, and analysis of inter-annual irregularity

We have selected the RCMs grid points that are closest to each station.

The analysis of the results presented in table 1 shows that in two stations (Bétérou and Bonou) K_2 varies by increasing, showing a tendency of increasing the irregularity of the precipitation. For the period 2021-2080, excepting MPI which will be marked by increases but less significant, the MIROC and Mean-models resort are projected to increase up to reach 8.04 at Bétérou 9.19 Bonou for model MIROC, 6.02 at Bétérou and 7.54 at Bonou for mean-models.

Table 1. Results obtained by calculation of the K_2 coefficient of future inter-annual rainfall irregularity in the form of table of 2021-2080 for the Bonou and Bétérou stations.

Station	MPI-M	MIROC	mean
Bonou	1.18	9.19	7.54
Bétérou	2.56	8.04	6.02

Declining mean precipitation heights at all scales and irregular rainy seasons may be associated with an increase in temperatures in the Ouémé river watershed. We now turn our attention to the impact of climatic parameters on the rainfall regime.

Figure 2 shows the projected changes average precipitation (mm) and temperature ($^{\circ}$ C) from the reference period (1981-2010) to future periods (FP1=2021-2050, FP2= 2031-2060, FP3= 2041-2070, and FP4= 2051-2080) at Bétérou.

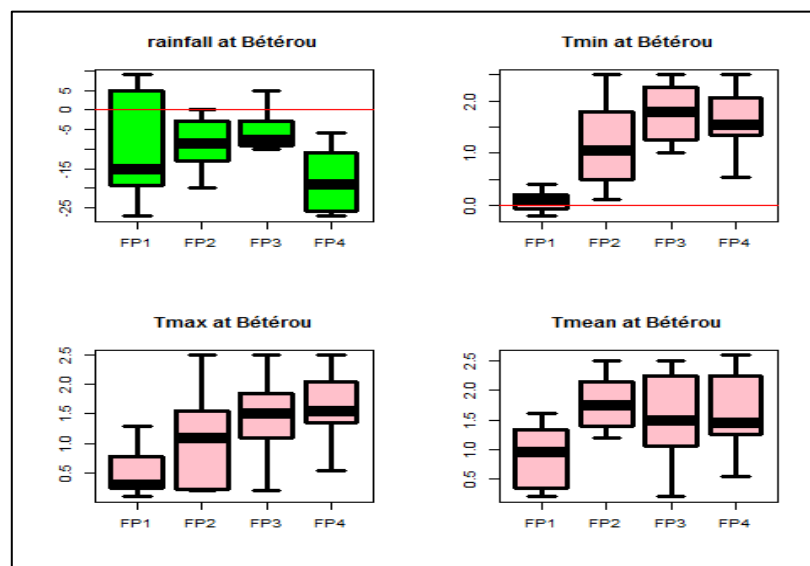


Figure 2. Projected changes average precipitation (mm) and temperature ($^{\circ}$ C) from the reference period (1981-2010) to future periods (FP1=2021-2050, FP2= 2031-2060, FP3= 2041-2070, and FP4= 2051-2080) at Bétérou.

Figure 3 shows also the projected changes average precipitation (mm) and temperature (°C) from the reference period (1981-2010) to future periods (FP1=2021-2050, FP2=2031-2060, FP3=2041-2070, and FP4=2051-2080) at Bonou.

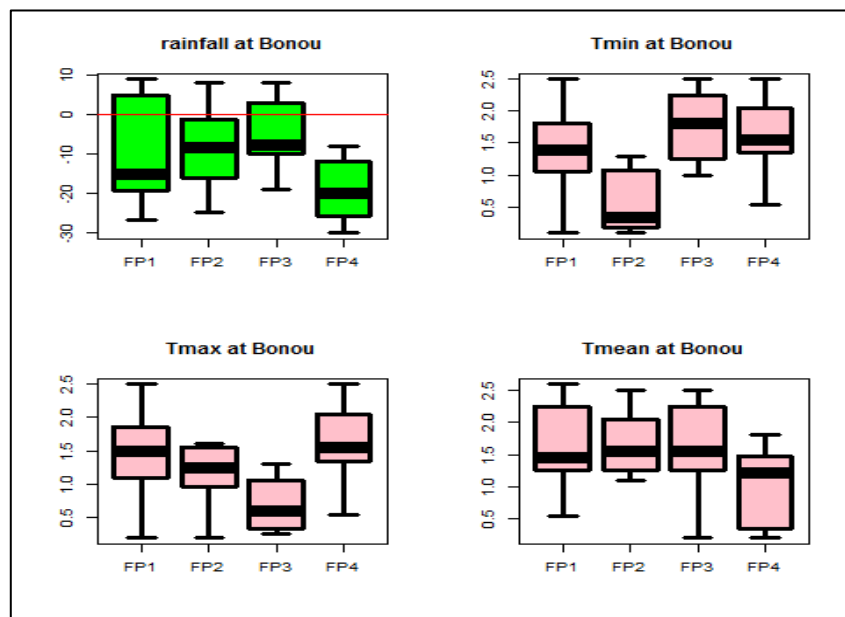


Figure 3. Projected changes average precipitation (mm) and temperature (°C) from the reference period (1981-2010) to future periods (FP1=2021-2050, FP2= 2031-2060, FP3= 2041-2070, and FP4= 2051-2080) at Bonou.

Climate change is one of the most important challenges for human society, which will affect ecological, social and economical systems. The Ouémé watershed be confronted with many water scarcity problems. Base on the Figure3 the average, minimum and maximum temperature increased compared to the base period which is consistent with the results of (Lambinet al., 2003).

The results of this investigation showed that the long-term annual precipitation of study area will decrease. Regarding the results of recent researches, the surface earth temperature has increasing trend (Lawinet al., 2018) that caused weaknesses in dynamic low-pressure systems and decrease of precipitation in the Ouémé watershed trend (Yekambessounet al., 2007). Climate change can affect the amount and temporal distribution of precipitation.

It can be concluded from Figure2 and 3 that generally the precipitation will decrease while the temperature will increase over the 21st century and will be persistent from year to year on Ouémé. Also, in this period the average temperature increases by 1.5, the minimum temperature increases by 1.4 and the maximum temperature increases by 1.7 degree compared to the based period (1981-2010). Also, the results showed that the average annual precipitation decreases by -25 percent compared to the base period.

This analysis approves the work of the IPCC (2018) which announces an increase in temperature in the coming years, which will have consequences on water resources.

Figure 4 shows the projected changes average precipitation (mm) and temperature (°C) for each calendar month from the reference period (1961-2010) to (2021-2080).

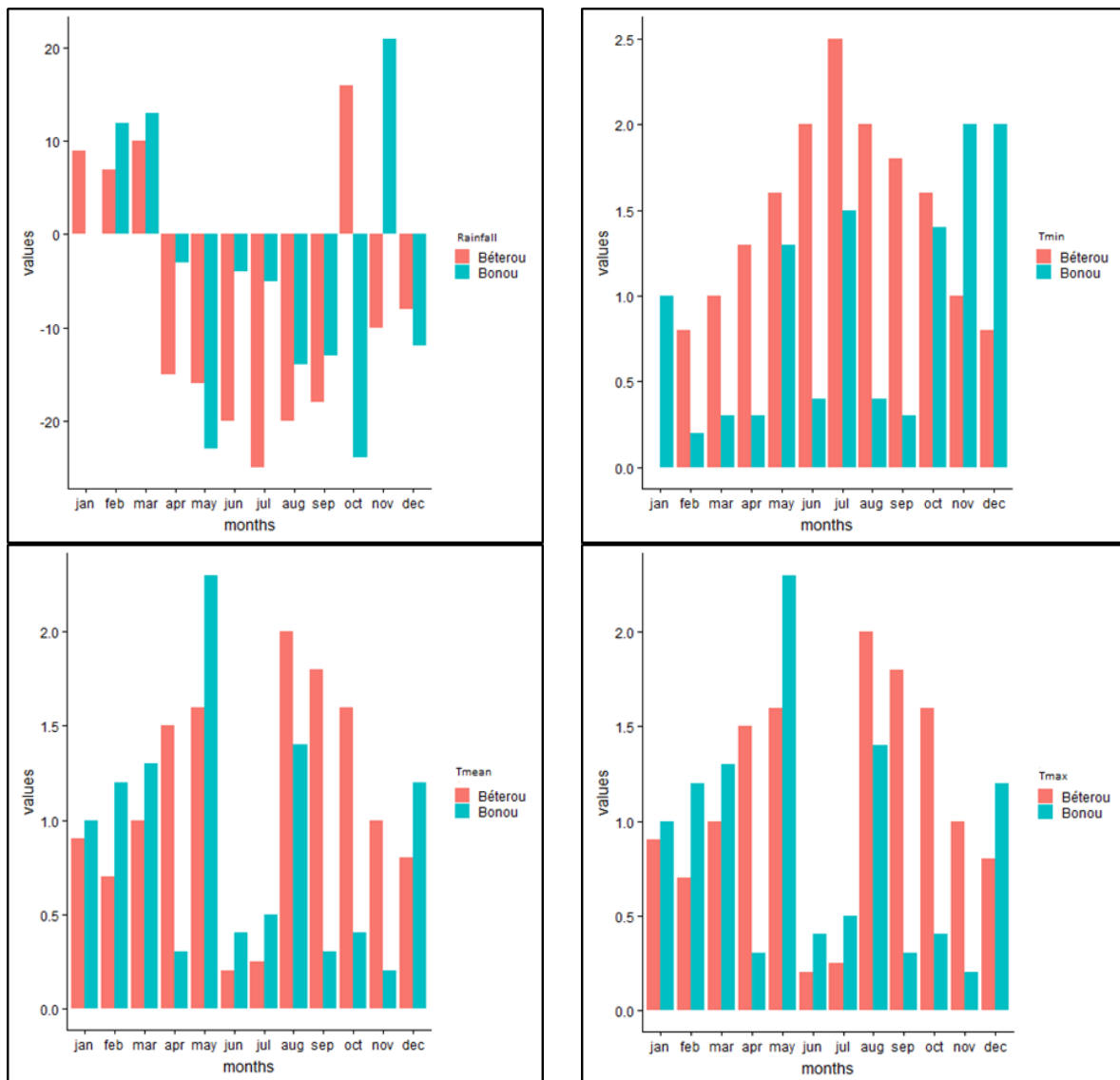


Figure4. Projected changes average precipitation (mm) and temperature (°C) for each calendar month from the reference period (1961-2010) to (2021-2080).

Conclusion

This study, carried out with 2 RCMs and their mean from Africa-CORDEX program, shows changes in temperature and precipitation (average and extreme events) on the Ouémé basin. In the future, the Ouémé basin will be marked so by a climate context of decreasing rainfall and increasing temperatures. It is, thus evident that these future climate conditions may have important consequences, for soil erosion, replenishment of soil moisture, on the availability of water resources and occurrence of ash floods and droughts.

References

- Ardossy Laux A. B., P., H. Kunstmann, 2008. "Predicting the regional onset of the rainy season in West Africa," *International Journal of Climatology*, vol. **28**, pp. 329–342,
- Awotwi A, Kumi M, Jansson PE, Yeboah F, Nti IK 2015. Predicting Hydrological Response to Climate Change in the White Volta Catchment, West Africa. *J Earth Sci Clim Change*, **6**: 249. doi:10.4172/2157-7617.1000249.
- Batablinle L, Lawin E, Agnide S, "Africa-Cordex Simulations Projection of Future Temperature, Precipitation,

- Frequency and Intensity Indices Over Mono Basin in West Africa,” *J Earth Sci Clim Change*, vol. **9**, 2018.
- Camara D. I. M, Diedhiou A, Sow BA, Diallo MD, Diatta S, Mbaye I, 2013. “Analyse de la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux de CORDEX en Afrique de l’Ouest. Secheresse,” vol. **24**.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Klutse A. N., Sylla, M., Diallo, I., Sarr, A., & Dosio, 2016. “Daily characteristics of West African summer monsoon precipitation in CORDEX simulations. ,” *Theoret Appl Climatol*, vol. **123**, p. 369–386.
- Lambin, E. F., Geist, H. J., & Lepers, E. 2003. Dynamics of land-use and land-cover change in tropical regions. *Annual Review of Environment and Resources*, **28**, 205–241. doi:10.1146/annurev.energy.28.050302.105459.
- Lawin A.E., BatablinlèL., CelestinM. and Hodabalo K. 2018. Future Extremes Temperature: Trends and Changes Assessment over the Mono River Basin, Togo (West-Africa). *Journal of Water Resource and Protection*, vol.**11**, No 1.
- Nikiema P. M., B. Sylla, K. Ogunjobi, I. Kebe, and F. Giorgi, “Multi-model CMIP5 and CORDEX simulations of historical summer temperature and precipitation variabilities over West Africa,” 2016.
- Nikulin C.-M. R. G, Jones C, Giorgi F, Asrar G, Büchner M, van M. E. Christensen OB, Déqué M, Fernandez J, Hänsler A, and S. L. Samuelsson P, Sylla MB, 2012. “Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations,” *J. Clim*, vol. **25**, no. 6057–6078.
- Semiromi, S. T., Moradi, H. R., Moghaddam, D. D., & Khodagholi, M., 2014. Future Climate Conditions and Trend Analysis of Precipitation and Temperature in Bar Watershed, IranJSRR,
- Yekambessoun NTM, Emmanuel ID, AgnideLawin ID, Benjamin KY, Ganiyu TO, 2017. Decreasing past and mid-century rainfall indices over the Ouémé river basin. *Benin* **5**: 74.

EVOLUTION DES TEMPERATURES OBSERVEES ET PROJECTIONS FUTURES - REGION DE CASABLANCA-SETTAT (MAROC)

OUATTAB M. (1), HAMMOUDY W. (1), DAHMAN A. (1), ILMEN R. (1), SALOUI A. (2), HSAINE M. (3) et SEBBAR A. (4).

(1) Département Hydraulique, Environnement et Climat (HEC), Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP) Km 7, Route d'El Jadida, BP. 8108- Casablanca- Maroc. ilmenrachid@gmail.com

(2) Laboratoire de recherche Espace, Société et Développement durable, Faculté des lettres et sciences humaines-Mohammedia. Université Hassan II, Mohammedia-Casablanca. saloui.abdelmalik@gmail.com.

(3) Laboratoire Ecologie et Environnement (LEE), Equipe Ecologie et Ecophysiologie Végétale (3EV), Faculté des Sciences Ben M'Sik- Casablanca. Université Hassan II - Casablanca. bahi_hsain@hotmail.com

(4) Direction de la Météorologie Nationale (DMN), BP 8106-Casa Oasis ; Bd Mohamed Taïb Naciri Hay Hassani, Casablanca. Maroc. sebbar202@gmail.com.

Résumé: L'augmentation des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre a provoqué une élévation de température qui peut être analysée à différentes échelles, allant de la planète aux territoires. Dans le même temps, la Région de Casablanca-Settat a connu, depuis la fin des années 1980, l'installation de plusieurs unités industrielles avec une population sans cesse croissante. Sur la période 1980/2015, nous avons traité et analysé les données de température de cinq stations synoptiques de la Région Casablanca-Settat. Afin de déceler d'éventuelles fluctuations thermiques, nous avons d'une part, étudié l'évolution des températures annuelles et saisonnières, avant et après la rupture thermique détectée a priori, et d'autre part, établi des projections futures par la méthode de réduction d'échelle statistique (SDSM) à partir des scénarios d'émission futurs globaux.

Mots clés: Température, rupture, réchauffement climatique, projection future.

Summary: Evolution of observed and future temperatures for the Casablanca-Settat region (Morocco). For more than half a century, the increase in atmospheric concentrations of greenhouse gases has caused a temperature rise that can be analyzed at different scales, from the planet to the territories. In addition, since the end of the 1980s, the Casablanca-Settat Region has experienced the installation of several industrial units and an ever-increasing population. We processed and analyzed the temperature of five synoptic stations over the period 1980/2015 in the Casablanca-Settat Region. Thus, in order to detect any thermal fluctuations, we have on the one hand, studied the evolution of annual and seasonal temperatures, before and after the thermal break detected a priori, and, on the other hand, made future projections by the statistical downscaling method (SDSM) from the global future emission scenarios.

Keywords: Morocco, Temperature, rupture, global warming, future projection.

Introduction

Dans le cadre du réchauffement planétaire (figure 1) que le monde a connu ces dernières décennies, plusieurs recherches ont été lancées pour étudier les changements climatiques associés et leurs impacts sur les systèmes humains et naturels (Sebbar 2013 ; GIEC 2007). La région méditerranéenne, caractérisée par une forte variabilité climatique due à sa position géoclimatique, est très vulnérable. Par exemple, depuis la rupture climatique des années 1970 (Sebbar et al., 2011), des périodes de sécheresse sont observées au Maroc. Ces sécheresses ont causé des retombées négatives menaçant l'équilibre fragile et la sécurité alimentaire du pays. L'étude de l'évolution de la température constitue un vrai souci pour les climatologues et les chercheurs de toutes les disciplines en vue de mettre en exergue son influence sur les secteurs socio-économiques et environnementaux. Selon Richard 2014, les températures observées en Bourgogne (1961–2011) ont subi une hausse de l'ordre de 1°C. De même, Maheras 1980, a signalé un réchauffement supérieur à 0,6°C observé au moins dans une station météorologique grecque. Au Maroc, Sebbar et al., 2012 ont conclu que l'évolution générale du climat lors du

20^{ème} siècle, au moins dans sa deuxième moitié, montre une tendance au réchauffement. Or, la hausse des températures et l'accentuation des périodes de sécheresses induit généralement, à de nouveaux défis difficiles à surmonter par un pays en voie de développement. Dans ce cadre, nous nous proposons d'étudier l'évolution des températures observées et leurs projections futures sur la région de Casablanca-Settat, ce sur la période 1980-2015, et de mettre à la disposition des décideurs des informations utiles à la prise des mesures visant l'atténuation et l'adaptation à ce réchauffement.

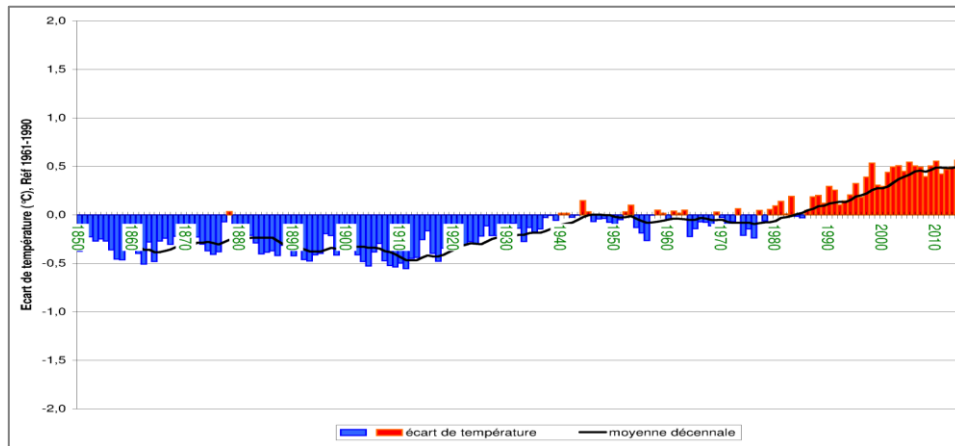


Figure 1. Anomalie de la température moyenne annuelle de l'air, en surface, par rapport à la normale de référence : température moyenne du globe (données du Climatic Research Unit, University of East Anglia).

1. Zone d'étude et base de données

1.1 Zone d'étude

Située au centre du Maroc et limitée à l'ouest par l'océan Atlantique, par le plateau de phosphate à l'est et au sud par le bassin d'Oum Errabia, la zone d'étude connaît des altitudes entre 56 m à Casablanca et 407 m à Settat. La Région Casablanca-Settat représente une zone à potentiel agronomique très important au Maroc. Il s'agit d'une vaste région s'étendant sur une superficie de 19 448 km², située entre les longitudes 7° 13' W et 8°31' W et les latitudes 32°57' N et 33°43' N.

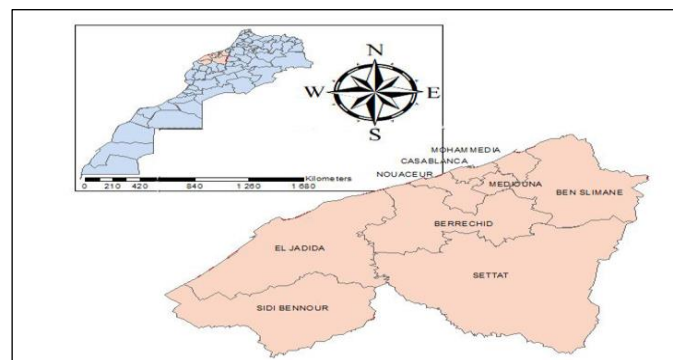


Figure 2. Localisation de la zone d'étude Casablanca-Settat.

Cette région connaît un climat méditerranéen semi-aride supérieur (Sebbar et al, 2012). Du nord au sud les précipitations diminuent tandis que les températures augmentent. Les températures moyennes annuelles sont aux alentours de 17°C. La température minimale moyenne annuelle est de l'ordre de 12°C, tandis que, la température maximale moyenne annuelle oscille autour de 21°C (Sebbar et al., 2018). L'amplitude thermique moyenne annuelle

est de 13°C au niveau des côtes et de 25°C à l'intérieur. La région Casablanca-Settat reçoit des cumuls pluviométriques annuels allant de 350 à 450 mm (figure 2).

1.2 Base de données

La base de données mise à notre disposition provient de la Direction de la Météorologie Nationale. Elle se compose de températures maximales et minimales quotidiennes. La période est 1980-2015 pour les stations de Casablanca, Nouaceur et El-Jadida, 1990-2015 pour Mohammedia et 2000-2015 pour Settat (Tableau 1).

Pour reconstituer les données manquantes les températures des stations voisines ont été utilisées (Tableau 1). Par exemple les valeurs manquantes d'El-Jadida ont été reconstituées avec les températures de Casablanca ($R^2=0,77$). L'homogénéité des séries temporelles a été vérifiée à l'aide de logiciel Anclim (Stépànek, 2005) par l'approche relative à la méthode d'Alexandersson.

Le Modèle de Circulation Générale utilisé est la troisième version du modèle couplé du climat du globe (MCCG3) du Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique (CCmaC) (Flato et al., 2001).

Tableau 1. Caractéristiques des stations étudiées et pourcentage de données manquantes reconstituées par régression linéaire.

Station	Longitude	Latitude	Altitude	Période d'étude	Tx (%)	Tn (%)
Casablanca	7° 40' W	33° 34' N	56 m	1980/2015	0	0
Settat	7° 37' W	32° 57' N	407.5 m	2000/2015	0	0
Nouaceur	7° 34' W	33° 22' N	200 m	1980/2015	0	0
El-Jadida	7° 37' W	33° 14' N	27 m	1980/2015	9.25	9.25
Mohammedia	7° 24' W	33° 43' N	4.3 m	1990/2015	0.53	0.44

2. Méthodologie et résultats

2.1 Méthodologie

Pour mettre en évidence la variabilité chronologique de la température à l'échelle de la région Casablanca-Settat, on s'intéressera d'une part, à détecter les ruptures au sein des séries des températures puis à analyser leur évolution et tendance générale, ainsi que, leur significativité. D'autre part, pour mieux visualiser la répartition spatiale des températures, sur la zone étudiée, nous proposons d'élaborer des cartes thématiques à travers la méthode d'interpolation spatiale de KRIGEAGE avec résidus.

Les ruptures au sein des de températures annuelles maximales et minimales ont été détectées par les tests statistiques de Pettitt (1979), de Lee Heghinian (1977), U de Buishand (1984) et la méthode desegmentation de Hubert (1989), permettant de déceler d'éventuels changements dans le régime des températures (Tableau 2 & 3). Ils sont regroupés dans le logiciel Khronostat réalisé par l'Institut de recherche pour le développement (IRD) et l'université de Montpellier (Boyer, 1998).

Pour élaborer des projections futures de la température, on utilise la technique de réduction d'échelle statistique à l'aide du modèle SDSM (Robert et al., 2007) pour les deux trajectoires radiatives (RCP2,6 et 8,5) sélectionnées parmi les quatre définies lors du cinquième exercice

du GIEC. SDSM est un outil d'aide à la décision permettant d'évaluer les impacts locaux du changement climatique à l'aide d'une technique statistique robuste de réduction d'échelle.

2.2. Analyse des résultats

Les ruptures détectées ne diffèrent pas d'une station à l'autre et d'un test à l'autre. En effet, les cinq tests étudiés montrent que la majorité des stations signalent une rupture au cours de l'année 1994. Cette rupture des températures intervient après les épisodes de sécheresses sévères et persistantes qui ont marqué le déficit hydrique lors des années 80 et 90 (rupture pluviométrique 1975), et qui ont perduré jusqu'à la fin du dernier siècle. Elle concorde également avec les conclusions du rapport d'évaluation du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC 2014) et avec le rapport régional des Nations unies sur les changements en Afrique du Nord. Ce dernier a mis en évidence le cycle de réchauffement qu'a connu notre planète durant le 20^{ème} siècle, et que la phase après 1975 a été caractérisée par un réchauffement plus accentué et deux fois plus rapide que la phase (1900-1940).

Tableau 2. Tests de détection des ruptures des températures minimales.

Station	Test Rang	Seuil de Confiance	Test Pettitt	Seuil de confiance	Test de Buishand	Seuil de Confiance	Lee et Heghinian	Test d'Hubert
Casablanca	Non	99 % 95 % 90 %	1994	99 % 95 % 90 %	Non	99 % 95 % 90 %	1994	1986 1995 2013
Nouaceur	Non	99 % 95 % 90 %	1994	99 % 95 % 90 %	–	–	–	1986 2005
El-Jadida	Non	99 % 95 % 90 %	1994	99 % 95 % 90 %	Non	99 % 95 % 90 %	1994	1994
Mohammedia	Oui	99 % 95 % 90 %	Oui	99 % 95 % 90 %	Oui	99 % 95 % 90 %	1989	1990 1994
Settat	–	–	–	–	–	–	–	–

Il convient de signaler que le cinquième rapport du GIEC (2014), a clarifié les facteurs de ce réchauffement. En effet le réchauffement du début du 20^{ème} siècle est essentiellement lié aux forçages naturels. En revanche, le réchauffement contemporain, qui est clairement visible à l'échelle planétaire depuis les années soixante-dix, est d'origine anthropique. Par contre, la période intermédiaire (1940-1975) est plus complexe vu que l'hémisphère Nord a connu dans cette période des mécanismes compensatoires ; circulation thermohaline, concentration en aérosols sulfatés (Richard et al., 2014).

Tableau 3. Tests de détection des ruptures des températures maximales.

Station	Test Rang	Seuil de Confiance	Test Pettitt	Seuil de confiance	Test de Buishand	Seuil de Confiance	Lee et Heghinian	Test d'Hubert
Casablanca	Non	99 % 95 % 90 %	1994	99 % 95 % 90 %	Non	99 % 95 % 90 %	1994	1994 2013
Nouaceur	Non	90 % 95 %	1993	90 %	Non	95 % 90 %	1993	1993
El-Jadida	Non	99 % 95 % 90 %	1994	95 % 90 %	Non	99 % 95 % 90 %	1986	1986
Mohammedia	Non	99 % 95 % 90 %	1994	99 % 95 % 90 %	Non	99 % 95 % 90 %	1994	1986 2008
Settat	–	–	–	–	–	–	–	–

D'après les résultats obtenus par l'application du test de Mann-Kendall à un risque de $\alpha = 5\%$ ($P_{\text{value}} = 0.05$), sur les températures minimales et maximales annuelles et saisonnières des 5 stations étudiées, il ressort que, pour la majorité des stations étudiées, la hausse est plus marquée (en termes de significativité) pour les températures annuelles et celles des saisons d'été, d'automne et du printemps que celles d'hivers. La figure 4, et le Tableau 4, montrent

nettement le réchauffement observé entre les deux périodes et témoignent de l'ampleur des changements des températures sur la période 1980/2015 à la région Casablanca-Settat, à savoir une hausse de 0.71°C et qui se présente sous la forme de paliers et de sauts.

Table 4. Différence des températures entre la période (1995-2015) et (1980-1994).

(T° 1995-2015) - (T°1980-1994)	Température Max	Température Min	Tmoy (°C)
Casablanca	0.54	1.15	0.84
El Jadida	0.41	0.90	0.65
Mohammedia	0.79	0.09	0.44
Nouaceur	0.49	1.29	0.89
Moyenne	0.56	0.86	0.71

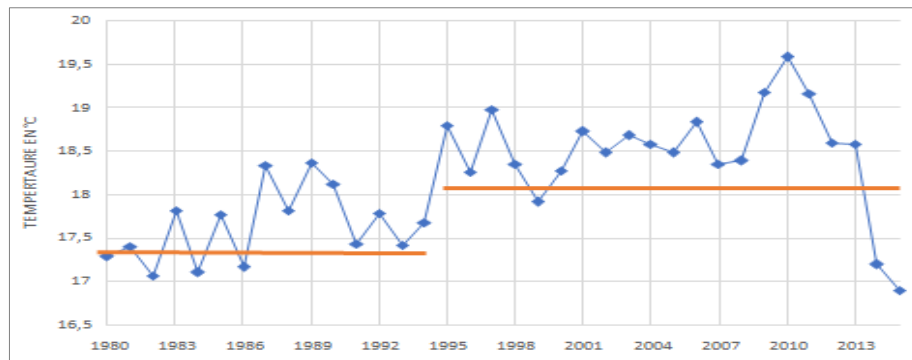


Figure 3. Evolution de la température moyenne annuelle à la région Casablanca-Settat (1980-2015).

2.3. Projections futures à la Région Casablanca-Settat à l'horizon 2019-2100

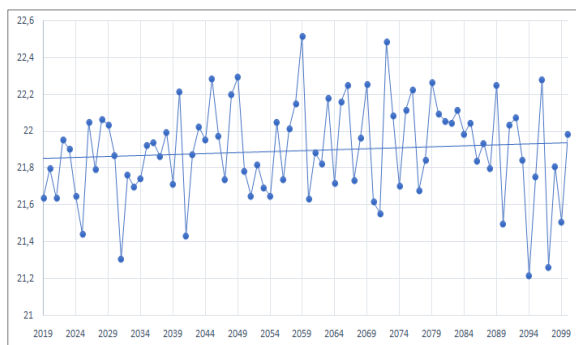


Figure 4. Projection future de la température moyenne annuelle de la Région Casablanca Settat 2019-2100 (RCP 2.6.)

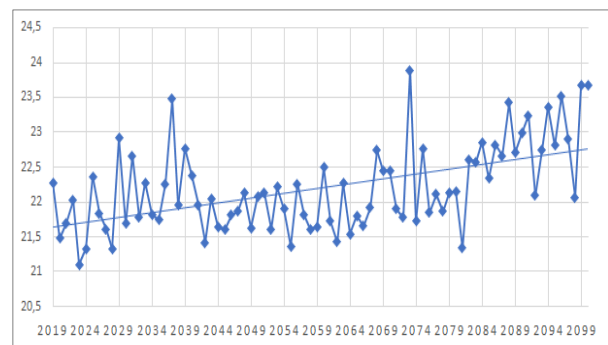


Figure 5. Projection future de la température moyenne annuelle de la Région Casablanca Settat 2019-2100 (RCP 8.5)

- Forcé par le scénario RCP 2.6, le modèle simule une légère élévation de la température d'environ 0.15°C (figure 4).
- Le MCGG3, selon le scénario RCP 8.5, désagrégé par SDSM, conduit à une série de température sur laquelle on observe un réchauffement d'environ 1°C . avec une tendance semblable avec celle de la période 1980/2015 (figure 5).

Conclusion

Les résultats obtenus dans cette étude concordent avec ceux obtenus dans d'autres régions du globe. La tendance à la hausse de la température mise en évidence présente une significativité (au sens statistique du terme) avec un réchauffement sous forme de paliers et de sauts. De même, l'exemple de la Région Casablanca-Settat a permis d'illustrer à la fois la hausse de la température, et également d'apprécier l'ampleur des changements climatiques survenus au cours de la période récente (1980-2015).

Bibliographie

- Boyer J.F., 1998. Khronostat statistical time series analyses software. Montpellier : UMR 5569 Hydrosociences, IRD-Maison des sciences de l'eau.
- Buishand T.A., 1982. Quelques méthodes des tests d'homogénéisation des précipitations. *Journal de l'Hydrologie*, **58**, 11-27.
- Cassou C., Guilyardi E., 2007. Modes de variabilité et changement climatique. Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du GIEC. *La Météorologie*, **59**, 22-30.
- Flato G.M., Boer G.J., 2001. Warming Asymmetry in Climate Change Simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 195-198.
- GIEC., 2014. *Changements Climatiques : Rapport de Synthèse; Contribution des Groupes de Travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe D'experts Intergouvernemental sur L'évolution du Climat; Pachauri, R.K., Meyer, L.A., Eds.; GIEC: Genève, Switzerland*, 159 pp.
- Hubert P, Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques : Application a des séries de précipitations et de débits en Afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology*, **110**, 349-67.
- Lee A.F.S., Heghinian S.M., 1977. A shift of the mean level in a sequence of independant normal random variables A Bayesian approach. *Technometrics*, **19**, 503-6.
- Maheras P., 1980. Météorologie et climatologie de la Grèce. Méditerranée, **40(4)**, 87-89.
- Pettitt A.N., 1979. A Nonparametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics*, **28**, 126-135.
- Richard Y., Castel T., Bois B., Cuccia C., Marteau R., Rossi A., Thévenin D., Toussaint H., 2014. Évolution des températures observées en Bourgogne (1961-2011). *Bourgogne Nature*, **19**, 110-117.
- Robert L., Christian W., Dawson C.W., 2007. SDSM 4.2 - A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts, *User Manual*, UK.
- Sebbar A., Fougrach H., Hsaine M., Ilmen R., Badri W., 2018. Démarrage de la saison pluvieuse et optimisation de la date de semis à la Région Casablanca-Settat. *Actes du XXXI^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Nice, 393-398.
- Sebbar A., 2013. Etude de la variabilité et de l'évolution de la pluviométrie au Maroc (1935-2005): Réactualisation de la carte des précipitations (Doctoral dissertation, *Thèse de Doctorat en Bioclimatologie*, Univ. Hassan II, Fac. Sci. Ben M'sik, Casablanca.
- Sebbar A., Fougrach H., Hsaine M., Badri W., 2012. Étude des variations climatiques de la région centre du Maroc. *Actes du XXV^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Grenoble, 709-714.
- Sebbar A., Fougrach H., Hsain M., Saloui A., Badri W., 2011. Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935 – 2004). *Sécheresse*, **22**, 139-48.
- Stěpánek P., 2005. AnClim – Software for time series analysis. Dpt of Geog, Fac, of Nat Sc, MU Brno, **1**, 47

PROJECTIONS HYDROCLIMATIQUES DANS LA PROVINCE OLEICOLE DE JAEN (ANDALOUSIE)

PINNA T. (1), OUDIN L. (1), RONCHAIL J. (23), COHEN M. (3), BASTIN S. (4) et LE TREUT H. (5)

(1) Sorbonne Université, UPMC, UMR Metis, 4 place Jussieu, Paris, France, thomas.pinna@upmc.fr

(2) Université Paris Diderot, UMR LOCEAN, 4 Place Jussieu, Paris, France

(3) Sorbonne Université, UMR ENeC, 28 rue Serpente, Paris, France

(4) UVSQ Université Paris Saclay, Sorbonne Université, LATMOS/IPSL, CNRS, Guyancourt, France

(5) Sorbonne Université, UMR LMD, 4 Place Jussieu, Paris, France

Résumé : Cette étude a pour objectif de quantifier l'impact du changement climatique sur les ressources en eau de la province de Jaén (Andalousie), où 80 % de l'huile d'olive espagnole est produite en partie dans les verges irrigués par des eaux de surface. L'évolution des pluies et des températures est évaluée entre une période historique et future en se basant sur 6 projections climatiques régionales. Les projections climatiques indiquent une augmentation de la température de 1,4°C et une réduction des précipitations de 10% à l'horizon 2050. Ces projections climatiques sont ensuite utilisées en entrées d'un modèle hydrologique afin d'avoir une première estimation des débits futurs. En Andalousie, la simulation des débits représente un défi méthodologique compte-tenu de l'extrême artificialisation des réseaux hydrographiques et des prélèvements en eau destinés à l'irrigation. Les résultats obtenus suggèrent une diminution moyenne des débits de 21 % (principalement observés en hiver) et un allongement de la saison sèche.

Mots clés: Impact du changement climatique, modélisation hydrologique, oléiculture, Espagne.

Summary: This study aims to quantify the climate change impact on water resources in Jaén province (Andalusia) where 80% of the Spanish olive oil is produced in orchard that are partially irrigated, using surface water resources. The evolution of rainfall and temperature is assessed between historical and future period based on 6 climate projections. The projected climatic conditions show a 1.4°C temperature increase and a 10% rainfall reduction by 2050. The projected climatic variables are then used as inputs of a hydrologic model in order to get a preliminary future flows estimation. In Andalusia, flow simulation represents a methodological challenge given the intense anthropogenic modifications of hydrographic network and water abstraction for irrigation. The results suggest a 21% decrease in flow (mainly observed in winter) and a dry season extension.

Keywords: Climate change, hydrological modeling, olive groves, Spain

Introduction

L'Espagne est le premier producteur mondial d'olive, en 2017 elle a produit plus de 30 % de la production mondiale (FAO Statistics Division, 2018). Ces oliveraies sont principalement localisées en Andalousie et plus précisément dans la province de Jaén (Figure 1) où plus de 90% des surfaces agricoles de cette province sont dédiées à l'oléiculture (Rodríguez-Cohard et al., 2018), en grande partie irriguée (42 % selon Rodríguez Díaz et al., 2007). L'économie rurale de cette province, située dans la haute vallée du bassin versant du Guadalquivir, dépend donc fortement de la production oléicole.

Les scénarios de changement climatique les plus couramment utilisés prévoient, en zone Méditerranéenne, une hausse des températures, une diminution des précipitations ainsi qu'une augmentation des événements extrêmes (entre autres : Giorgi and Lionello, 2008). En réponse aux diminutions des précipitations qui s'observent depuis quelques décennies, -18% entre 1955 et 2009 dans la province de Jaén selon Cohen et al., (2014), le recours à l'irrigation par goutte à goutte a fortement augmenté et les ressources en eau, particulièrement celles de surface (81%

du volume d'eau destiné à l'irrigation par goutte à goutte), subissent une pression croissante (Rodríguez Díaz et al., 2007).

De nombreuses études ont montré que les rendements oléicoles étaient fortement impactés par la variabilité climatique (Cohen et al., 2014; Moriondo et al., 2015; Ronchail et al., 2014). Il est donc nécessaire d'évaluer les impacts du changement climatique sur l'oléiculture et d'apporter aux acteurs de la filière oléicole des éléments leur permettant d'élaborer des stratégies d'adaptation en termes de gestion de la ressource en eau et de pratiques agricoles.

Dans cette première étude, nous nous sommes principalement concentrés sur la quantification du changement climatique et de son impact sur les ressources en eau de surface à travers une démarche de modélisation hydrologique.



Figure 1. Oliveraies, réseau hydrographique et gestion des ressources en eau de la province de Jaén. La gestion des grands ouvrages (barrages) est réalisée par la confédération hydrographique du Guadalquivir alors que la gestion des réservoirs (« balsas ») est réalisée à une échelle plus locale de communautés d'irrigants.

1. Données et Méthodes

1.1 Données climatiques

Les données climatiques historiques proviennent des réanalyses MESAN1 (Landelius T. et al., 2016). Ce système d'analyse de variables atmosphériques journalières s'étend de 1989 à 2010 et présente une résolution spatiale de 5 km de côté (0.05°). Ce produit est issu du downscaling du modèle de prévision HIRLAM2 et de données observées de température et de précipitation provenant de stations automatiques. De récentes études (Raimonet et al., 2017) ont montré que les réanalyses MESAN semblent être de bonne qualité et utilisable pour corriger les biais des sorties des modèles climatiques régionaux aussi bien à l'échelle de la France qu'à l'échelle Européenne.

Le climat de la Province de Jaén, de type méditerranéen, est caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. La répartition spatiale des précipitations et des températures moyennes annuelles de Jaén est présentée en Figure 2 pour la période 1989-2010, durant laquelle la pluviométrie annuelle et la température moyenne annuelle étaient respectivement de 573 mm/an (soit 1,57 mm/jour) et $16,2^\circ\text{C}$. Cette province présente une forte hétérogénéité topographique, avec une zone de plaine dans la partie centrale et un relief assez

¹MESoscale ANalysis

²HIgh Resolution Limited Area Model

marqué aux extrémités (Sud et Est). Ces zones montagneuses sont caractérisées par des pluies plus intenses et des températures plus fraîches (chaîne bétique).

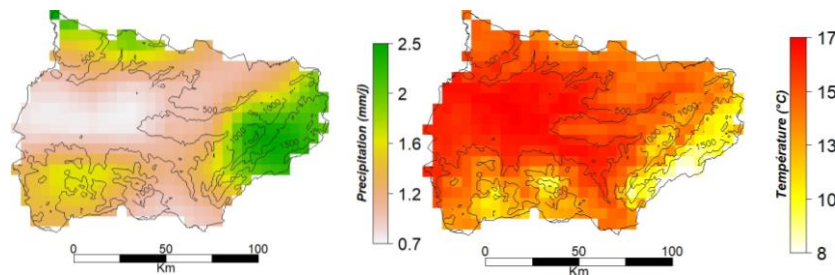


Figure 2. Moyennes journalières des précipitations et températures de la province de Jaén pour la période 1989-2010 (données MESAN). Les courbes de niveau topographique sont représentées en noir.

1.2 Projections climatiques

La complexité du terrain de la zone d'étude avec une orographie marquée nous a conduits à sélectionner des simulations à haute résolution (11km) issues du projet EURO-CORDEX, permettant de mieux représenter le relief et donc l'hétérogénéité spatiale de la zone d'étude. Afin de conserver une certaine cohérence avec les données historiques utilisées, les projections sélectionnées ont subi un ajustement du biais en utilisant les réanalyses MESAN comme référence. Les six projections prospectives et rétrospectives utilisées sont issues de cinq modèles climatiques régionaux forcés par deux modèles globaux (périodes 1951-2005 et 2006-2100). Le scénario prospectif d'émissions de gaz à effet de serre retenu pour les projections est le RCP 8.5, compte tenu de la poursuite actuelle des émissions de gaz à effet de serre.

1.3 Données hydrologiques

Les données de débit sont issues du site du CEDEX3, organisme public dépendant du ministère MAPAMA4. Ces données sont au pas de temps journalier et exprimées en $m^3.s^{-1}$. Sur ce même site sont disponibles des données concernant les barrages tels que les réserves (Hm^3) et les sorties ($m^3.s^{-1}$) journalières. L'ensemble de ces données est géoréférencé et intégré dans des bases de données géographiques.

1.4 Modélisation hydrologique

La simulation des débits a été effectuée avec le modèle GR2M (Mouelhi, 2003) qui est un modèle mensuel, conceptuel et global. La structure de ce modèle (Figure 3) est composée d'une fonction de neutralisation de la pluie par l'évapotranspiration potentielle, de deux réservoirs (production et routage) et possède deux paramètres « libres » à optimiser lors de la phase de calage : la capacité du réservoir de production (X1, exprimé en mm) et le coefficient d'échanges souterrains (X2). Le réservoir de production traduit la capacité de rétention du système et donc les conditions d'humidité du bassin tandis que le réservoir de routage représente le transfert dynamique du débit dans le système. La phase de calage du modèle consiste à déterminer les valeurs optimales des paramètres X1 et X2 permettant de maximiser les performances du modèle. Cette procédure d'optimisation se réalise à partir d'une fonction-objectif, dans cette étude nous avons choisi d'utiliser le critère de Kling and Gupta Efficiency (KGE) proposé par Gupta et al. (2009).

Afin de quantifier l'impact du changement climatique sur les débits des cours d'eau, nous avons utilisé une méthode de modélisation consistant à caler le modèle sur la période actuelle

³Centro de Estudios y Experimentación de obras publicas

⁴Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente

et à conserver le jeu de paramètres obtenu pour simuler les débits futurs. Le calage du modèle sur la période actuelle a été effectué avec les précipitations (P) provenant des réanalyses MESAN. Les températures MESAN ont été utilisées pour calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP) à partir de la formule d'Oudin et al. (2005). Les paramètres obtenus ont donc été utilisés pour simuler les débits futurs en forçant le modèle avec les projections climatiques EURO-CORDEX.

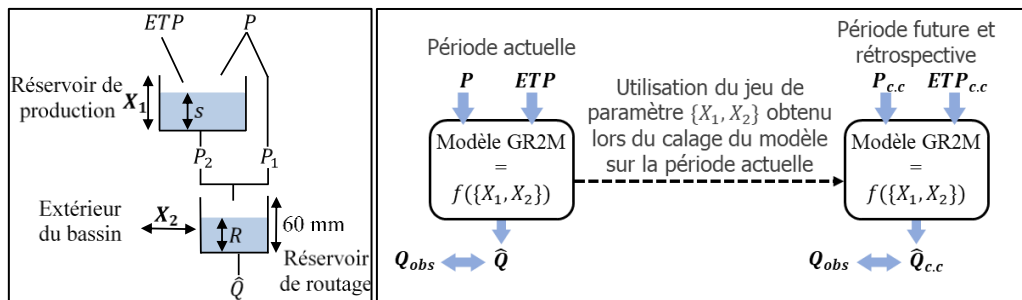


Figure 3. Schéma de la structure du modèle GR2M (gauche) et méthode de quantification de l'impact du changement climatique sur le débit des rivières (droite).

Les débits des rivières de la province de Jaén sont fortement influencés par les nombreux barrages présents sur le territoire et par le recours à l'irrigation d'une proportion importante des parcelles agricoles (42%). Or, la structure actuelle du modèle ne permet pas d'en tenir compte, nous avons donc choisi d'étudier cinq bassins versants (Figure 1) situés à l'amont des barrages afin de s'affranchir de l'influence de ces derniers.

2. Résultats

2.1 Climat

Les variations climatiques futures ont été évaluées en comparant les précipitations et températures moyennes pour deux périodes distinctes (1989/2010 et 2030/2050). Nous avons calculé les températures et précipitations moyennes des six projections climatiques sélectionnées (Figure 4) ainsi que les écarts-types correspondants. Les résultats montrent une augmentation des températures et une diminution des précipitations principalement localisée au centre de la province de Jaén (Vallée du Guadalquivir) tandis que les zones montagneuses situées au Sud-Est sont moins impactées.

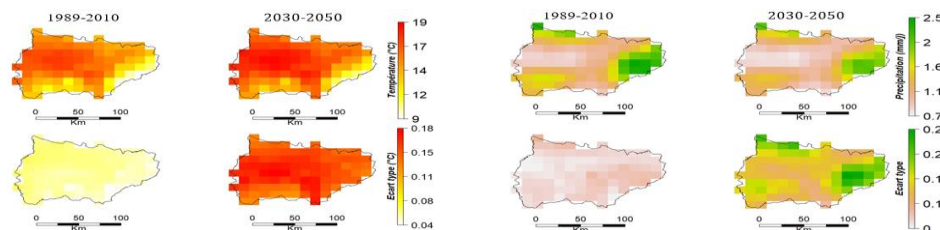


Figure 4. Moyennes (haut) et écarts types (bas) des températures (gauche) et des précipitations (droite) journalières de la province de Jaén calculées à partir des six projections climatiques pour les périodes 1989-2010 et 2030-2050.

Les écarts-types obtenus montrent que les six modèles présentent des résultats fortement homogènes pour la période rétrospective (1989-2010) et que la variabilité inter-modèle augmente lorsque l'horizon de simulation augmente. Néanmoins, la dispersion des valeurs autour de la moyenne reste relativement faible. A l'échelle de la province de Jaén, nous obtenons une augmentation moyenne des températures de 1,4°C et une diminution des précipitations moyennes d'environ 10 %.

2.2 Hydrologie

Le modèle hydrologique obtient de bonnes performances lors du calage pour le bassin versant en amont du barrage T. de Breas (Figure 1) avec un score de 0,92 (KGE $\in [-\infty, 1]$, la valeur optimale est 1) mais reste assez moyen pour les bassins versants en amont des autres barrages avec des scores allant de 0,61 à 0,73. Il reste donc beaucoup de progrès méthodologiques à faire (en termes de fonction objectif utilisée pour le calage du modèle, de prise en compte des prélèvements pour l'irrigation, ...) afin d'obtenir des simulations satisfaisantes. Pour chacune des 6 projections prospectives et rétrospectives le modèle a été utilisé pour simuler les débits passés et futurs des 5 bassins versants en conservant le jeu de paramètres obtenu lors du calage. La Figure 5 compare les régimes hydrologiques des projections (passés et futurs) et des simulations sur la période 1989-2010.

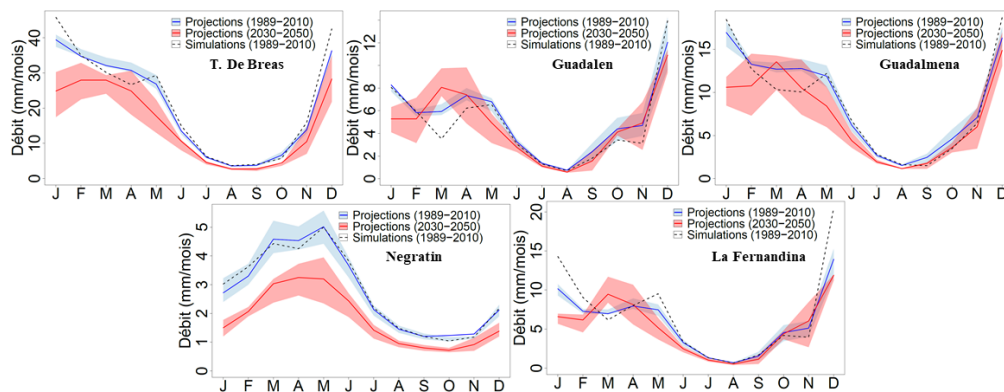


Figure 5. Régimes hydrologiques moyens simulés (courbes rouge et bleu) et observés (courbe en pointillés) sur des périodes de 20 ans passée (1989-2010) et future (2030-2050). Les enveloppes représentent la variabilité des 6 modèles climatiques utilisés (quantiles 25 et 75).

Les résultats montrent une diminution du volume annuel allant de 2 à 35% selon le bassin versant entre les projections futures (2030-2050) et les simulations présentes (1989-2010), ce qui représente une diminution moyenne de 21%. Ces diminutions surviennent principalement en hiver et au printemps (excepté en mars pour certains bassins), ce qui laisse penser qu'un allongement de la saison d'étiage aura lieu. Cet allongement de la saison sèche peut être mis en relation avec celui observé par Rodriguez-Diaz *et al.*, (2007) en termes de précipitations, ce qui pourrait avoir un fort impact sur le rendement des oliviers et sur l'irrigation.

Conclusions et Discussion

Les résultats obtenus confirment ceux trouvés dans la littérature en termes de changement climatique, avec une augmentation des températures de 1,4°C et une baisse des précipitations de 10 % d'ici à 2050. Les performances du modèle hydrologique doivent être améliorées pour augmenter la confiance dans les résultats obtenus. Les résultats actuels montrent une diminution moyenne du débit de 21%, principalement observée en hiver et au printemps.

Actuellement, nous testons d'autres jeux de données et d'autres pistes méthodologiques se basant sur la modélisation hydrologique distribuée afin d'améliorer les performances de la chaîne de modélisation qui est en développement.

Cette chaîne de modélisation (Figure 6) a pour objectif de répondre à la question des agriculteurs « Combien va-t-on perdre avec le changement climatique ? » en simulant les rendements futurs compte tenu du changement climatique et de l'impact de celui-ci sur les ressources en eau et en évaluant les incertitudes de ces résultats. Cette chaîne de modélisation

composée de modèles climatiques, hydrologiques et agronomiques sera construite de manière à prendre en compte les différents impacts de façon intégrée.

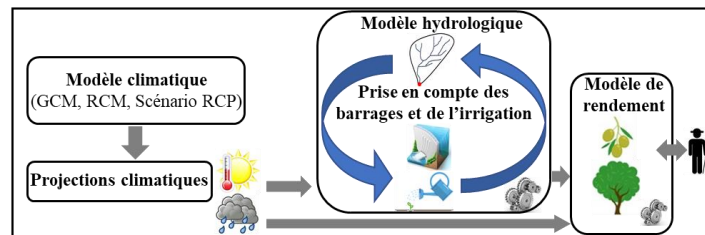


Figure 6. Schéma de la chaîne de modélisation intégrée envisagée.

Bibliographie

- Cohen, M., Ronchail, J., Alonso-Roldán, M., Morcel, C., Angles, S., Araque-Jimenez, E., Labat, D., 2014. Adaptability of Mediterranean Agricultural Systems to Climate Change. The Example of the Sierra Mágina Olive-Growing Region (Andalusia, Spain). Part I: Past and Present. *Weather, Climate, and Society*, **6**, 380–398. <https://doi.org/10.1175/WCAS-D-12-00043.1>
- FAO Statistics Division, 2018. FAOSTAT: <http://faostat.fao.org>.
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, **63**, 90–104. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, **377**, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Landelius T., Dahlgren P., Gollvik S., Jansson A., Olsson E., 2016. A high-resolution regional reanalysis for Europe. Part 2: 2D analysis of surface temperature, precipitation and wind. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 2132–2142. <https://doi.org/10.1002/qj.2813>
- Moriondo, M., Ferrise, R., Trombi, G., Brilli, L., Dibari, C., Bindi, M., 2015. Modelling olive trees and grapevines in a changing climate. *Environmental Modelling & Software*, **72**, 387–401. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.12.016>
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de doctorat. ENGREF (AgroParisTech), 323 pages.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, **303**, 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Raimonet, M., Oudin, L., Thieu, V., Silvestre, M., Vautard, R., Rabouille, C., Le Moigne, P., 2017. Evaluation of Gridded Meteorological Datasets for Hydrological Modeling. *Journal of Hydrometeorology*, **18**, 3027–3041. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0018.1>
- Rodríguez Díaz, J.A., Weatherhead, E.K., Knox, J.W., Camacho, E., 2007. Climate change impacts on irrigation water requirements in the Guadalquivir river basin in Spain. *Regional Environmental Change*, **7**, 149–159. <https://doi.org/10.1007/s10113-007-0035-3>
- Rodríguez-Cohard, J.C., Sánchez-Martínez, J.D., Gallego-Simón, V.J., 2018. Olive crops and rural development: Capital, knowledge and tradition. *Regional Science Policy & Practice*. <https://doi.org/10.1111/rsp3.12115>
- Ronchail, J., Cohen, M., Alonso-Roldán, M., Garcin, H., Sultan, B., Angles, S., 2014. Adaptability of Mediterranean Agricultural Systems to Climate Change: The Example of the Sierra Mágina Olive-Growing Region (Andalusia, Spain). Part II: The Future. *Weather, Climate, and Society*, **6**, 451–467. <https://doi.org/10.1175/WCAS-D-12-00045.1>

LA RÉGION AMORON'I MANIA MADAGASCAR FACE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE: RÉALITÉS, ADAPTATION, PROJECTIONS ET ORIENTATIONS STRATÉGIQUES POUR UN DÉVELOPPEMENT DURABLE

**RANDRIAMIFIDISON R.F.A. (1), TSIVAHANANAHARY T.J. (2),
RAKOTOARISOA D. (1,3) et ANDRIAMAMPIHANTONA F. (4)**

(1) Institut Supérieur de Technologie d'Ambositra, Madagascar. rindrarandriamifidison@yahoo.fr

(2) Faculté des Sciences de Technologie et Environnement, Université de Mahajanga, Madagascar. ttjorlin@yahoo.fr

(3) Laboratoire Ingénierie et Géosciences, Ecole Supérieur Polytechnique Antananarivo, rakotoarisoa_daniel@yahoo.fr

(4) Ecole Doctorale ENS Toliara (Laboratoire de Recherche Interdisciplinaire sur la société, Dynamique des populations et Environnement, famato@tandavanala.org

Résumé : Cette étude porte essentiellement sur la zone des hautes terres centrales de Madagascar (Région Amoron'i Mania) et se focalise sur les réalités actuelles sur le changement climatique dans la Région, comment la population s'adapte face à celui-ci tenant compte des activités spécifiques à chaque zone, quelles seront les projections futures en termes de précipitations et de températures à l'horizon de 2050 pour la Région, pour aboutir enfin à des orientations stratégiques dans le domaine économique, écologique, et social. Pour ce faire, nous avons eu recours à des approches sociales classiques et à une approche scientifique. Celle-ci est basée sur l'utilisation de données d'observation issues du Climate Interface Portal (CIP) et de données de modélisation issues du portail de connaissances sur le changement climatique du Groupe de la Banque Mondiale pour les projections climatiques.

Mots clés: Amoron'i Mania, Changement climatique, adaptation, projection climatique, modèle climatique, population

Summary: This study focuses on the current realities of climate change on the central highlands of Madagascar, notably the Amoron'i Mania Region, how the population adapts to this taking into account the specific activities of each zone of the Region, what would be the future projections in terms of rainfall and temperatures by 2050 for the Region, finally leading to strategic orientations in the economic, ecological and social fields. To do this, we used classical social approaches and a scientific approach based on observational data from the Climate Interface Portal (CIP) and on simulated data from the World Bank Portal of Climate Change Knowledge Portal for the climatic projections.

Keywords: Amoron'i Mania, Climate change, adaptation, climate projection, climate model, population

Introduction

Les changements climatiques affectent les populations, les écosystèmes et les moyens de subsistance dans le monde entier (IPCC, 2018). La présente étude, la première dans la Région Amoron'i Mania, porte sur l'analyse des changements climatiques dans la Région, sur la manière dont sa population perçoit ces changements et sur les stratégies qu'elle met en œuvre pour y faire face. Deux types de mesure sont nécessaires pour faire face aux changements climatiques : des mesures d'atténuation et des mesures d'adaptation. Les mesures d'atténuation permettent de limiter les changements climatiques tandis que l'objectif des mesures d'adaptation est de réduire la vulnérabilité des systèmes naturels et socio-économiques et ainsi de faire face aux changements climatiques à moindre coût (Mansanet-Batallern, 2010). La présente étude propose d'élucider la question des processus d'adaptation et de résilience de la

population de la Région Amoron'i Mania face aux changements climatiques. Structurée en deux parties, elle englobe à la fois une étude socio-économique et une étude scientifique.

1. Données et Méthodes

1.1 Présentation du site d'étude

La Région Amoron'i Mania fait partie de l'ex-Province de Fianarantsoa. Du point de vue géographique, elle est située entre 45°7' et 47°7' de longitude Est et entre 19°8' et 21°0' de latitude Sud (Fig. 1). Elle est constituée de 4 districts : Ambositra (Chef Lieu de la Région), Fandriana, Manandriana et Ambatofinandrahana (Fig.1). Les trois districts de l'Est (Ambositra, le plus peuplé, Manandriana et Fandriana), qui couvrent 34% de la surface de la Région, regroupent 78% de la population (<https://www.instat.mg>). Si le climat de Madagascar est généralement caractérisé par deux saisons : la saison sèche et fraîche (ririnina), du 15 avril au 15 octobre, et la saison des pluies et chaude (fahavaratra), du 15 octobre au 15 avril (<http://www.meteomadagascar.mg/services/applications/climatologie>), celui de la Région Amoron'i Mania est aussi caractérisé par une saison chaude et humide, d'octobre à avril au cours de laquelle se produisent 85-90% des pluies annuelles. Sur environ 668 espèces végétales recensées dans la Région Amoron'i Mania, 513 espèces (soit environ 76,8% des espèces) sont endémiques⁵. Trois aires protégées bénéficient d'une gestion par des organismes spécifiques à chacune d'elles depuis 2015 (COFAV : Corridor Forestier Ambositra Vondrozo, COFAM: Corridor Fandriana Marolambo et Itremo).

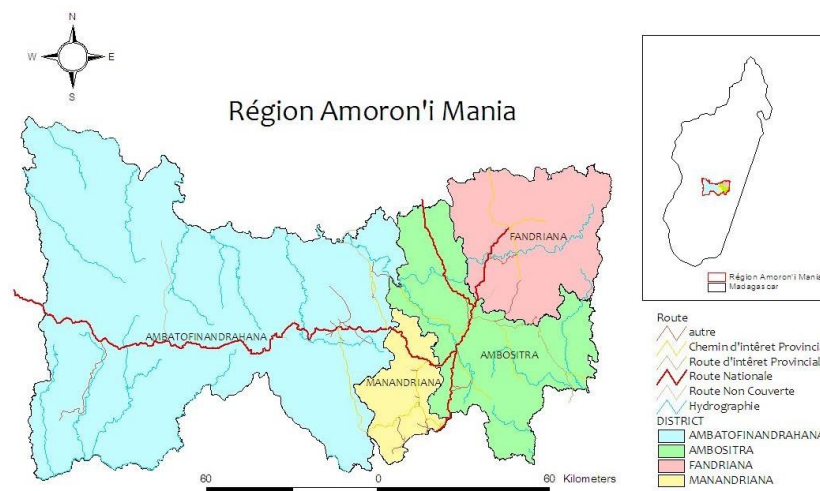


Figure 1. Localisation de la Région Amoron'i Mania (BD100 FTM/SRAT/Réalisation : Randriamifidison, 2018)

1.2 Méthodes

L'approche méthodologique vise à aborder les conséquences du changement climatique dans la Région Amoron'i Mania et la perception du concept du changement climatique par la population locale, à travers des questions portant sur des notions générales sur le concept de changement climatique, et sur les causes, les conséquences et les mesures d'adaptation dans la Région. 120 enquêtés ont été choisis à raison de 30 par Chef Lieu de district (Ambositra, Fandriana, Ambatofinandrahana, Manandriana). Pour analyser les moyennes mensuelles de température et de précipitation pour la période 1991-2015 qui servira de période de référence, nous avons utilisé les données issues du CIP (Climate Interface Portal ; <http://cip.csag.uct.ac.za>)

⁵Source : <http://www.tropicos.org>, compilation ONE 2017

maintenu par le CSAG⁶, et qui proviennent de la fusion des données d'observation (sur la même période) issues du réseau GHCN (Global Historical Climatology Network), du WMO (World Meteorological Organization) et du Service météorologique malgache. Les simulations du climat (passé et futur) pour les températures et précipitations proviennent de modèles globaux de climat ayant participé au programme CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Program ; Taylor & al, 2011) pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 (CIP, 2018). Les données de simulation utilisées dans cette étude sont issues du portail du Groupe de la Banque Mondiale (un site en ligne avec interface, le site « Climate Change Knowledge Portal - CCKP for Development Practitioners and Policy Makers » ou « portail de connaissances sur le changement climatique pour les acteurs de développement et les décideurs »), notamment pour les simulations historiques et les projections climatiques (<http://sdwebx.worldbank.org/climateportal>). Les données du portail de la Banque Mondiale couvrent ainsi les périodes 1986-2005 et 2020 à 2099, avec une résolution spatiale d'environ 50 km et une résolution temporelle de 30 min (www.clip.edu).

2. Résultats

2.1 Perception régionale du concept de changement climatique

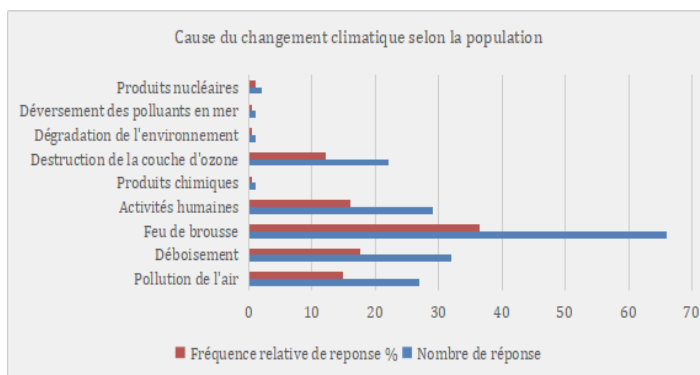


Figure 2. Fréquence relative des réponses sur les causes du changement climatique dans la Région Amoron'i Mania

Les résultats de l'enquête menée auprès de la population montrent que les gens pensent que le changement climatique a commencé autour de l'année 1973, si l'on se réfère à la moyenne des réponses obtenues, avec 10 sur 120 personnes qui n'ont donné aucune réponse, affirmant n'avoir aucune idée sur la période. Concernant les causes du changement climatique, 37% de la population de la Région Amoron'i Mania semble être d'accord avec le fait que ce sont les feux de brousse qui sont à l'origine du changement climatique (Fig. 2).

Les réponses convergent essentiellement sur la sensation de chaleur pour être la manifestation évidente du changement climatique (Fig.3). Quelques personnes pensent que les aléas climatiques (cyclone, grêle, etc.) sont liés à ce changement. Nous avons fait une distinction entre la réponse "baisse de la précipitation" et la réponse "instabilité de la température et de la précipitation", dans laquelle les gens estiment que la pluie peut tomber n'importe quel jour de tous les mois, et que la température peut augmenter ou diminuer au cours d'une journée indépendamment de la saison ou de la période.

La majeure partie de la population fait le lien entre changement climatique et pauvreté (Fig. 4). Les gens pensent que celle-ci est un effet du changement climatique, car les activités économiques sont bloquées à cause des paramètres météorologiques non maîtrisables et

⁶Climate System Analysis Group, University of Cape Town

imprévisibles. Cette réponse a été obtenue essentiellement avec les personnes travaillant dans le secteur secondaire, qui affirment être moins productives.

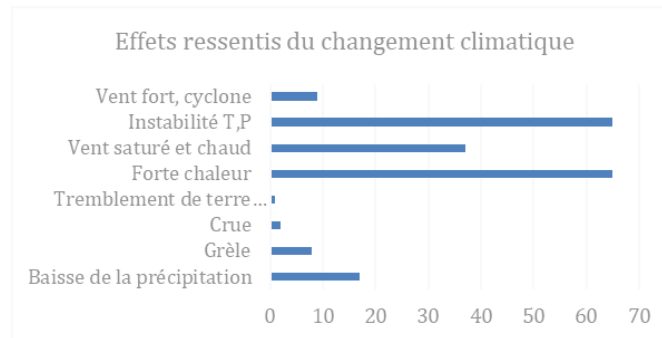


Figure 3. Effets ressentis du changement climatique dans la Région Amoron'i Mania.

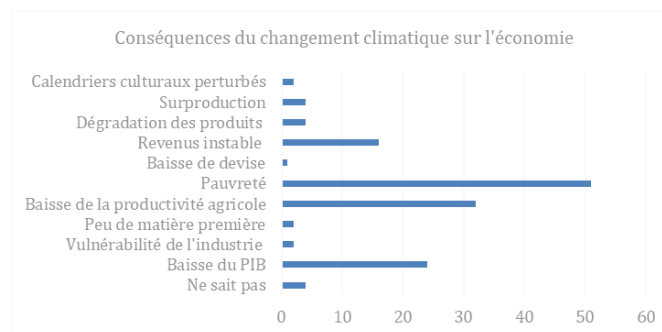


Figure 4. Conséquences du changement climatique sur l'économie selon la population

2.2 Les données climatiques scientifiques : réalités et évolutions

La figure 5 représente le cycle saisonnier moyen sur la période des observations (1991-2015) pour les deux paramètres : précipitation et température. On y observe 9 mois secs de mars à novembre. La saison des pluies est courte avec seulement 3 mois humides, ce qui a été par ailleurs confirmé lors des enquêtes sur les effets ressentis du changement climatique par la population (baisse de la précipitation).

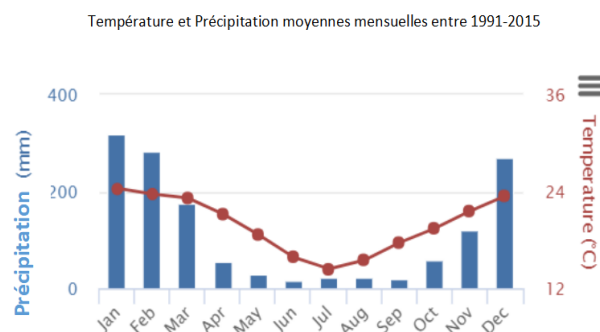


Figure 5. Moyenne mensuelle de température et de précipitation observées entre 1991 et 2015 (CIP, 2019).

Les figures 6 et 7 montrent les résultats des simulations climatiques pour la période passée (1986-2005) dans la Région Amoron'i Mania. Si les modèles produisent des variations des précipitations mensuelles entre 5 et 320 mm avant 2005 (Fig. 6, en accord qualitatif avec les résultats de la Fig. 5), ils indiquent que la Région Amoron'i Mania verra une augmentation de la précipitation de 10 à 35 mm pour les mois de janvier (+10mm), février (+35mm), mars (+24mm), avril (+20mm), juin (+15mm) et une baisse éventuelle allant jusqu'à -20 mm pour les mois de mai (-10mm), juillet (-20 mm), août (-5mm), septembre (-5mm), octobre (-20mm)

et décembre (-5mm) (Fig. 8). Pour la température, il y aura une hausse significative allant de +2,7 °C (août) jusqu'à +3,3°C (décembre) entre 2020 et 2099 (Fig. 9).

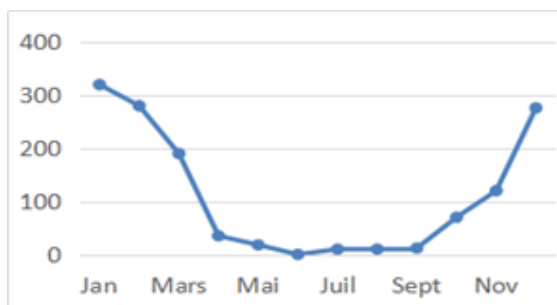


Figure 6. Précipitations mensuelles (mm) entre 1986 et 2005 pour Amoron'i Mania Madagascar (WBG-CCKP, 2019)

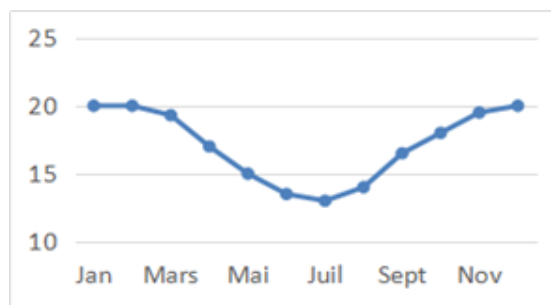


Figure 7. Température mensuelle (°C) entre 1986 et 2005 pour Amoron'i Mania Madagascar (WBG-CCKP, 2019)

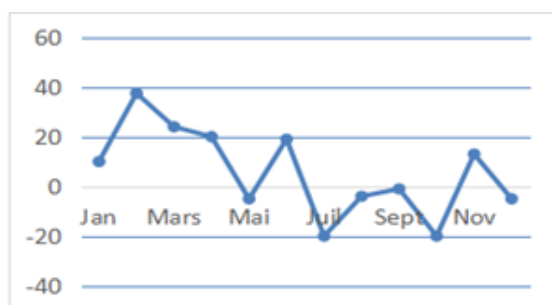


Figure 8. Projection de la variation des précipitations (en mm) à partir de 2020 à 2099 pour Amoron'i Mania Madagascar (WBG-CCKP, 2019)

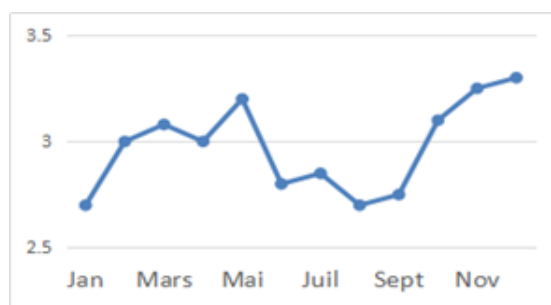


Figure 9. Projection de la variation de la température (en °C) à partir de 2020 à 2099 pour Amoron'i Mania Madagascar (WBG-CCKP, 2019)

2.3. Capacité d'adaptation et mesures adoptées

Il n'existe aucune mesure claire prise par la population. Chacun s'adapte à sa façon selon ses besoins et son activité. D'après le tableau 1, la population suggère une implication plus importante de la part de l'Etat avec 45 réponses qui disent qu'il devrait fournir le plus d'effort, 33 qui pensent qu'il se situe au second rang pour cela. Donc, la population espère beaucoup de la part de l'Etat. Ce qui correspond à la réalité car souvent les gens accusent l'Etat d'être à l'origine de tout ce qui ne va pas dans leur vie quotidienne, oubliant que chacun a un rôle à jouer, d'ailleurs 41 personnes (34,16%) suggèrent de mettre les élus locaux, qui font partie des structures étatiques, à la troisième place.

Tableau 1. Ordre de priorisation pour fournir des efforts pour la lutte contre le changement climatique

Degré de Responsabilisation idéale	Etat central	Elus locaux	Paysans	Citadins	Bailleurs de fond et ONG
1	45	5	25	11	34
2	33	22	26	17	22
3	13	41	23	30	13
4	14	23	38	24	21
5	0	14	6	61	39

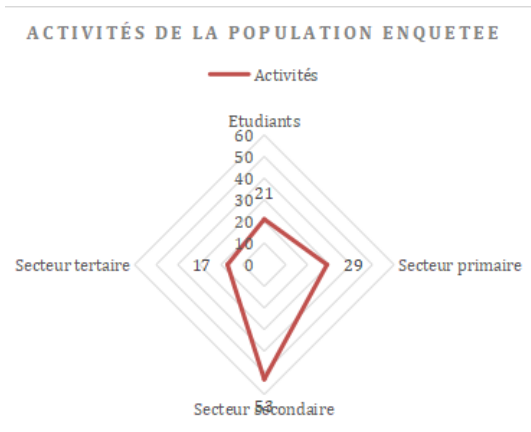


Figure 10. Répartition de la population selon le secteur d'activités.

La figure 10 donne un aperçu des activités de la population de la Région à travers les enquêtes. En effet, cette figure permet d'orienter les stratégies pour un développement durable et pérenne en tenant compte des réalités de la zone d'étude. Ainsi, le secteur secondaire qui inclut le plus de personnes, doit bénéficier d'un appui technique et/ou matériel pour formaliser ses activités et mieux contrôler les éventuelles irrégularités et inadvertance face au respect de l'environnement.

Conclusions et discussion

Cette étude, qui est loin d'être complète, constitue une étape majeure dans la compréhension des réalités actuelles et futures sur le changement climatique dans la Région Amoron'i Mania. Le changement climatique n'est pas seulement constaté par les scientifiques, mais perçu aussi par les producteurs (Gnangle & al, 2012). Il serait primordial d'entamer une vraie stratégie d'adaptation pour que développement rime avec conservation de l'environnement. L'adaptation aux changements climatiques est un défi en constante mouvance (Marleau, 2011). Chacun est concerné, jeunes, vieux, issus de tout secteur d'activité. Tenant compte des réalités actuelles, il serait primordial d'intervenir sur l'adoption de nouvelles techniques culturelles, la modification du calendrier culturel en fonction des prévisions d'augmentation de la précipitation ainsi que de la température. Il faudrait aussi intégrer l'étude sur l'environnement dans les programmes scolaires étant donné la faible connaissance de la population sur des notions fondamentales. Nous insistons sur la nécessité absolue et urgente d'une conscientisation massive de la population à tous les niveaux notamment les citoyens de la Région Amoron'i Mania. Cette démarche mérite un approfondissement pour pouvoir cerner tous les fonds du problème et avancer des stratégies spécifiques pour chaque Commune et chaque localité. Impliquer la population dans ce contexte et considérer la préservation de l'environnement et le concept de changement climatique comme un aspect inhérent à la vie quotidienne. De là seulement, pourrait être envisagé un changement de comportement de la part de tous.

Bibliographie

- Gnangle C., Egah J., Baco M.N., Gbemavo C., Glele K., Romain L., Sokpon N., 2012. Perceptions locales du changement climatique et mesures d'adaptation dans la gestion des parcs à karité au Nord-Bénin. *International journal of biological and chemical sciences*, **6**, 136-149.
- IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change, 2018. Global warming of 1.5 °C, *Special report*.
- Mansanet-Bataller M., 2010. Les enjeux de l'adaptation aux changements climatiques. *Étude Climat*. La recherche en économie du Changement climatique n°21.
- Marleau E., 2011. Adaptation aux changements climatiques dans les pays en développement ; quelles pratiques pour une approche à base communautaire ? Essai présenté au Centre Universitaire de Formation en Environnement en vue de l'obtention du grade de maître en Environnement. Université de Sherbrooke. 77 p
- Taylor K. E., Ronald S., Meehl G., 2011. An overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 485-498.

CHANGEMENT CLIMATIQUE À PARIS RÉCHAUFFEMENT PLANÉTAIRE ET EFFET URBAIN

ROUSSEAU D. (1)

(1) Conseil Supérieur de la Météorologie, 73 avenue de Paris, 94165 Saint-Mandé
Daniel.Rousseau.met@orange.fr

Résumé : Les moyennes mensuelles de température à Paris-Montsouris des trente dernières années sont comparées à celles calculées à partir de mesures de la fin du XVII^e siècle (Louis Morin) et du XVIII^e siècle (Réaumur). L'augmentation de près de 2°C de la température moyenne annuelle observée est due au réchauffement climatique et à l'îlot de chaleur urbain (ICU). Pour dissocier l'effet local du réchauffement de grande échelle, une comparaison des évolutions des températures à Paris-Montsouris avec celles à Chartres disposant de mesures depuis 1925 est effectuée. L'intensité de l'îlot de chaleur urbain a augmenté depuis la fin du XIX^e siècle pour atteindre une valeur maximale de l'ordre de 1°C dans les années 1970. Le réchauffement climatique de grande échelle influence les températures de façon presque égale depuis 1988, l'augmentation étant très contrastée selon les mois.

Mots clés: températures mensuelles, climat de Paris, changement climatique, îlot de chaleur urbain.

Summary: The monthly average temperatures in Paris-Montsouris for the last thirty years are compared with those calculated from measurements taken at the end of the seventeenth century (Louis Morin) and the eighteenth century (Réaumur). The increase of nearly 2 °C in average annual temperature is due to global warming and to the urban heat island (UHI). To dissociate the local effect of large-scale warming, a comparison of the temperature trends in Paris-Montsouris and those in Chartres, where temperature measurements started in 1925, is carried out. The intensity of the urban heat island has increased since the late nineteenth century to reach a maximum value of the order of 1 °C around the 1970s. Large-scale global warming has been affecting temperatures almost evenly since 1988, with the increase being highly contrasted by month.

Keywords: monthly temperatures, Paris climate, climate change, urban heat island.

Introduction

La température a été mesurée pratiquement sans interruption à Paris depuis 1658 (Rousseau, 2013). L'étude de l'évolution des températures depuis cette date permet une comparaison du climat de Paris pendant la période préindustrielle avec celui de la période actuelle, au cours de laquelle le réchauffement planétaire d'origine humaine et l'îlot de chaleur urbain ont modifié le climat de la région parisienne.

De 1659 à 1987, onze fluctuations pluri-décennales des températures moyennes (semestre avril-septembre et annuelles) ont été observées, alternant des phases chaudes à prédominance d'années de température supérieure à la moyenne et des phases froides à prédominance d'années de température inférieures à la moyenne. De telles oscillations sont constatées également dans les températures de l'Océan Atlantique (en anglais AMO : Atlantic Multidecadal Oscillation). Depuis 1988 une phase chaude est observée dans les températures de Paris-Montsouris, comme dans toute l'Europe de l'ouest (Le Roy Ladurie E. et al., 2011).

Nous disposons maintenant de 30 années pour examiner les caractéristiques de cette période chaude 1988-2017. Une durée de 30 ans est généralement utilisée par les climatologues pour établir des « normales », selon le terme utilisé par l'Organisation météorologique mondiale, afin de pouvoir comparer les climats. Des moyennes de 30 ans filtrent les fluctuations interannuelles et même pluri-décennales. Nous calculerons donc des normales pour les températures actuelles de Paris-Montsouris.

Pour comparer ce climat actuel de Paris au climat de la période préindustrielle, la série des températures mensuelles à Paris quiremonte jusqu'à 1658 pourrait être utilisée (Rousseau, 2009). Nous avons pourtant préféré faire la comparaison avec deux périodes d'une trentaine d'années durant lesquelles nous disposons de mesures de température particulièrement fiables. Ces mesures ont été récemment calibrées et retranscrites en °C à partir des manuscrits des carnets d'observations journalières de deux savants: le carnet d'observation de Louis Morin sous le règne de Louis XIV et le carnet d'observation de Réaumur sous le règne de Louis XV.

L'élévation totale de température due au réchauffement planétaire et à l'îlot de chaleur urbain sera calculée. La part attribuable à l'îlot de chaleur urbain seul sera estimée.

1. Climat observé par Louis Morin (période 1681-1710)

1.1 Les observations de Louis Morin

Louis Morin était un médecin et un botaniste très réputé, qui entra à l'Académie des Sciences en 1709. De 1658 à 1713 il tint un journal d'observations météorologiques qui fut redécouvert vers 1990. Ses mesures thermométriques furent effectuées avec le même thermomètre précis à partir de 1676. Les cahiers d'observations ont été dépouillés et les températures transcrites en °C (Legrand et Le Goff, 1992).

1.2 Moyenne des températures mensuelles

Nous avons choisi une période de 30 ans, 1681-1710, pour établir les moyennes mensuelles des températures, période durant laquelle Morin a utilisé le même thermomètre précis. Le tableau 1 fournit les statistiques mensuelles des températures pour cette période.

Tableau 1. Moyenne et écart-type des températures mensuelles à Paris de 1681 à 1710.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Moy
Moyenne	1,9	4,1	6,7	10,3	14,3	16,9	18,8	18,5	15,1	10,8	6,6	4,4	10,7
Ecart-type	2,7	3,1	2,3	1,4	1,6	1,6	1,4	1,2	1,5	1,6	1,5	1,4	1,8

2. Climat observé par René-Antoine Ferchault de Réaumur (période 1732-1757)

2.1 Les observations de Réaumur

Savant ayant apporté sa contribution à de nombreuses disciplines scientifiques, Réaumur est surtout connu pour ses travaux précurseurs en sidérurgie, en entomologie et grâce à une échelle thermométrique qui porte son nom. Il dirigea fréquemment l'Académie des Sciences de 1713 à 1753. Il tint, comme Morin, un journal d'observations météorologiques qui ne fut redécouvert que très récemment dans les Archives de l'Académie des Sciences. Ses mesures thermométriques ont été dépouillées, numérisées et transcrites en °C (Rousseau, 2019).

2.2 Moyenne des températures mensuelles

La période des observations de Réaumur s'étend sur 26 ans. Ces observations ont été réalisées à Paris ou près de Paris excepté au cours des mois de septembre et d'octobre pendant lesquels il faisait ses observations dans son domaine du Poitou à Réaumur. Le tableau 2 fournit les statistiques mensuelles des températures pour cette période.

Tableau 2. Moyenne et écart-type des températures mensuelles à Paris de 1732 à 1757.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Moy
Moyenne	2,2	3,7	5,6	9,4	13,5	17,1	18,9	17,8	16,1	10,9	5,5	3,9	10,4
Ecart-type	2,7	2,5	2,1	2,1	1,6	1,3	1,3	1,4	1,0	1,2	1,6	2,3	1,8

3. Climat actuel (période 1988-2017)

3.1 Les observations à Paris-Montsouris

Les observations sont réalisées à Paris-Montsouris par le service météorologique depuis 1873. La période de 30 ans 1988-2017 sera utilisée pour établir la climatologie la plus récente.

3.2 Moyenne des températures mensuelles

Tableau 3. Moyenne et écart-type des températures mensuelles à Paris de 1988 à 2017.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Moy
Moyenne	5,4	6,1	9,3	11,8	15,7	18,5	20,7	20,7	17,1	13,2	8,5	5,7	12,7
Ecart-type	1,8	2,0	1,5	1,5	1,4	1,3	1,6	1,5	1,4	1,6	1,6	1,7	1,6

4. Evolution de la température à Paris depuis la période préindustrielle

La figure 1a indique, mois par mois, l'augmentation de la moyenne mensuelle depuis la période de Morin et depuis la période de Réaumur. Les différences entre ces 2 périodes sont relativement faibles, ce qui justifie de prendre la moyenne des périodes pour estimer le réchauffement à Paris depuis la période préindustrielle. On note le plus grand réchauffement en hiver et plus particulièrement en janvier et mars.

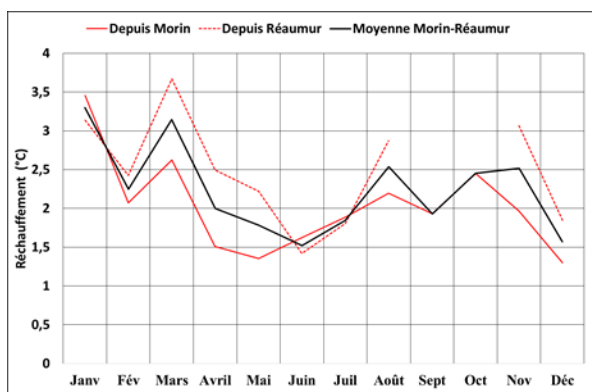


Figure 1a. Augmentation de la température à Paris.

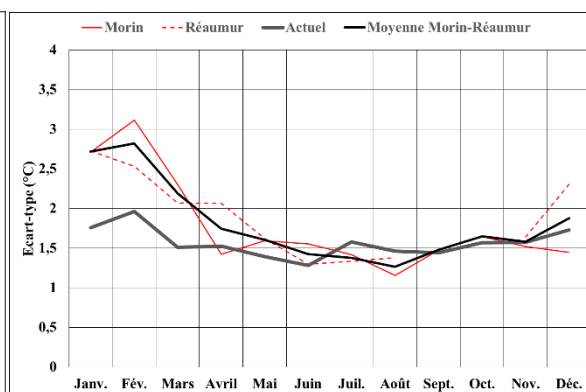


Figure 1b. Ecart-type des moyennes de température.

La moindre variabilité des températures hivernales actuelles, reflétée par des écart-types par rapport aux moyennes mensuelles plus faibles (figure 1b), est une des caractéristiques importantes du climat actuel de Paris. A l'époque de Morin et de Réaumur, quelques hivers particulièrement froids influençaient notablement la répartition des moyennes de températures des mois hivernaux, ce qui ne s'est plus produit depuis 1988.

L'évolution depuis 1658 des températures annuelles à Paris est illustrée dans la figure 2. Sur cette figure sont indiquées également les températures moyennes sur 11 ans et les moyennes sur 31 ans. La moyenne sur 11 ans met nettement en évidence les fluctuations pluri-décennales. La moyenne sur 31 ans, proche de celle utilisée pour établir les normales climatologiques, filtre

ces fluctuations, qui sont néanmoins un élément majeur caractérisant le climat, et met nettement en évidence les évolutions séculaires. A partir de 1900, deux courbes sont établies pour Paris : celle correspondant aux mesures brutes faites à Paris-Montsouris, et celle correspondant à des températures « homogénéisées » restituées et raccordées aux mesures du XIX^e siècle (Moisselin et al., 2002 ; Rousseau, 2009). La procédure d'homogénéisation, qui compare la température mesurée aux températures relevées dans un voisinage climatiquement comparable, permet d'identifier des ruptures dans les séries de mesures créées par des modifications des conditions de mesure. Toutefois il est à noter que dans le cas de Paris-Montsouris l'homogénéisation semble éliminer aussi, au moins en grande partie, l'effet de chaleur urbain.

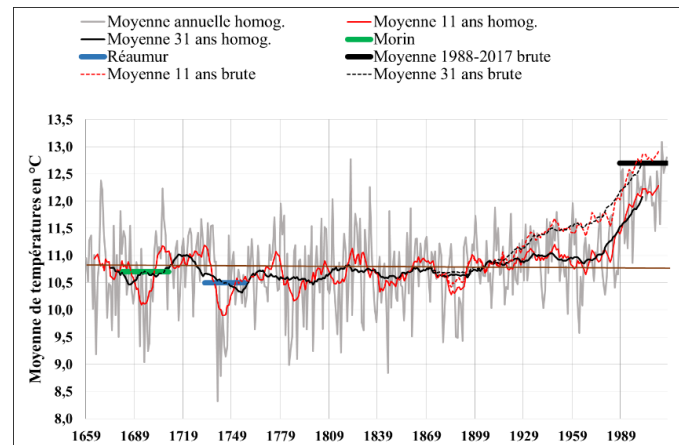


Figure 2. Evolution des moyennes sur 1 an, sur 11 ans et sur 31 ans de la température à Paris de 1659 à 2017.

On peut constater sur la figure 2 que les moyennes annuelles de températures indiquées dans le tableau 1 à partir des mesures de Morin (10,7°C) et dans le tableau 2 à partir des mesures de Réaumur (10,4°C) sont bien représentatives et proches de la température moyenne avant 1900 (10,7°C). La croissance des températures brutes débute dès le début du XIX^e siècle pour atteindre une valeur maximale pour la période 1988-2017 soit 12,7°C. La température moyenne à Paris-Montsouris se situe pour ces 30 dernières années environ 2°C au-dessus des périodes Morin-Réaumur. La température homogénéisée n'observe qu'une faible croissance jusqu'en 1987, puis un saut à partir de 1988 ; la moyenne 1988-2017 culmine à 12,1.

5. Îlot de chaleur urbain (ICU)

En 1970 J. Dettwiller avait évalué la part due à l'urbanisation dans l'élévation de la moyenne annuelle des températures à Paris-Montsouris. Il avait constaté une augmentation de température entre 1900 et 1950 puis un palier de 1950 à 1970, que nous retrouvons sur la figure 2. A cette époque un réchauffement moyen de 0,2°C était attribué au changement climatique et 1°C à l'îlot de chaleur urbain de Paris dans l'augmentation de la température annuelle à Paris-Montsouris (Dettwiller, 1970).

Si l'îlot de chaleur urbain se reflète effectivement dans la moyenne des températures, ses variations dans le temps et dans l'espace sont considérables. Il est par exemple beaucoup plus sensible sur les températures minimales que sur les températures maximales (Escourrou, 1990). Il est moins important à Paris-Montsouris (1,1 °C en moyenne annuelle) qu'au cœur de Paris, à la tour Saint-Jacques par exemple (2,3°C). Une comparaison entre les températures de Paris-Montsouris (normales 1980-2010) et celles de Melun, qui n'est pas affecté par un îlot de chaleur urbain montre l'effet de l'îlot de chaleur urbain sur les températures (Cantat, 2004). En utilisant les tableaux de l'étude de Cantat, la figure 4 donne mois par mois une évaluation de l'impact de l'îlot de chaleur sur les températures à Paris-Montsouris à la fin du XX^e siècle, qu'on peut

comparer au réchauffement général depuis la période préindustrielle. La part due à l'effet urbain (en gris sur la figure 3), intervient pour environ 50% dans le réchauffement.

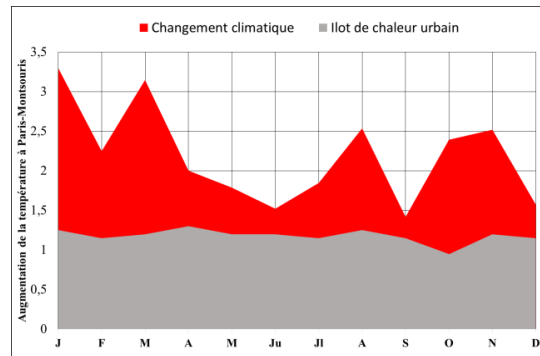


Figure 3. Réchauffement à Paris-Montsouris depuis l'époque préindustrielle (ICA d'après Cantat, 2014).

La comparaison de l'évolution de la température de Paris-Montsouris avec celle de Chartres, qui dispose de mesures depuis 1925 (plus anciennes que celles de Melun) permet de suivre l'évolution de l'impact conjugué de l'urbanisation et du réchauffement de grande échelle depuis cette date. La figure 4 indique que la différence Montsouris-Chartres a cessé de croître depuis 1970, et peut-être même légèrement diminué depuis 2002 pour la température maximale.

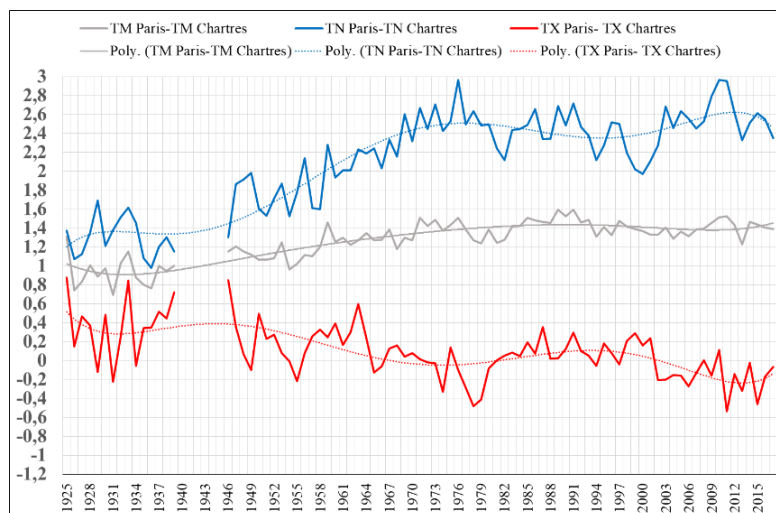


Figure 4. Ecart entre Paris-Montsouris et Chartres des moyennes annuelles des températures minimales, moyennes, maximales de 1925 à 2017.

En se basant sur les différences de température entre les périodes 1925-1939 et les périodes 1988-2017 à Montsouris et à Chartres, on peut calculer sur 70 ans environ les modifications dues au changement climatique et celles dues à l'îlot de chaleur urbain seul, en considérant que la température de Chartres n'enregistre que l'effet du réchauffement de grande échelle. La figure 5 montre que durant cette période le réchauffement dû à l'îlot de chaleur (correspondant aux zones gris clair de la figure) a continué à croître (environ 0,5°C sur la température moyenne). Ce réchauffement ne touche que les températures minimales. L'augmentation de température due au réchauffement climatique est sur cette période plus important, se reflétant sur les températures minimales comme sur les températures maximales, de façon presque identique à Paris-Montsouris et à Chartres.

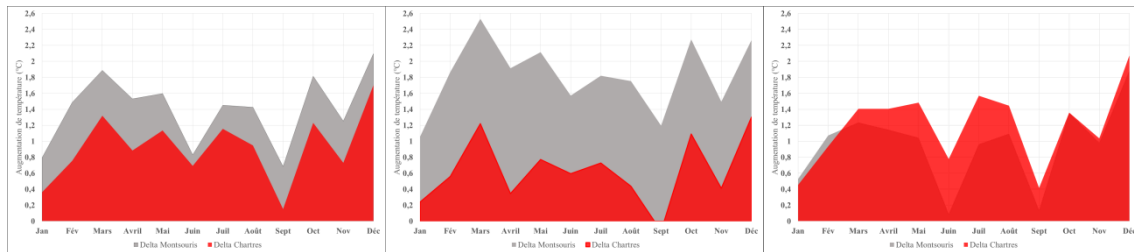


Figure 5. Différence entre les périodes 1925-1939 et 1988-2017 des moyennes mensuelles des températures (de gauche à droite TM, TN, TX) à Paris Montsouris et à Chartres.

Conclusion

Les observations de Louis Morin au XVII^{ème} siècle et de Réaumur au XVIII^{ème} siècle, ainsi que la série des températures de Paris-Montsouris ont permis de calculer mois par mois l'augmentation des températures à Paris depuis l'époque pré-industrielle.

La comparaison avec l'évolution des températures à Chartres a permis d'identifier la part de l'ICU dans cette augmentation, prépondérante jusqu'en 1970, puis du réchauffement climatique, prépondérante depuis 1988. Les valeurs de l'ICU concernées par cette étude sont celles de Paris-Montsouris. L'association d'études climatiques fines (Cantat, 2004) à des modélisations à l'échelle urbaine (Koukou-Arnaud et al. 2014) serait nécessaire pour évaluer sur toute l'agglomération parisienne la part relative de l'ICU dans le réchauffement.

Bibliographie

- Cantat, O., 2004. L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps. *Norois. Environnement, Aménagement, Société*, **191**, 75-102.
- Dettwiller J., 1970. *Evolution séculaire du climat de Paris. Influence de l'urbanisme*. Mémorial Mét.Nat., n°52, 83p.
- Escourrou G., 1990. La spécificité du climat de l'agglomération parisienne, *Revue de géographie de Lyon*, **65**, n°2, 85-89.
- Koukou-Arnaud R., Desplat J., Lemonsu A., Salagnac J.-L., 2014. Epicea : étude des impacts du changement climatique à Paris, *La Météorologie*, **84**, 42-48.
- Legrand J.P. et Le Goff M., 1992. *Les observations météorologiques de Louis Morin*. Monographie n°6, Direction de la Météorologie Nationale, 36p.
- Le Roy Ladurie E., Rousseau D., Vasak A., 2011. *Les fluctuations du climat de l'an mil à aujourd'hui*, Fayard, 322p.
- Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002. Les changements climatiques en France au XX^{ème} siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées de température et de précipitations. *La Météorologie* 8^{ème} série, **38**, 45-56.
- Rousseau D., 2009. Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008, *La Météorologie*, 8^{ème} série, **67**, 43-55.
- Rousseau D., 2013. Les moyennes mensuelles de températures à Paris de 1658 à 1675, d'Ismaël Boulliau (1658-1660) à Louis Morin (1665-1675), *La Météorologie*, 8^{ème} série, **81**, 11-22.
- Rousseau D., 2019. Le cahier d'observations météorologiques de Réaumur. Ses mesures de température de 1732 à 1757, soumis à *La Météorologie*.

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE, UN PHENOMENE PLANETAIRE, UNE GESTION URBAINE INTEGRÉE?

ROUSSEL I. (1)

(1) Professeur émérite à l'université de Lille1, Appa. irou@gmail.com

Résumé : *La perspective du changement climatique dénoncée par les scientifiques suppose un bouleversement planétaire puisqu'il ne s'agit plus seulement de gérer des risques mais d'anticiper des « dommages transcendants ». Les stratégies préconisées à savoir la mitigation et l'adaptation présentent des limites et paraissent incapables de limiter les « pertes et dommages » et de maîtriser des injustices criantes. L' CCNUCC (Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques) qui s'est emparé du sujet, compte tenu de son impact planétaire, peine à maîtriser 'augmentation des GES (Gaz à effet de serre) rendus responsables du réchauffement. L'impuissance des Etats inquiète les populations tandis que les initiatives innovantes venant d'acteurs non étatiques paraissent plus efficaces. En particulier, les villes décidées à devenir durables, saines et inclusives sont destinées à jouer un rôle majeur en dépit de nombreux obstacles qui restent à surmonter.*

Mots clés: *Changement climatique, mitigation, adaptation, ville inclusive, enjeux sanitaires.*

Summary: *Climate change, a planetary phenomenon, an integrated urban management? The perspective of climate change announced by scientists assumes a planetary upheaval since it is no longer only a question of managing risks but of anticipating "transcendental damage". The strategies advocated for mitigation and adaptation have limits and seem unable to limit "loss and damage" and to control gross injustices. The UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change) who has dealt with the subject, given its global impact, is struggling to control the increase in greenhouse gases (GHGs) responsible for global warming. State powerlessness worries the population, while innovative initiatives from non-state actors appear to be more effective. In particular, cities that are determined to become sustainable, healthy and inclusive are destined to play a major role even though they have to overcome a lot of difficulties.*

Keywords: *Climate change, mitigation, adaptation, inclusive cities, health issues.*

Introduction

Lorsque les climatologues américains, en 1985, ont commencé à tirer la sonnette d'alarme en découvrant des « anomalies » dans l'évolution du climat et lorsque le météorologiste suédois Bert Bolin a eu en charge la création du GIEC « Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat » (GIEC, IPCC en anglais), en 1988, avaient-ils envisager l'ampleur des bouleversements mondiaux qu'une telle nouvelle allait engendrer ? Le monde entier tremble devant l'annonce d'un demi degré de réchauffement du climat de la terre. Pourquoi cette alerte climatique a-t-elle fait comprendre au monde que « tout est lié » et que le dérèglement climatique est le signe avant-coureur d'une catastrophe annoncée ? Ce changement global interroge la responsabilité humaine d'une manière beaucoup plus profonde que les simples catastrophes naturelles contre lesquelles l'humanité avait développé des parades. Néanmoins le « catastrophisme éclairé » (Dupuy 2004), attire l'attention sur un destin fatal tout en proposant des parades pour que le pire n'arrive pas. Cette mutation proposée, encore embryonnaire, déconcerte les États qui se montrent impuissants tandis qu'émerge de manière timide dans les villes, une gouvernance et un terrain favorables à ces transformations profondes qui supposent, non sans de nombreuses difficultés, l'occurrence de transitions économique, climatique, écologique, industrielle, énergétique...

1. Le changement climatique, annonciateur d'une catastrophe globale et géré avec difficulté par les États

La perspective de ce changement global ne peut être réduite et traitée comme un risque naturel ou anthropique. Selon D. Bour (2018), ce changement relèverait « de dommages transcendants qui ne concernent plus la détérioration de tel ou tel aspect de notre environnement, de notre cadre de vie, mais des conditions mêmes d'habitabilité de la Terre, pour le genre humain et les autres espèces ». Les risques globaux induits par une dégradation profonde de la planète et une perturbation des grands cycles biochimiques ne peuvent plus être compensés ou indemnisés.

1.1 L'humanité est confrontée à un risque majeur

Les scientifiques du GIEC ont établi un lien causal entre la hausse des températures planétaires moyennes et les émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. (Allen et al., 2009). Cette constatation met directement en cause les activités humaines dans la hausse des températures globales et dans l'accélération de ce phénomène par rapport aux cycles cosmiques pluriséculaires. Le rythme du réchauffement serait beaucoup plus rapide que celui observé au cours des nombreux épisodes interglaciaires. Comment l'humanité tout entière peut-elle prendre en compte cette menace et essayer de la maîtriser ? Est-il possible de mettre en place une stratégie planétaire qui surplomberait les intérêts particuliers des États ?

1.2 Quelles réponses l'humanité peut-elle apporter ? Mitigation ? adaptation ?

Les instances Onusiennes, en s'appuyant sur les travaux du GIEC, ont classé schématiquement, en deux catégories : l'adaptation ou de la mitigation les stratégies à mettre en œuvre pour maîtriser le changement climatique. Ces deux stratégies se sont révélées largement insuffisantes.

1.2.1 La mitigation et l'adaptation.

L'exigence de réduction du CO₂, suppose des transformations et des investissements drastiques qui relèvent des politiques énergétiques et de l'occurrence de systèmes techniques permettant d'augmenter l'efficacité énergétique et de trouver des énergies alternatives. Les pays du Nord ont bien perçu l'opportunité que représente cette mutation énergétique en termes d'innovations et de découvertes technologiques. Cependant, en l'absence d'énergies fossiles, les énergies alternatives seront-elles suffisamment abordables pour soutenir une croissance verte ? La transition énergétique suppose une mutation économique et culturelle qui se déroule sur un rythme plus lent que celui suivi par l'évolution du climat vers une hausse des températures globales. Ces réorientations majeures du système énergétique ont besoin de l'appui des financiers qui, selon l'association Climate Chance, ont la capacité à orienter les capitaux vers un modèle économique conforme à l'Accord de Paris de 2015 : « leur responsabilité dans la réussite de la transition vers une économie bas carbone est donc considérable ». Devant ces constatations, la maîtrise des gaz à effet de serre est indispensable mais ne suffira pas à enrayer le réchauffement en cours. Quels que soient les efforts fournis, selon les simulations effectuées par J.M. Jancovici⁷, le réchauffement issu des gaz que l'homme a mis dans l'atmosphère depuis 1750 se poursuivra pour encore quelques siècles de telle sorte que l'humanité doit aussi s'organiser pour mieux s'adapter aux aléas du climat. Or, c'est précisément cette adaptation qui a fait défaut lors des décennies précédentes puisque la technicité adoptée par la société moderne a permis à l'humanité de s'affranchir des vicissitudes

⁷<https://jancovici.com/changement-climatique/predire-lavenir/cesser-rapidement-demettre-des-gaz-a-effet-de-serre-suffirait-il-a-tout-arreter/>

du climat. (Les bâtiments consomment beaucoup d'énergie pour lutter contre le froid ou la chaleur tandis que l'agriculture, à l'aide d'engrais et de pratiques culturales coûteuses a eu pour objectif d'améliorer les rendements indépendamment des conditions topoclimatiques locales). L'intégration du climat et de ses aléas au sein des politiques d'aménagement et de construction relève d'une démarche de proximité, d'une analyse géographique des situations qui ont été négligées et masquées par des règlements surplombants et souvent difficiles à optimiser à l'échelle locale.

1.2.2 Les limites de la mitigation et de l'adaptation.

L'adaptation à la hausse des températures présente des limites physiologiques : la photosynthèse ralentit quand la température excède 30 °C et s'arrête entre 40 et 45 °C. Le corps humain peut difficilement supporter une température du thermomètre mouillé⁸ supérieure à 35°C. qui serait un niveau fatal. Si le changement climatique met en péril l'humanité toute entière, tous les territoires ne sont pas affectés de la même manière à la fois parce que les rigueurs du climat sont diversement réparties à la surface du globe mais aussi parce que les populations les plus démunies ne peuvent faire face aux catastrophes qui les menacent. L'exigence de la lutte contre le changement climatique se conjugue avec un impératif éthique qui est celui de l'aide des pays historiquement responsables des émissions de GES aux pays en développement. Cette aide est essentielle car la croissance élevée dans ces pays doit reposer sur des énergies propres qui exigent de nombreux investissements mais les pays développés ne veulent pas s'engager sur l'indemnisation des dommages causés sans obéir à des règles précises autres que celles apportées par le système assurantiel classique qui ne prend en compte ni les conséquences d'une évolution lente du climat ni des dommages non monétarisables.

1.3 Les mécanismes mis en œuvre par l'ONU privilégient les acteurs étatiques mais sont-ils les mieux placés pour gérer un enjeu planétaire ?

La plupart des acteurs de la maîtrise du changement climatique s'accordent à penser que la réussite des actions à entreprendre dépend de l'implication de tous : État, société civile, collectivités locales, industriels, financiers etc.... L'accord de Paris en 2015 avait marqué un tournant radical par rapport aux mécanismes de Kyoto (I. Roussel, 2016) en stipulant « qu'il sera appliqué conformément à l'équité et au principe des responsabilités communes mais différenciées et des capacités respectives, eu égard aux contextes nationaux différents ». L'originalité de la COP 21 a été de mettre en évidence l'importance des acteurs non étatiques et de leur donner la parole. Parmi ces acteurs qui avaient mis en place une plate-forme des solutions⁹, les villes jouent un rôle essentiel. Elles sont des acteurs pertinents intermédiaire entre le local et le global. Les grands défis auxquels sera confronté le monde de demain se jouent majoritairement dans les villes qui, comme on l'a vu au moment du déroulement des COP, offrent des terrains d'expérimentation plus souples que ceux des États qui véhiculent le poids d'intérêts contradictoires. Désormais reconnues comme acteurs incontournables pour trouver des solutions à la hauteur des enjeux, les collectivités pratiquent une logique de bottom-up (du bas vers le haut), en s'appuyant sur les réalisations concrètes venant des territoires tout renforçant les capacités même des États à prendre des engagements « descendants » (top-down). L'appartenance à l'un des nombreux réseaux de villes¹⁰, est un moyen pour une collectivité de

⁸Température d'une atmosphère saturée en vapeur d'eau

⁹Non-State Actor Zone for Climate Action (nazca) dont le bilan des actions a été présenté dans un rapport daté de septembre 2018 « CooperativeClimate Action : Global Performance & Delivery in the Global South »

¹⁰L'association « Climate Chance » qui regroupe l'ensemble des acteurs non étatiques en a fait une recension dans son récent rapport https://www.climate-chance.org/wp-content/uploads/2018/12/cahier_2_complet_climatechance_rapportannuel_2018.pdf

se saisir de l'ensemble des enjeux environnementaux et de les appliquer selon les impératifs du contexte local indépendamment des injonctions nationales parfois inadaptées.

2. Les politiques urbaines intégrées climat/air/énergie/santé

Le rapport du Sénat¹¹ sur : « les collectivités territoriales et le changement climatique » introduit l'expérience française d'adoption de Plans climat-air-énergie territoriaux¹² (PCAET) instaurés en 2010 par la loi Grenelle 2.

2.1 L'intégration air/climat/énergie de mieux en mieux reconnue

La diminution des particules carbonées dans l'air se traduit par un bénéfice conjugué pour l'air et pour le climat dans la mesure où les polluants toxiques et les GES proviennent des mêmes sources liées à la combustion des combustibles fossiles. Ainsi, en diminuant les particules de carbone nombreuses en ville, il est possible non seulement de diminuer les GES mais aussi de sauver des vies et d'encourager la qualité de vie des populations urbaines vieillissantes dans les pays occidentaux. Une première constatation concerne l'importance des SLFC (Short-Lived Climate Forcers) qui, bien qu'ayant une durée de vie plus courte que les GES, contribuent au forçage radiatif¹³ tout en ayant des effets délétères sur la santé. Parmi ces gaz toxiques, le protoxyde d'azote est plutôt un gaz émis par le monde agricole tandis que les particules et l'ozone sont des polluants très présents dans les atmosphères urbaines.

2.1.1 Les politiques air/climat interrogent les enjeux énergétiques de la ville.

La transition énergétique des villes passe par une mutation du système urbain qui se polarise autour de l'énergie qui n'est plus seulement la ressource distribuée par un opérateur historique mais devient une compétence nouvelle des métropoles. Ces nouveaux dispositifs génèrent innovations et expérimentations qui peuvent être partagées entre des opérateurs privés et publics et dynamiser de nombreux secteurs : recherche de bâtiments économes en énergie, densification urbaine, réflexions sur les modes de transport, bénéfice sanitaire etc. *L'évolution du secteur des transports urbains* illustre les efforts effectués pour réduire les émissions de gaz polluants et de GES : de nouvelles stratégies ont été mises en œuvre : évolution des villes vers les TCSP (transports en communs en site propre), restrictions du stationnement, péages urbains, péages inversés... Ces innovations sont aussi couplées avec des dispositifs impliquant les habitants comme la régulation de la mobilité, l'optimisation des déplacements, mais aussi les systèmes d'auto lib ou d'auto partage. *Le secteur de l'habitat* qui représente environ 30% des émissions de GES est concerné par différentes modalités de la transition énergétique. Des programmes pour isoler les logements sont mis en œuvre en offrant des aides pour faciliter des investissements lourds qui seront remboursés à plus long terme par les économies d'énergie réalisées (Ecorenov à Lyon). L'extension des réseaux de chaleur permet l'accès généralisé à un mode de chauffage propre affranchi des énergies fossiles.

¹¹Rapport du Sénat, octobre 2015 <http://www.senat.fr/rap/r15-108/r15-1081.pdf>

¹²Les modalités d'élaboration et de mise à jour de ces nouveaux plans (obligatoires pour les établissements de coopération intercommunale (EPCI) à fiscalité propre de plus de 20 000 habitants) sont précisées dans la loi n° 2015-993 du 17 août 2015 relative à la transition énergétique pour la croissance verte, le décret n°2016-849 du 28 juin 2016. Ils devront être réalisés au plus tard le 31 décembre 2018.

¹³Selon les rapports du GIEC, (1997 et 2007), le forçage radiatif est une mesure d'un déséquilibre du bilan énergétique du système Terre-atmosphère (exprimé en watts par mètre carré ou W/m²). Le système climatique réagit au forçage radiatif de façon à rétablir l'équilibre énergétique. Un forçage radiatif positif a tendance à réchauffer la surface du globe tandis qu'un forçage radiatif négatif a tendance à la refroidir.

2.2 L'intégration de bénéfices sanitaires demande plus de vigilance

La santé est-elle toujours affichée comme étant le bénéfice ultime, la finalité de tous les efforts effectués en faveur de la maîtrise de la pollution ? La santé n'est pas plutôt considérée comme une contrainte et éventuellement comme un bénéfice collatéral issu d'autres politiques sectorielles dont les résultats sont plus tangibles. Au nom de chiffres aussi abstraits que celui de 48000 morts par an, elle interdit de faire du feu à l'âtre, de rouler dans une voiture diesel, de brûler les déchets verts etc... Le rapport du Lancet¹⁴ (2018) encourage les bénéfices simultanés air/atmosphère en agissant sur ce système complexe. Outre la baisse des émissions, le bénéfice sanitaire des mesures de restriction de circulation en ville consiste à encourager les habitants à changer leur mode de déplacement voire leurs habitudes de mobilité en optant pour une mobilité active plutôt qu'en assurant la promotion de véhicules alternatifs. Le vélo a connu un essor certain ces dernières années et à Copenhague, il représente 41% de la part modale des déplacements incompressibles.

2.2.1 Des points de vigilance sont indispensables pour concilier les économies d'énergie, la baisse des émissions de GES avec les impératifs de la qualité de l'air

L'un concerne le chauffage au bois tandis que l'autre porte sur la conservation d'un niveau de confort important dans les maisons. Il est essentiel que les économies d'énergie ne se traduisent pas par la détérioration de la qualité de l'air intérieur ou de celle du confort thermique. Un autre point de vigilance concerne les contradictions éventuelles entre l'étalement urbain, la qualité de l'air et l'îlot de chaleur urbain (ICU). Dans un but de réduire l'étalement urbain qui a fait l'objet de nombreux dénigrement de la part des urbanistes (extension des réseaux, mobilité automobile, disparition de terrains agricoles et naturels) on observe depuis les trente dernières années un retour, dans les politiques publiques des villes vers la densification qui contribue à constituer, dans ce centre-ville, très minéral, l'îlot de chaleur urbain qui a des effets négatifs sur la santé des citoyens. Les retours d'expérience effectués au lendemain de la canicule de 2003 ont montré que les excès de mortalité se trouvaient au centre des villes et dans les logements mal isolés et situés dans les étages supérieurs. Un guide, réalisé par l'EHESP (Ecole des Hautes Etudes en Santé Publique) en 2014: «*Agir pour un urbanisme favorable à la santé*» insiste sur les antagonismes qui peuvent exister entre la santé des habitants et la densification dans un contexte de multiplication des canicules¹⁵.

2.3 Encore bien des difficultés restent à surmonter

Pour intégrer les exigences climatiques, le fonctionnement institutionnel doit être modifié pour pouvoir agir de manière intégrée et transversale ce qui suppose de revoir la gestion des projets de manière à ce qu'ils transgressent le carcan des silos administratifs et des champs de compétence des élus. La convergence des politiques air/climat/énergie se traduit par un bénéfice sanitaire qui relève de la santé environnementale et donc plus difficile à saisir par les institutions et à intégrer dans les outils de planifications des politiques urbaines destinés à répondre à une logique normative de croissance et de marketing urbain. Or, les bénéfices sanitaires préconisés se conjuguent avec la sobriété de l'économie et la maîtrise des ressources selon les principes du métabolisme et du recyclage urbains. Les institutions doivent alors s'adapter à une autre vision de la ville qui doit inventer de nouvelles formes de gouvernance pour mieux répondre aux exigences d'une ville décarbonée, plus saine et plus juste.

¹⁴[https://www.thelancet.com/journals/lancet/article/PIIS0140-6736\(18\)32594-7/fulltext](https://www.thelancet.com/journals/lancet/article/PIIS0140-6736(18)32594-7/fulltext)

¹⁵D'ici la fin du siècle, Paris, selon Météo-France, risque de connaître 4 fois plus de jours très chauds : température diurne supérieure à 30°C.

2.3.1 La solidarité dans une ville inclusive.

Pour mener à bien la maîtrise de la qualité de l'air, les villes auraient besoin de nouer des solidarités territoriales nécessaires pour instaurer des restrictions d'accès mais les solidarités territoriales sont-elles assez fortes pour s'unir dans le sens d'une amélioration de la santé publique globale ? Les investissements que nécessite la ville intelligente mobile et connectée n'ont-ils pas tendance à se concentrer vers la ville dense au détriment des périphéries ? En effet, la réussite des plans mis en œuvre dépend en grande partie de leur appropriation par les populations dont les changements de comportements qui sont essentiels ne se décident pas par décret, mais nécessitent une politique de proximité. Les élus, en collaboration avec les associations ont à cœur de s'appuyer sur le développement d'une conscience et d'une solidarité planétaire qui se décline par de petits gestes pour le bénéfice d'un territoire local.

Conclusion

Cette évolution de l'humanité vers la planétarisation est ambivalente. D'une part, les nouveaux moyens de communication permettent de construire une culture commune dont l'émergence est imposée par l'urgence des catastrophes climatiques qui menacent la terre. Mais d'autre part, cette mondialisation peut laisser apparaître des concurrences, des rivalités et des conflits qui peuvent dans certains cas susciter des crispations autour d'identités territoriales. Sans oublier que les échanges peuvent aussi être des vecteurs d'épidémies et des facteurs de distribution rapide des maladies. C'est une véritable transformation de la relation entre l'humanité et la planète qui s'impose ; or, les actions entreprises ne sont pas à l'échelle de ces enjeux même si, surtout dans les villes, une dynamique, encore confinée à quelques actions, commence à apparaître. Le changement culturel exigé est profond et les institutions n'en ont pas toujours pris la mesure ainsi que le monde économique et financier qui, appuyé par le pouvoir consumériste et la sensibilité des populations, peut agir en faveur de la transformation du système énergétique à l'échelle planétaire et de la réduction du poids des activités sur le système terre.

Bibliographie

- ADEME, 2016. Changer les comportements, faire évoluer les pratiques sociales vers plus de durabilité L'apport des sciences humaines et sociales pour comprendre et agir, 183p.
<https://www.ademe.fr/sites/default/files/assets/documents/changer-les-comportements.pdf>
- Allen, M. R., Frame, D. J., Huntingford, C., 2009, «The proportionality of global warming to cumulative carbon emissions», *Nature*, 459(7248), p. 829-832.
- Bourg D., 2018. Une nouvelle terre, Desclée de Brouwer, 240 p.
- Dupuy J.P., 2004. Pour un catastrophisme éclairé. Quand l'impossible est certain, Points essais, 224 p.
- Roussel I., 2016. «Regards sur l'accord de Paris», *Pollution atmosphérique*, N°228,
<http://lodel.irevues.inist.fr/pollution-atmospherique/index.php?id=5520>
- UNFCCC *The United Nations Framework Convention on Climate Change Recommendations for UNFCCC negotiators and policy-makers on maximizing the health benefits of tackling climate change and avoiding the worst health impacts of this global challenge.*
https://unfccc.int/sites/default/files/resource/WHO%20COP24%20Special%20Report_final.pdf

PERCEPTIONS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES PAR LES POPULATIONS DU SIXIEME ARRONDISSEMENT DE COTONOU

VIGNINO T. (1), YABI I. (2) et HOUNDOLO N.R. (3)

(1) Laboratoire d'Etudes des Dynamiques Urbaines et Régionales (LEDUR), Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi (UAC-Bénin), tousvigni@yahoo.fr

(2) Laboratoire Pierre Pagny "Climat, Eau, Ecosystème et Développement" (LACEEDE), Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi (UAC)

(3) Master Intégration Régionale et Développement (MIRD), Université d'Abomey-Calavi (UAC-Bénin)

Résumé : La présente recherche s'intéresse aux perceptions des changements climatiques par les habitants du sixième arrondissement de Cotonou au sud du Bénin. Une enquête conduite auprès de 170 chefs de ménage a permis d'obtenir les informations relatives aux manifestations des changements climatiques perçus, aux causes des risques environnementaux et aux mesures d'adaptation aux difficultés. L'utilisation des paramètres comme la fréquence relative, le pourcentage et facteur de consensus Informateur (FCI) de même que les illustrations graphiques ont permis de traiter les informations. La majorité (93%) des enquêtés sont conscients des changements climatiques au cours de ces dernières décennies. Les pluies abondantes (85 %) et irrégulières (80 %), la tendance au réchauffement thermique (85%), la forte fréquence des événements météo-climatiques extrêmes (60 %) sont les changements les plus perçus. Les causes les plus citées concernent les activités humaines à savoir le déboisement, les feux de végétation (55 %), l'évolution naturelle du système climatique (45 %), la colère des dieux ou des esprits tutélaires (40%).

Mots clés: Cotonou, changements climatiques, perceptions, adaptations.

Summary: Population perceptions of the sixth borough of Cotonou on climate change. This paper delves into the perceptions the inhabitants of the tenth district of Cotonou have about climate changes in South Benin. A perception survey of 170 family heads helps to get information about the manifestations of the perceived climate changes, the causes of environment risks and about accommodations to the difficulties. The use of parameters like the relative frequency, the percentage and the Informant Consensus Factor (ICF) as well as the graphic illustrations have helped to process information. 93 % of the surveyed family heads are aware of the climate changes during these last days. Heavy rains (85%), irregular rains (80%), the trend to warm weather (85 %), the high frequency of extreme meteorological/climatic events (60 %) are the most perceived changes. The most named causes are human activities such as deforestation, vegetation fires (55 %), the natural evolution of the climate system (45 %), the anger of the gods or of tutelary spirits (40 %).

Keywords: Cotonou, climate change, perceptions, adaptations.

Introduction

Les changements climatiques et leurs impacts constituent aujourd'hui l'un des sujets les plus préoccupants de la communauté internationale. Le réchauffement de la planète Terre modifiera la configuration des précipitations et accentuera la variabilité climatique ainsi que la fréquence et l'intensité des événements climatiques extrêmes (IPCC, 2007).

Les événements météorologiques extrêmes s'avéreront plus désastreux pour les communautés urbaines dépourvues de solutions durables de lutte contre ces événements (Tenté, 2000), les pays en développement étant plus vulnérables aux changements climatiques que les pays riches. Les changements climatiques ont des impacts multisectoriels, ce qui accentue la vulnérabilité des États et par ricochet celle des populations (Totin, 2005). L'évolution climatique actuelle caractérisée par une tendance à la baisse des totaux pluviométriques et une hausse des températures maximales et minimales exerce une forte contrainte sur les activités agricoles, et donc, sur la subsistance des populations (Yabi et Afouda, 2006). L'IPCC (2007) que

prévoit les changements du climat toucheraient les zones côtières de diverses manières et indique que les changements, qui s'opèrent actuellement au niveau de la température et des précipitations, accentueront probablement la fréquence des inondations, comme ce sera le cas de la ville de Cotonou où les populations démunies seront davantage exposées aux ravages des phénomènes climatiques extrêmes (inondations, sécheresses, tempêtes, etc.) (Orékan, 2007).

Ainsi, les changements climatiques représentent aujourd'hui un facteur d'instabilité dont la portée ne peut être appréciée qu'au regard des perceptions des populations et leurs capacités locales d'adaptation. C'est pour cette raison que Boko (1988) a estimé que les relations climat-sociétés doivent être bien définies afin de mieux apprécier la nature et l'impact des risques climatiques. C'est dans ce contexte climatique chargé de risques menaçant le bien-être des populations que le présent travail intitulé "**perceptions des changements climatiques par les populations du sixième arrondissement de Cotonou**" est choisi.

En effet, la commune de Cotonou est située sur le cordon littoral qui s'étend entre le lac Nokoué et l'océan Atlantique. Elle est limitée au nord par la commune de Sô-Ava et le lac Nokoué, au sud par l'océan Atlantique, à l'est par la commune de Sèmè-Kpodji et à l'ouest par celle d'Abomey-Calavi. Elle couvre une superficie de 79 km² et est constituée de 13 arrondissements dont le sixième (6^{ème}) notre cadre d'étude (figure 1).

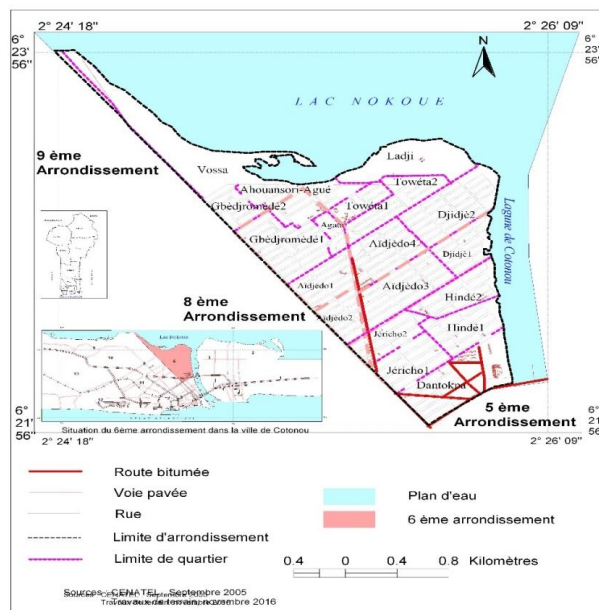


Figure 1. Situation géographique du sixième arrondissement de la ville de Cotonou.

Le climat est de type subéquatorial avec deux saisons de pluies d'inégales durées et deux saisons sèches. La première saison de pluies (la plus longue), s'étend de mi-mars à mi-juillet soit environ 15 décades avec une pluviométrie d'environ 700 mm. La seconde saison pluvieuse, plus courte, dure de septembre à mi-novembre ; soit environ 6 à 7 décades avec une pluviométrie qui oscille autour de 200 mm.

Les températures moyennes varient, quant à elles, entre 24° à 30°C en saison des pluies et de 23° à 33°C en saison sèche. Les plus basses températures sont observées en août en raison de la forte nébulosité et du phénomène de l'*Upwelling* alors que les plus fortes valeurs sont observées en mars correspondant à la fin de la saison sèche et au début de la saison pluvieuse. Quant aux vents, ils sont relativement modérés, avec la prédominance des vents du sud-ouest et nord-est sauf que la région connaît périodiquement le passage d'un vent frais et sec (harmattan) soufflant du nord-ouest vers le sud-est, de novembre à février (Boko, 1988).

Le relief de la commune est peu accidenté avec des marécages. Il a deux caractéristiques principales : des dépressions longitudinales parallèles à la côte et des bas-fonds érodés par l'écoulement des eaux pluviales qui communiquent avec le lac Nokoué. La ville est coupée en deux par le chenal appelé « Lagune de Cotonou », reliant le lac à la mer. Elle est creusée par les Français en 1894.

2. Approche méthodologique

L'approche méthodologique adoptée dans le cadre de cette recherche est axée sur trois points : la collecte des données, leur traitement et l'analyse des résultats. Un échantillon de 171 ménages a été enquêté dans l'ensemble des quartiers du sixième arrondissement de la ville de Cotonou. Le tableau 1 montre le nombre de personnes enquêtées par quartier.

Tableau 1 : Répartition des ménages enquêtés par localités.

Quartiers de ville	Effectifs des ménages	Nombre de personnes enquêtées
Aïdjèdo I	1360	13
Aïdjèdo II	1235	10
Gbèdjromèdé	2540	15
Hindé I	1256	19
Hindé II	1563	19
Ahouansori-Agué	1769	12
Djidjè I	1520	19
Djidjè II	1154	15
Ladji	2120	22
Vossa	2530	27
Total	16630	171

Source : Enquêtes de terrain, Septembre, 2014

A ces chefs de ménages, s'ajoutent d'autres personnes enquêtées : des chefs de quartiers (10), le Chef d'arrondissement et deux agents du Comité de Développement de Quartier (CDQ). Le choix des personnes enquêtées répond à l'un des critères suivants : être âgé de 20 ans au moins et avoir vécu dans l'arrondissement au moins 15 ans ; être membre du Comité de Développement de Quartier afin de mieux informer sur les mesures prises en cas de conséquences des changements climatiques ; avoir une connaissance des manifestations des changements climatiques. Par ailleurs, l'aspect genre et le critère d'âge ont été pris en compte dans le choix des personnes. Ainsi, l'échantillon est constitué de : 86 jeunes personnes (âgées de 45 ans au plus) dont 50 hommes et 36 femmes ; 85 vieilles personnes (âgées de plus 45 ans) dont 50 hommes et 35 femmes.

Pour collecter les données et informations auprès de l'échantillon défini, plusieurs techniques et outils ont été mis à contribution : entretien individuel par questionnaires, entretien de focus-group par guide d'entretien, observations directes de terrain par guide d'observation. Les investigations socio-anthropologiques ont porté sur les perceptions des populations sur les changements climatiques. Les différentes données recueillies ont été traitées et les résultats analysés.

3. Résultats

3.1 Niveau de conscience populaire des mutations climatiques

Les enquêtes de terrain ont permis de savoir que l'immense majorité des populations du sixième arrondissement de Cotonou est conscient des mutations climatiques (figure 2).

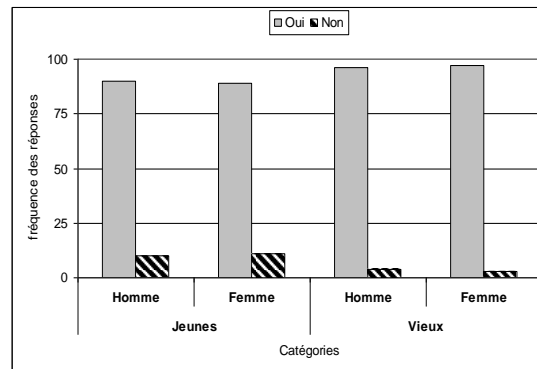
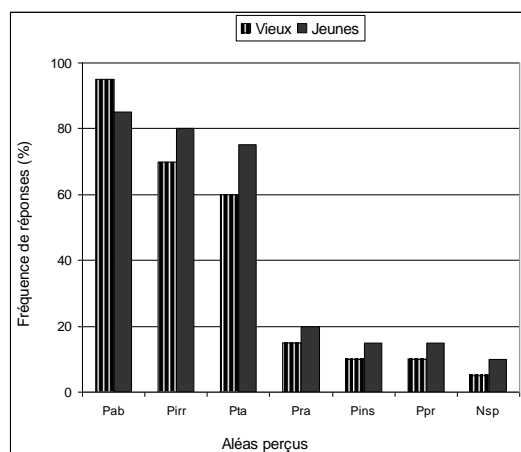


Figure 2. Avis des populations sur les mutations climatiques

En moyenne 93% des personnes interrogées sont conscientes des perturbations climatiques au cours de ces dernières décennies. Le pourcentage des personnes âgées ayant répondu par l'affirmation est plus élevé tant au niveau des hommes (96%) que des femmes (97%) alors que chez les jeunes cet avis est partagé par 90% et 89% respectivement par les hommes et les femmes. En effet, certains jeunes de 20 ans, n'ayant connu que les conditions climatiques des dernières années, n'en sont pas conscients. Aussi les personnes qui sont conscientes des mutations climatiques ne sont pas de même avis sur les différents paramètres expliquant ces changements.

3.2 Mutations pluviométriques perçues par les populations

Les différentes mutations pluviométriques perçues par les populations du 6^{ème} arrondissement de Cotonou sont illustrées par la figure 3.



Légende : Pab = Pluies abondantes ; Pirr = Pluies irrégulières ; Pta = Pluies tardives ; Pra = Pluies rares ; Pins = Pluies insuffisantes ; Ppr = Pluies précoces ; Nsp = Ne sais pas

Figure 3. Perceptions des mutations pluviométriques par les populations.

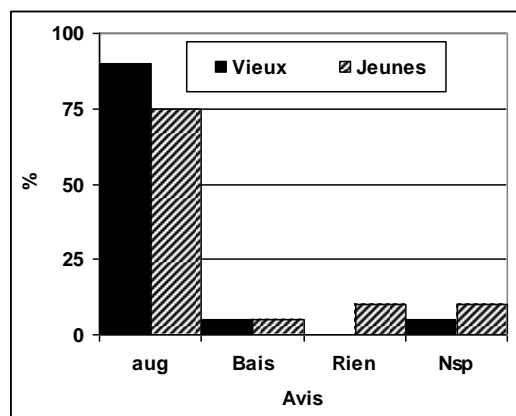
La figure 3 montre que les vieux et les jeunes (95% et 80% respectivement) pensent que les pluies sont devenues plus abondantes. De même, la majorité des personnes interrogées estiment que les pluies sont irrégulières et tardives. Les jeunes (80 et 75%) sont plus sensibles à ces deux

aléas que les vieux (70 et 60%). Aussi, faut-il remarquer que c'est une minorité de personnes des deux âges qui ont remarqué les autres aléas (pluies précoces, pluies insuffisantes).

Dans l'ensemble, les perceptions populaires les plus dominantes vont dans le sens de l'instabilité pluviométrique à Cotonou. De ce point de vue les perceptions des populations concordent avec les résultats des analyses statistiques des données pluviométriques qui ont montré une tendance vers la hausse des totaux pluviométriques depuis les années 1990. En effet, les enquêtés ont tous affirmé que les inondations sont devenues plus fréquentes depuis les dernières années.

3.3 Modifications thermométriques perçues par les populations

La majorité des personnes interrogées sont sensibles aux modifications des conditions thermiques (figure 4).



Légende : Aug = Augmentation ; Bais = Baisse ; Rien = Pas de modifications ; Nsp = Ne sais pas

Figure 4. Perceptions des populations sur les modifications thermiques

L'augmentation des températures a été perçue par 90% des personnes âgées et 75% des jeunes. Par contre 5% de chaque catégorie ont plutôt perçu une baisse de température. De même, 10% des jeunes n'ont perçu aucune modification de ce paramètre. Au regard de ces résultats, on peut conclure que les perceptions populaires sont globalement en accord avec les résultats d'analyse statistique des données de température. Par ailleurs, les populations perçoivent plus les vagues de chaleur vers la fin de la saison sèche et le début de la saison pluvieuse (fin février, mars et avril). Dans l'ensemble cette perception est concordante avec les analyses scientifiques dans la mesure où les augmentations importantes de température au cours de ces dernières décennies ont été enregistrées au cours du mois de février (température maximale) et mars à Cotonou. Outre les conditions thermiques, les mutations relatives aux vitesses des vents ont fait l'objet d'investigations.

3.4 Perceptions des vitesses de vent

La majorité des personnes interrogées (65%) ont perçu une tendance à l'augmentation des vitesses de vent. Il y a tout de même 20% des personnes interrogées qui pensent que les vitesses de vent n'ont pas varié et 5% qui ont perçu une baisse des dites vitesses à Cotonou.

Les personnes (65%) qui pensent que les vitesses de vent ont tendance à augmenter font référence aux effets dévastateurs du vent (cassure des branches, arrachage d'arbres, emportement des toitures d'habitations). Selon ces personnes c'est au début de la saison pluvieuse (mars, avril) que ces vents qui accompagnent les premières pluies font ravage. Cet avis est beaucoup plus partagé par les jeunes (90%) alors que chez les vieux les avis sont plus nuancés. Cette différence d'opinions pourrait s'expliquer par le fait que les personnes âgées ont

vécu par le passé des expériences de vents plus forts (années 50 et 60) contrairement aux jeunes qui n'ont vécu que les vents des années 90 et 2000.

Les données de vitesses de vent analysées ne montrent pas une tendance à l'augmentation des vitesses de vents à Cotonou, bien au contraire. Il y a alors une divergence entre la perception de la majorité des personnes enquêtées avec les résultats d'analyse des données. De même, les fortes valeurs de vitesses ne sont pas enregistrées au début de la saison pluvieuse contrairement à la perception dominante. Mais, il convient de préciser que les vitesses de vents du mois de mars et avril sont légèrement supérieures aux vitesses des mois de janvier et de février. En effet, les manifestations pluvio-orageuses du début de la saison pluvieuse peuvent donner l'impression que les vents sont les plus forts alors qu'en réalité les plus fortes valeurs sont enregistrées en décembre, juillet et août.

Cette divergence entre les perceptions et les valeurs mesurées des vitesses de vents pourrait s'expliquer par le fait que les perceptions populaires exagèrent la réalité d'une part ou que la qualité et la solidité des toitures est telle qu'elles peuvent être emportées ou détruites par les vents modérés ou moyennement forts. Une recherche plus approfondie sur l'applicabilité de l'échelle de Beaufort au Bénin est indispensable pour élucider cette question. Pour les populations, plusieurs causes expliquent ces changements climatiques. Les plus citées concernent les activités humaines à savoir le déboisement, les feux de végétation (55 %), l'évolution naturelle du système climatique (45%), la colère des dieux ou des esprits tutélaires (40%).

Conclusion

Au total, la majorité des personnes enquêtées ont perçu des mutations climatiques multiformes. En dehors des vitesses du vent, il y a une relative concordance entre ces perceptions et les résultats d'analyse statistique des données. Dans ce contexte, il s'avère que les populations et les autorités locales du sixième arrondissement de Cotonou méritent d'être impliquées dans la gestion intégrée des ressources et la formulation des solutions adaptées au contexte de l'arrondissement. Des programmes de recherche pluridisciplinaire doivent être mis en place pour adapter les aménagements futurs dans cet arrondissement de Cotonou aux changements climatiques.

Références bibliographiques

- Boko M., 1988. Climats et communautés du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres et Sciences Humaines. Université de Bourgogne, Dijon. 2 volumes, 608 p.
- IPCC., 2007. Guide méthodologique pour l'étude de la vulnérabilité et adaptation. Island Press, Cavali, California, 300 p.
- Orekan V., 2007. Traitement et analyse des données LANDSAT 7. *Elaboration de la carte forestière, Exécution d'un Inventaire Forestier National (IFN)*. Projet Bois de Feu, phase II, Cotonou, Bénin, 61 p.
- Tenté B., 2000. Dynamique actuelle de l'affectation des terres dans le massif de l'Atacora : Secteur Perma-Toucountouna. Mémoire de DEA, EDP, UNB, 83 p.
- Totin V. S. H., 2005. Tendances hydro climatiques et scénarios de gestion des ressources en eau sur les plateaux du Sud Bénin. Mémoire de DEA, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 83 p.
- Yabi I. et Afouda F., 2006. Variabilité des hauteurs et du nombre de jours de pluie dans la région de transition climatique béninoise. *Climat et développement*, Université d'Abomey-Calavi, (1) : 13-22.



IMPACT

IMPACTS

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CEREALICULTURE EN NORMANDIE : QUELLES PERSPECTIVES POUR 2100 ?

BEAUVAIS F. (1), CANTAT O. (1) et MADELINE P. (2)

(1) Université de Caen Normandie, LETG - Caen UMR 6554 CNRS, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex
francois.beauvais@unicaen.fr

(2) Université de Caen Normandie, ESO - Caen UMR 6590 CNRS, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex

Résumé : *En Normandie, le changement climatique pourrait avoir des conséquences sur le cycle du blé tendre, culture qui occupe une place importante dans les productions végétales régionales. Dans le cas de dates de semis inchangées à l'horizon 2100, l'avancée des stades phénologiques liée au réchauffement permettrait de contrer la hausse redoutée de l'échaudage thermique et du déficit hydrique. Toutefois, à cause de cette précocité de nouveaux impacts se révèlent : basses températures à laméiose, diminution du nombre de jours de vernalisation lors du tallage, déficit de rayonnement en cours de montaison.*

Mots clés: *Changement climatique, Modélisation, Agroclimatologie, Blétendre, Normandie.*

Summary: *Soft wheat occupies an important place in Normandy crops productions. Climate change could lead to impacts on the crop cycle. In the case of unchanged sowing dates by 2100, the anticipation of phenological stages linked to the temperature increase would avoid the fear of scalding days' rise and water deficit. However, because of this precocity, news consequences emerged: lower temperatures during meiosis, decrease of the days of vernalization during tillering and solar radiation between stem elongation and flowering.*

Keywords: *Climate Change, Modélisation, Agroclimatology, Soft wheat, Normandy.*

Introduction

En Normandie, le blé tendre représente 10,4% de la production nationale sur la période 2000-2016. Cette céréale tient donc une place importante dans les cultures régionales mais celle-ci pourrait être fragilisée par le changement climatique. Une stagnation des rendements a d'ailleurs déjà été observée en France depuis le milieu des années 1990 (Gate, 2008 ; Brisson et alii, 2010). En effet, l'avancée calendaire des stades phénologiques n'a pas permis de contrer les excès thermiques devenus plus récurrents, tout comme les sécheresses de plus en plus marquées. Ceci explique les efforts de recherche génétique pour trouver des variétés plus tolérantes à ces stress qui pourraient se renforcer à l'avenir (Gate, 2008). Toutefois, il convient de se demander si l'accentuation du raccourcissement du cycle de la plante, par élévation de la température d'ici 2100, pourrait ou non permettre d'éviter ces contraintes en Normandie. En définitive, la nouvelle donne climatique permettra-t-elle toujours des conditions favorables à la culture du blé tendre en Normandie en 2100 ?

Les terrains d'étude présentés ici sont deux grandes plaines céréalières normandes : le secteur de Caen, à l'ouest, et celui d'Evreux, à l'est (Figure.1). Le premier est sous l'influence d'un climat océanique, tandis que le second est dégradé par des effets de continentalité et d'abri plus marqués. Ces facteurs géographiques locaux se matérialisant sur la Normale climatique 1981-2010 de Météo-France par des conditions nettement plus sèches à Evreux (605 mm contre 740 mm à Caen) et des caractères thermiques saisonniers plus contrastés se reflétant par un hiver plus froid (52 jours de gel contre 32 à Caen) et un été plus chaud (33 jours de chaleur contre 23 à Caen).

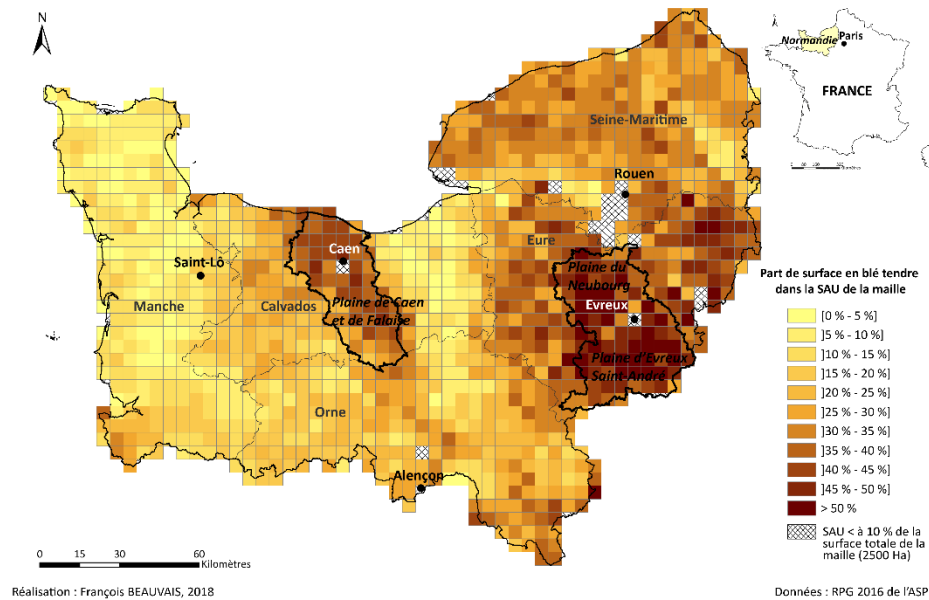


Figure 1. Localisation des terrains d'étude et part de la surface en blé tendre dans la surface agricole utile.

1. Données et méthode

Afin de projeter les agrosystèmes à l'horizon 2100, des données issues de la modélisation prédictive du climat sont nécessaires. Ici, il s'agit des données CNRM-2014 sorties du modèle régional ALADIN-Climat avec une résolution spatiale de 8x8 km (grille Safran). Les simulations sont produites pour une période de référence (1976-2005) et une période lointaine (2071-2100) selon trois scénarios RCP (Representative Concentration Pathway) du GIEC afin d'exprimer les changements du bilan radiatif au sommet de la troposphère (IPCC, 2014). Le premier (RCP 2.6) correspond à une réduction des GES (gaz à effet de serre) à l'échelle internationale. Le deuxième (RCP 4.5) fait écho à une stagnation de l'évolution du bilan radiatif en seconde partie du siècle. Le troisième (RCP 8.5) illustrerait le climat possible sans politique climatique à l'échelle internationale.

Ces données sont introduites dans une modélisation agroclimatique du blé tendre d'hiver pour les deux plaines agricoles étudiées. Le cycle de la culture est simulé à partir d'une somme de températures (base 0°C ; écrêtage à 28°C) relative à l'atteinte des différents stades phénologiques, tout en tenant compte des impacts pouvant perturber les composantes de rendement. La modélisation repose sur des données écophysiologiques (travaux de Philippe Gate – 1995 – et de l'Institut du végétal Arvalis). Les dates d'apparition des stades en période de référence coïncident avec ce qui peut être observé au champ dans les deux plaines, même si le biais froid du modèle Aladin engendre une légère surestimation de la durée du cycle par rapport aux simulations réalisées avec les données de Météo France de Caen et d'Evreux-Huest (durée du cycle : + 7 jours à Caen et + 8 jours à Evreux). Le manque d'eau pour le végétal est estimé à partir d'un bilan hydrique journalier à décroissance logarithmique selon la méthode de Thornthwaite et Mather (1955) afin d'intégrer la difficulté progressive de la plante à mobiliser l'eau de la réserve utile à mesure que celle-ci se vide. La demande climatique est celle du blé tendre (ETM, évapotranspiration maximale) par le jeu de coefficients culturaux, variant selon les périodes phénologiques comme exposé par Allen et alii (1998), multipliés à l'évapotranspiration (formule de Turc). Les RUM (réserves utiles maximales), choisies à partir des règles de pédotransfert, sont représentatives d'un sol type pouvant être rencontré dans ces

plaines agricoles¹⁶ tout en tenant compte de la profondeur d'exploration racinaire du blé (max : 110 cm) : 203 mm au nord de Caen et d'Evreux, 44 mm au Sud de Caen et 114 mm au sud d'Evreux. Le manque d'eau disponible provoque une diminution de l'activité photosynthétique de la plante ainsi qu'une baisse de son indice foliaire. Outre le déficit hydrique, l'apparition d'autres indicateurs phénoclimatiques sont recensés au travers des itérations permettant de les corrélés à la phénologie. L'échaudage thermique (température maximale supérieure à 25°C) lors de la croissance de l'épi et durant le remplissage des grains engendre respectivement un risque d'avortement des fleurs et une diminution du poids des grains. Un déficit de rayonnement durant la montaison peut, quant à lui, perturber la croissance, tandis qu'à la méiose c'est la fertilité des épis qui peut être affectée. C'est également le cas si les températures minimales sont inférieures ou égales à 4°C. Par ailleurs, le blé a besoin d'une période de vernalisation (température moyenne entre 3°C et 10°C) pendant le tallage hivernal, élément nécessaire pour qu'il puisse ensuite fleurir au printemps (Gate, 1995).

D'autres indicateurs phénoclimatiques recensés pour le blé (Gate, 1995) ne sont pas pris en compte dans cette étude car leurs évolutions sont moins significatives. En lien avec les préconisations Arvalis pour l'itinéraire technique et une enquête réalisée en 2016 (Beauvais, 2016), les simulations sont produites pour un semis le 15 octobre dans le Calvados et le 1^{er} octobre dans l'Eure. Au final, cette modélisation permet d'exposer les conséquences sur le blé tendre des évolutions possibles du climat.

2. Résultats

Seules les grandes tendances sont présentées mais les variabilités interannuelles sont visibles et analysables à partir des « boîtes et moustaches » de la figure 2. Il en va de même pour la représentativité des données modélisées par rapport aux données observées (1976-2005).

En appliquant le scénario RCP 2.6, le cycle du blé tendre serait raccourci de l'ordre de deux semaines (-14 jours à Caen et -17 jours à Evreux). Avec le RCP 4.5, la maturité serait atteinte un mois plus tôt (-28 jours à Caen et -31 jours à Evreux). Dans le cas du RCP 8.5, elle interviendrait un mois et demi plus tôt (-46 jours à Caen et -50 jours à Evreux). Les moissons ne s'effectueraient donc plus au cours de l'été mais à ces prémices, voire en fin de printemps.

Cette plus grande précocité des stades phénologiques permettrait de contrer les deux impacts les plus redoutés (échaudage thermique et sécheresse : Figure 2C ; 2B₁ et 2B₂), alors même que, paradoxalement, le climat deviendrait plus chaud et plus sec sur l'ensemble de la saison printanière et estivale. La montaison et le remplissage des grains ayant lieu plus tôt dans l'année, le blé éviterait les jours de chaleur de l'été. A Evreux, les situations échaudantes (8 jours), un peu plus nombreuses qu'à Caen (5 jours) du fait de la continentalité, verraient leur nombre diminuer avec les scénarios RCP 4.5 et 8.5 (-2 jours) durant le cycle du blé, se rapprochant ainsi de la situation caennaise globalement inchangée du fait du décalage de la saison végétative. Les réserves utiles seraient vides plus tôt dans l'année alors même que la demande en eau du végétal augmenterait. Cependant, avec l'anticipation des stades phénologiques, la phase du cycle sur laquelle l'eau manque au blé serait moins longue pour les RCP4.5 et 8.5, la moisson intervenant avant les sécheresses estivales les plus prononcées. Le déficit hydrique moyen actuel sur un cycle est d'environ 60 mm pour les deux espaces aux sols profonds, de 91 mm en sol moyen et de 127 mm en sol mince. Dans le cas du RCP 4.5, il serait

¹⁶Généralisation d'un sol type d'après l'expertise des pédologues Patrick Le Gouée pour la partie bas-normande (Université de Caen Normandie) et Aurélien Noraz pour la partie haut normande (Conservatoire d'Espaces Naturels Normandie Seine).

respectivement de 50, 74 et 106 mm. Avec le RCP 8.5, ces chiffres chuteraient à environ 35, 49 et 87 mm.

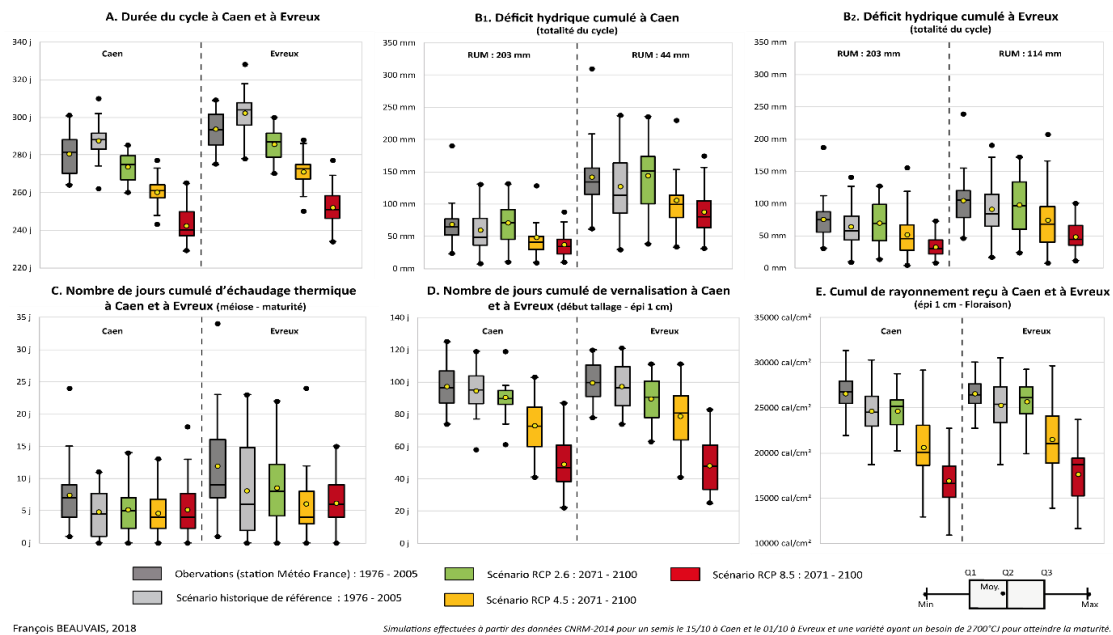


Figure 2. Evolution de plusieurs indicateurs phénoclimatiques du blé tendre à Caen et Evreux : comparaison entre la période de référence (1976-2005 observée et historique) et l’horizon lointain (2071-2100) pour trois scénarios RCP du GIEC (2.6, 4.5 et 8.5).

Toutefois, l’avancée calendaire des stades révèle aussi d’autres impacts qui pourraient survenir et par voie de conséquences perturber les rendements.

Il s’agit tout d’abord d’un déficit de rayonnement solaire en cours de montaison dans le cas des scénarios RCP 4.5 et 8.5 (Figure 2E). Cette phase ne débiterait plus mi-avril mais en sortie d’hiver, voire en cours d’hiver. Ce cumul, en moyenne de 24 650 cal/cm² à Caen et de 25 252 cal/cm² à Evreux entre 1976 et 2005, pourrait sur la période 2071-2100, diminuer de 4008 cal/cm² à Caen et de 3775 cal/cm² à Evreux avec le scénario RCP4.5, et de façon encore plus marquée avec le scénario RCP8.5 (7759 cal/cm² et 7615 cal/cm²). Par ailleurs, la méiose, qui a lieu au milieu du printemps, apparaîtrait un mois, voire deux mois plus tôt, selon les scénarios RCP 4.5 et 8.5. Malgré la hausse de la température, un risque serait présent car le début du printemps connaîtrait toujours des températures minimales basses (Tableau 1).

Tableau 1. Nombre de jours de froid à la méiose (avec Tn<4°C) à Caen et à Evreux pendant la période de référence 1976- 2005 et future 2071-2100 pour trois scénarios RCP du GIEC (2.6, 4.5 et 8.5).

	Période de référence 1976-2005		Période future 2071-2100		
	Observation	Modélisation	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
Caen	0,2 j	0,3 j	0,3 j	0,9 j	1,2 j
Evreux	0,5 j	0,3 j	0,8 j	2 j	3,4 j

En outre, les températures hivernales étant en hausse, le nombre de jours disponibles pour la vernalisation serait en baisse (Figure 2D). Sur la période 1976-2005, le blé a en moyenne 95 jours de vernalisation à Caen et 97 à Evreux. En 2100, la simulation RCP 2.6 ne montre pas d’évolution significative. En revanche, ce nombre pourrait tomber à 73 jours à Caen et 79 à Evreux pour le scénario RCP 4.5 et à environ 50 jours pour le scénario 8.5.

Dans le cas d'un réchauffement relatif aux scénarios RCP 4.5 et 8.5, pour que le blé puisse obtenir un rayonnement équivalent à la période de référence et éviter le froid à la méiose, il serait donc nécessaire de retarder la date de semis de plusieurs semaines. Toutefois, la fin de cycle arrivant au début de l'été, cela ne permettrait pas d'éviter l'échaudage thermique et le déficit hydrique (travaux en cours). A l'avenir, la céréaliculture serait alors prise en étau entre ces deux options. En effet, trouver un juste milieu pourrait être un pari risqué compte tenu de la variabilité interannuelle de la durée du cycle, puisqu'il existe et existera toujours des années plus chaudes et d'autres plus froides.

3. Discussion et perspectives

Cette approche climatologique pourrait être complétée en développant des réflexions géographiques plus systémiques, mais également en s'ouvrant vers d'autres disciplines.

Tout d'abord, les simulations régionales utilisées font abstraction de facteurs locaux. Or, à échelle fine, selon la topographie et le mode d'occupation du sol environnant, des différences peuvent être observées, expliquant que dans la réalité le seuil d'un indicateur phénoclimatique peut être franchi dans une parcelle et pas dans une autre. Ceci est particulièrement sensible dans la Plaine de Caen avec les effets de la brise de mer pénétrant plus ou moins dans les terres et rafraîchissant les espaces exposés. Des campagnes de terrain en cours permettront d'illustrer ces jeux d'échelles. Il serait également intéressant de dupliquer cette étude pour des données sorties d'autres modèles climatiques afin de dégager les incertitudes épistémiques. Par ailleurs, le bilan hydrique est une simplification du système complexe atmosphère-plante-sol et de ses interactions (Cantat et alii, 2009). Afin de tenir compte des différences que l'on peut obtenir par rapport à la réalité, une parcelle est actuellement en cours d'instrumentation. L'humidité du sol sera suivie à l'aide de tensiomètres (sondes TDR) durant la période végétative et les résultats pourront ainsi être confrontés à ceux du bilan hydrique calculé, tout en s'attachant à la diversité spatiale du sol au sein de cette parcelle.

Cette démarche agroclimatologique devra également associer une approche de sciences humaines afin d'intégrer plus concrètement la gestion des exploitations agricoles, la capacité d'adaptation des exploitants à ces changements et de connaître les éléments déjà envisagés par la profession (démarche initiée avec la Chambre Régionale d'Agriculture de Normandie). On ne manquera pas également d'intégrer le modèle économique puisqu'il occupe une place prépondérante dans la viabilité des exploitations agricoles.

Parallèlement, cette étude permettant d'estimer les nouveaux potentiels climatiques pour la plante devra être affinée en recourant à une approche agronomique, par l'intermédiaire d'un modèle de culture. Il serait notamment possible d'intégrer les mécanismes régissant la physiologie végétale afin d'estimer un potentiel de rendement. Des études telles que celles du projet CLIMATOR (2007-2010) montrent que malgré des évolutions climatiques peu favorables, notamment en conditions de sécheresse, les rendements, en France, ne seraient pas impactés grâce à l'effet valorisant du CO₂. De plus, les dates d'apparition des différents stades phénologiques déterminées à partir d'une somme de température pourraient être précisées par la prise en compte des éléments qui interviennent secondairement dans la durée du cycle de développement de la plante : photopériodisme, vernalisation, aléas climatiques (Gate, 1995).

Enfin, l'ensemble de l'étude pourrait être étendue à d'autres cultures régionales mais aussi sur d'autres espaces agricoles français.

Conclusion

Le changement climatique pourrait engendrer des conséquences sur la culture du blé tendre en Normandie plus ou moins accentuées selon les scénarios climatiques envisagés. L'élévation de la température engendrerait un raccourcissement de la durée du cycle de la plante. Dans le cas d'un semis au mois d'octobre (pratique actuelle), cette avancée des stades phénologiques permettrait d'éviter les jours de chaleur et de déficit hydrique estivaux. En contrepartie, le végétal pourrait souffrir d'un manque de rayonnement solaire lors de la montaison et serait davantage confronté à une période de froid à la méiose. Les hivers doux, quant à eux, provoqueraient une baisse du nombre de jours de vernalisation. En retardant de plusieurs semaines la date de semis, ces derniers impacts pourraient être évités mais alors les moissons s'effectueraient en été et le blé n'échapperait plus aux jours de chaleur et au manque d'eau, alors même que l'irrigation pourrait être contrainte (diminution de l'approvisionnement en eau des nappes phréatiques et des cours d'eau). Face à ces changements, la filière agricole peut s'adapter en cherchant de nouveaux idéo-types de blé ou en recourant à des variétés paysannes anciennes. Dans le cas où la génétique et le retour à la rusticité n'apporteraient pas de solutions, de nouveaux assolements pourraient être envisagés, sans quoi la viabilité des exploitations serait remise en cause.

D'ici 2100, l'avenir de l'agriculture normande dépend de nombreux facteurs. Les changements climatiques apparaissent comme un élément majeur, d'autant plus qu'ils impactent directement les facteurs agronomiques (résilience de la plante, maladies, ravageurs, pratiques agricoles...). Mais, dans le cadre d'une réflexion globale, il conviendra de ne pas négliger les facteurs économiques (rôle des conjonctures politiques nationale et internationale, place des productions destinées à l'exportation, essor des circuits de proximité) ou même sociologiques (capacité de la filière agricole à s'adapter aux changements).

Bibliographie

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements*. FAO Irrigation and Drainage, Paper 56, Rome, FAO, 300 p.
- Beauvais F., 2016. *Changement climatique et agriculture : quelles vulnérabilités et représentations d'un élément de forçage des agrosystèmes ?* Mémoire de Master 1 sous la direction conjointe de Cantat O et de Madeline P. Université de Caen Normandie, 253 p.
- Brisson N., Gate P., Gouache D., Charmet G., Oury FX., Huard F., 2010, Why are wheat yields stagnating in Europe? A comprehensive data analysis for France. *Field Crops Research*, **119**, 201-212.
- Brisson N., Levraut F., [Dir.], 2010, *Changement climatique, agriculture et forêt en France : simulation d'impact sur les principales espèces*. Le livre vert du projet CLIMATOR (2007-2010). ADEME, 336 p.
- Cantat O., Le Gouée P., Bensaid A., 2009, Rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelles fines et des bilans hydriques en Normandie. Actes des journées en climatologie 2009 « Climat et relief », Comité National Français de Géographie, Commission « Climat et société », 81-100.
- IPCC., 2014. *Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team., Pachauri RK., Meyer L.A (eds.)], Genève, IPCC, 151 p.
- Gate P., Blondlot A, Gouache D., Deudon O., Vignier L., 2008. Impacts du changement climatique sur la croissance et le développement du blé en France. Quelles solutions et quelles actions à développer ? *OCL*, **5**, 332-336.
- Gate P., 1995. *Ecophysiologie du blé : de la plante à la culture*. Paris Lavoisier, France, 424 p.
- Thorntwaite C., Mather J., 1955. *The water balance*. Centerton, Climatol, 104 p.

L'ARCHIPEL DE KERKENNAH FACE AUX EFFETS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES : ESSAI D'ÉVALUATION DES IMPACTS DE L'ÉLEVATION DU NIVEAU MARIN D'ICI LA FIN DU XXI SIÈCLE

BOUAZIZ R. (1)

(1) Département de Géographie/Laboratoire SYFACTE Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sfax.,
riadhbouaziz2014@gmail.com

Résumé : Bien qu'il soit encore à l'abri d'une occupation humaine intense, l'archipel de Kerkennah, situé dans la côte nord du golfe de Gabès en Tunisie, offre un cas significatif d'un milieu insulaire qui évolue principalement à cause des effets conjugués de l'élévation du niveau marin et la subsidence à laquelle est soumise la zone d'étude. Cette dernière, qui renferme un patrimoine écologique et culturel indéniable, connaît une érosion marine et une salinisation rapides et inquiétantes. Dans le contexte des changements climatiques, ces deux phénomènes, intimement liés, risquent d'entraîner, d'ici à l'horizon 2100, la perte d'une grande partie de l'archipel et même la disparition totale de certains îlots. Ce travail essaiera de réaliser, en se basant sur un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et des simulations faites à partir des scénarios futurs de l'élévation du niveau de la mer (GIEC 2007), une carte prévisionnelle présentant les zones littorales qui seront annexées à la mer d'ici la fin du siècle.

Mots clés: Changement climatique ; élévation du niveau marin ; MNT ; Simulation ; Kerkennah.

Summary: Although it is still safe from intense human occupation, the Kerkennah archipelago, located on the north coast of the Gulf of Gabes in Tunisia, offers a significant case of an island environment that is evolving mainly because of the combined effects of sea level rise and subsidence in the study area. The latter, which contains an undeniable ecological and cultural heritage, is experiencing rapid and worrying marine erosion and salinization. In the context of climate change, these two phenomena, closely linked, are likely to cause by the year 2100, the loss of a large part of the archipelago and even the total disappearance of some islets. On the basis of a Digital Elevation Model (DEM) and simulations made from future scenarios of sea level rise (IPCC 2007), this work attempts to create a predictive map presenting the coastal areas that will be annexed to the sea by the end of the century.

Keywords: climate change, sea level rise, DEM, Simulation, Kerkennah

1. Cadre général : un milieu naturel déjà fragile

L'archipel de kerkennah correspond aux terres émergées d'une plateforme continentale étendue et peu profonde qui domine la partie Nord du golfe de Gabes (la petite Syrte). Situé à 18 km à l'Est de la ville de Sfax, il s'étend sur près de 152km² et s'allonge sur une distance de 36 km (à vol d'oiseau) du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Fig. 1). Cet archipel est formé de deux grandes îles (Gharbi et Chargui) et 12 îlots de petites tailles et isolés par la mer ou par un paysage de marais maritimes (Chermadia, Sefnou, Rakkadiya, Roumadiya, Lazdad, Gremdi, et les six îlots de Hadj Hamida).

Bien qu'il soit encore à l'abri d'une occupation humaine intense et protégé par des hauts fonds occupés par la posidonie qui défavorisent l'action des vagues, cet archipel est exposé à des problèmes environnementaux multiples, notamment l'érosion marine et la salinisation des sols (Oueslati 1995, Slim et al 2004, Bouaziz 2012, Etienne 2015). Les travaux de terrain ainsi que la comparaison des photos aériennes datant de 1963 et les images satellites Google Earth de différentes dates (selon la zone) montrent que le rythme de la dégradation est assez inquiétant vu que l'archipel perd annuellement environ 0.8m de son littoral par l'érosion marine et environ

2 hectares de ses terres par la salinisation. Ces deux phénomènes, intimement liés, sont en rapport avec la vulnérabilité de l'archipel aux effets des changements climatiques accompagnés par la variation positive du niveau marin (GIEC 2007), ainsi que la succession des événements climatiques extrêmes et l'anthropisation récente du milieu (Dahech et al 2015). L'ampleur de ce risque est accentuée par la faiblesse de la topographie (point culminant: 13m), l'extension des terres humides de types sebkhas, chotts et marais maritimes (qui occupent déjà plus que 40% de la superficie), la dominance des formations tendres et surtout la subsidence active à laquelle est soumise la partie nord du golfe de Gabès qui aggrave encore les effets de l'élévation du niveau marin. Cette aggravation est prouvée par l'analyse des enregistrements marégraphiques fournis par le port de Sfax (Côte nord du golfe de Gabès), depuis le début du vingtième siècle, et qui indiquent que la remontée marine s'est faite à une vitesse de 4 à 5 fois plus rapidement que la moyenne mondiale évaluée à 2mm/an (Oueslati 2004). Les vestiges archéologiques totalement submergés et recouverts par une tranche d'eau de plus d'un mètre attestent bien de cette élévation et de l'importance de son rythme. Le cas le plus significatif est celui de Borj El Hsar où nous pouvons voir par marée basse, à environ 130m au large, des vestiges d'une construction antique, localement appelés "Hajret El Baou" (Fig. 1).

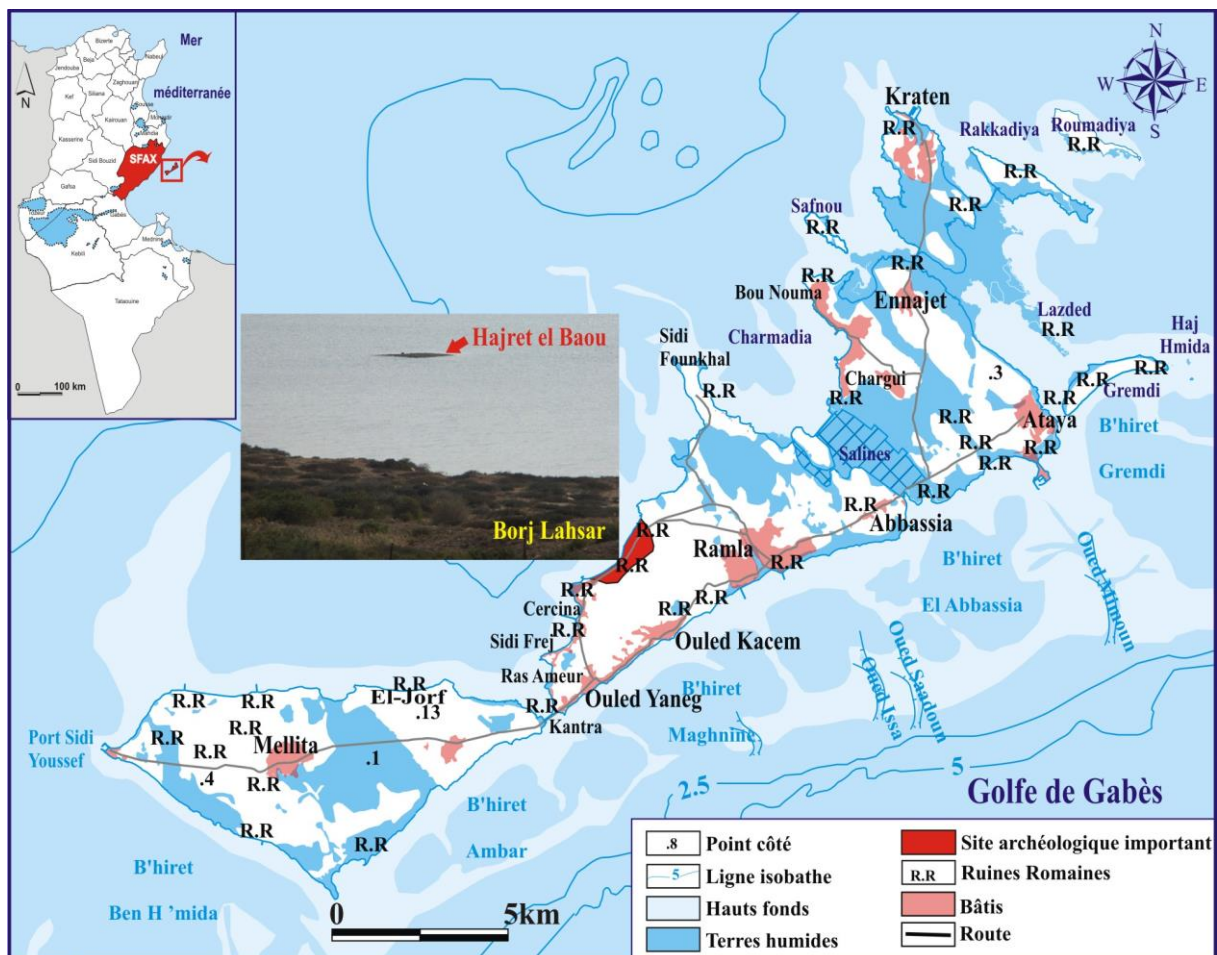


Figure 1. Localisation des îles Kerkennah

La tendance générale du niveau marin vers l'élévation (toujours dans le cadre des changements climatiques), aura, certainement, des conséquences néfastes sur l'archipel étant donné que la mer continuera à gagner des terrains énormes au détriment de continent, surtout dans les secteurs où la topographie est très basse. Pour mieux comprendre cette situation, des simulations ont été réalisées, à partir du Modèle Numérique de Terrain, permettant d'identifier avec le plus de précision les zones à risque de submersion d'ici la fin du siècle. Les cartes

prévisionnelles obtenues serviront comme documents de base pour les tenir compte dans les aménagements prévus dans l'archipel.

2. Méthodologie de la simulation et de la cartographie prévisionnelle

La cartographie prévisionnelle repose sur des simulations qui ont été faites, à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Ce dernier a été réalisé à partir des levées topographiques réalisées par le Ministère de l'Équipement et d'Aménagement de Territoire (MEAT) dans l'ensemble de l'archipel dans le cadre des projets des Plans d'Aménagement Urbain (PAU) dans les différentes localités. Les secteurs non recouverts par ses PAU ont été complétés par des levées GPS à très haute résolution. Pour les îlots isolés, dont l'accès est très difficile, nous avons utilisé les images satellites Google Earth (2016) et celles de « GeoEys » (2013), dont la résolution est inférieure à 1m, pour tracer le trait de côte et les cartes topographiques au 1/25000 pour compléter les altitudes. Dans tous les cas, nous avons essayé d'avoir le maximum de précision surtout en altitude pour produire des résultats convaincants.

Quant aux simulations de la variation positive du niveau marin, elles ont été réalisées avec le programme « Global mapper ». Pour effectuer cette tâche, nous avons pris en compte, au départ, les scénarios futurs de la remontée marine adoptés en Tunisie qui ont été évoqués dans les différentes études réalisées par le Ministère de l'environnement (2008), le MEAT, et l'Agence de Protection et d'Aménagement du Littoral (APAL). D'après ces études, qui se sont référées aux scénarios SRES du Troisième Rapport d'Évaluation (TRE) de l'IPCC (2001) et le rapport du GIEG en 2007, l'élévation marine prévue pour la partie Nord du Golfe de Gabès (en tenant compte du développement des activités côtières en Tunisie et des conditions locales) en 2100, est estimée à 0.38 m pour le scénario minimum de risque (une politique efficace d'adaptation du littoral au changement climatique), 0.50 m pour le scénario volontariste (la continuation des politiques actuelles en matière d'occupation, d'aménagement et de protection de la zone littorale) et de 0.55 m pour le scénario de maximum de risque (absence d'une stratégie nationale d'adaptation du littoral au changement climatique). Ceci suppose une élévation moyenne annuelle de 3.8mm, 5mm et 5.5mm respectivement pour les trois scénarios. Pour l'archipel de Kerkennah, ces valeurs sont, à notre avis, sous-estimées et ne reflètent pas la spécificité locale de la zone (grande vulnérabilité naturelle, érosion importante, salinisation des sols rapides, des vestiges archéologiques submergés et recouverts parfois par des tranches d'eau de 1.5m d'épaisseur) étant donné que le rythme de l'élévation du niveau marin dans l'archipel est 4 fois plus rapide que celui à l'échelle mondiale (2 mm/ans) à cause de la subsidence active déjà signalée au début de ce travail et qui a été prouvée par les enregistrements marégraphiques. C'est pour cette raison que nous avons préféré calculer le rythme moyen annuel de l'élévation du niveau marin de l'archipel en multipliant 2mm/an (le rythme annuel mondial évoqué dans le rapport du GIEC 2014) par 4 (l'effet de la subsidence) ce qui donne une moyenne de 8mm/an. Sur la base de ce calcul, l'élévation du niveau marin sera estimée (à partir de l'année 2019) à 25cm en 2050, 45cm en 2075 et 65cm en 2100. À partir de ces estimations, des simulations ont été réalisées pour spatialiser et connaître les côtes basses (dont l'altitude est inférieure à 1m) les plus vulnérables à une telle remontée marine. Notons, toutefois, que ces estimations restent approximatives et suppose que le rythme de la variation du niveau marin sera constant d'ici 2100.

3. Résultats : un archipel menacé dans son existence d'ici la fin du siècle

Les résultats obtenus montrent qu'avec une élévation du niveau marin même de 25cm (vers les années 2050) qui sera accompagnée par l'accentuation de l'érosion marine et de la salinisation des sols, l'archipel se transformera, surtout dans sa partie nord, en un grand nombre d'îlots (Fig. 2). La superficie qui sera gagnée et annexée à la mer est estimée à plus que 2850 ha, soit presque le 1/5 de l'archipel (Tableau). Cependant, avec une élévation de 0.45m, la situation se complique davantage, dans la mesure où 1548 ha supplémentaires seront annexés à la mer. Pendant cette période, qui aura lieu probablement vers 2075, l'évolution sera marquée essentiellement par (Tableau):

- La division de l'île El Gharbi en deux parties, le plateau de Millita et celui de OuledEzzeddine, séparés par Sebkheth Salem qui sera totalement annexée à la mer vu que son niveau topographique de base est déjà au-dessous du niveau de la mer (Fig. 2).
- La submersion d'une grande partie de l'île Chargui, surtout la moitié Nord, et l'individualisation d'autres îlots notamment Sidi Founkhal. A cela s'ajoute la perte totale de certains îlots notamment ceux de Haj Hamida, Lazded, Roumadia et Charmadia (Fig. 2).
- La progression de la salinité et l'exposition de plusieurs villages au risque d'inondations, notamment Millita, Lataya et Graten. Même les enrochements qui ont été installés dans ces segments côtiers dans le but de fixer le rivage et protéger ces villages de la submersion marine, ne pourront pas empêcher l'intrusion marine et la salinisation des sols (Fig. 3).

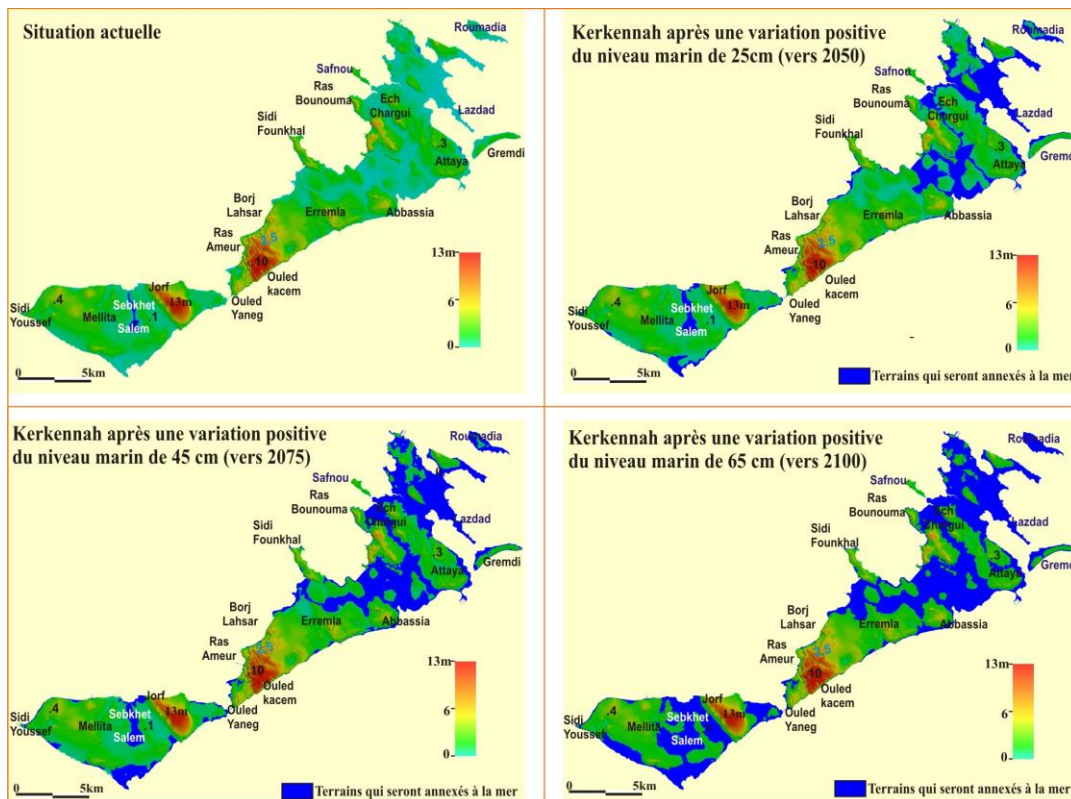


Figure 2. L'archipel de Kerkennah et l'élévation annoncée du niveau marin
(Cartographie : RiadhBouaziz 2017)

Vers 2100, et avec une variation positive de 1m, l'archipel perdra plus de 2400 ha qui seront annexés à la mer ((Fig. 2 et Tableau). Seuls les plateaux de Mellita, OuledEzzeddine et Ouled Kacem échapperaient aux méfaits de cette élévation. Le reste de l'archipel, qui correspond aux quelques îlots émergés, se transformerait dans tous les cas en terres humides de type Sebkhath, chotts et marais maritimes.

Face à ces différents problèmes cités plus haut, des moyens de luttes et de protection furent entrepris, dans le but de protéger l'environnement de l'archipel. Les principales interventions sont réalisées sous la supervision de l'Agence de Protection et de l'Aménagement du Littoral (APAL) dans plusieurs segments côtiers de l'archipel correspondent surtout à des enrochements et des digues de protection. Ces types d'intervention peuvent assurer une certaine protection et retarder l'avancée de la mer mais il est incapable d'empêcher l'intrusion marine et la salinisation des sols.

Tableau. Les superficies qui seront annexées à la mer avec la variation positive du niveau marin

	Augmentation de 25cm du niveau marin vers 2050 environ	Augmentation de 45cm du niveau marin vers 2075 environ	Augmentation de 65cm du niveau marin vers 2100 environ
Totale de la Superficie qui sera annexée à la mer depuis 2019 (ha)	Perte supplémentaire entre 2050 et 2075	Perte supplémentaire entre 2050 et 2075	
	1548	2404	
	2850	4398	6802

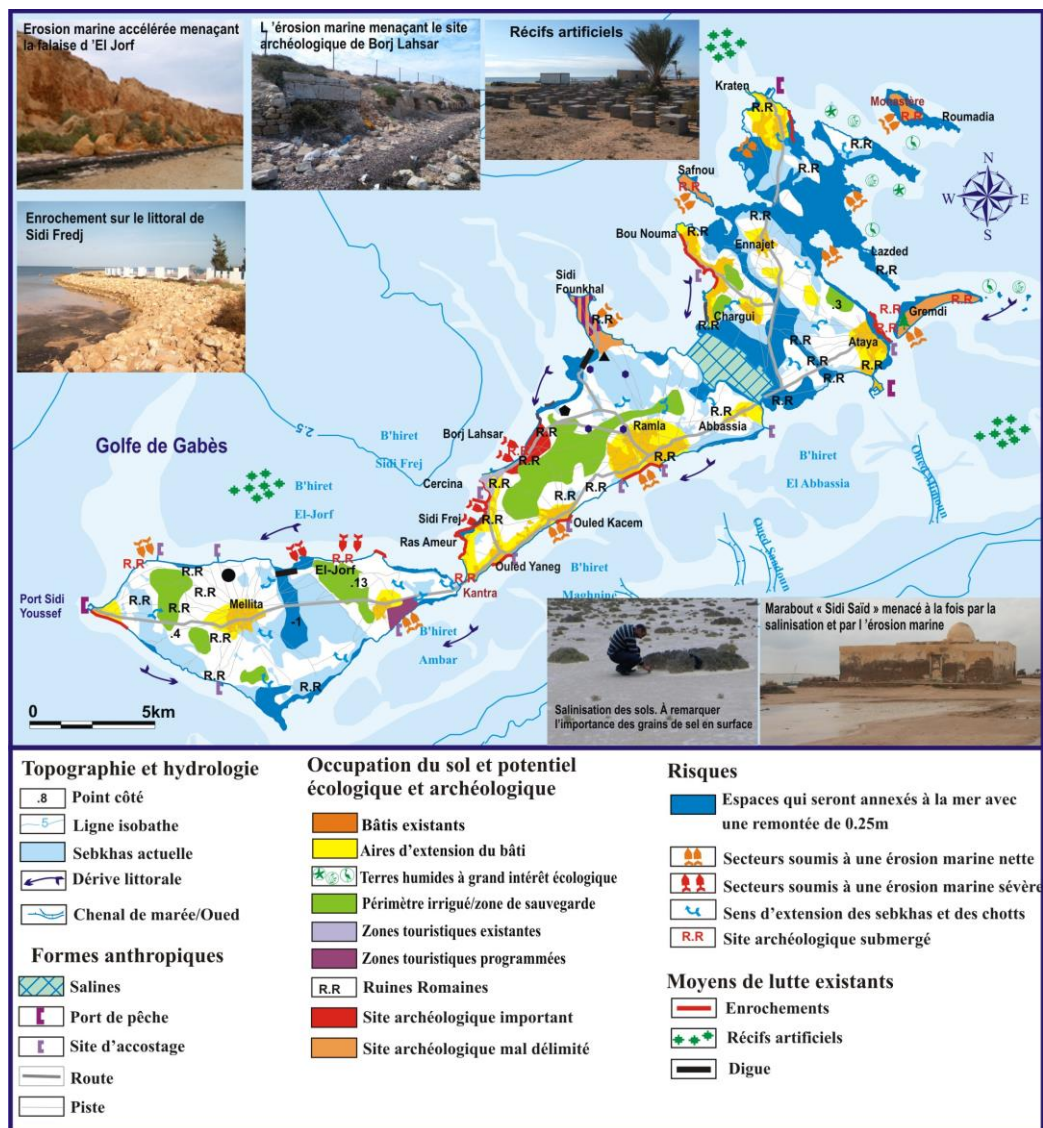


Figure 3. Potentiel naturel, culturel, contraintes et aménagement dans l'archipel de Kerkennah

Conclusion

Au total, la vulnérabilité de l'archipel de Kerkennah face à l'élévation du niveau marin marque une tendance nette à l'aggravation. Les simulations réalisées à partir d'un MNT précis, ont montré que, même avec une élévation de quelques décimètres du niveau marin, les conséquences seront néfastes. La mer continuera à éroder, à saliniser et à gagner des espaces au détriment des terres, avec des rythmes assez rapides. Il semble, également, que les aménagements réalisés sont loin de la renverser. C'est pour cela que des précautions supplémentaires dans l'exploitation des ressources ou dans l'occupation du trait de côte doivent être prises et accompagnées, s'il le faut, de mesures coercitives.

Bibliographie

- APAL (2015). Atlas de la vulnérabilité du littoral tunisien à l'élévation du niveau marin. 67p
- Bouaziz R., (2010). Les oueds exoréiques de la côte de Sfax : évolution au cours du Quaternaire ; Thèse de doctorat. FSHS. 280p
- Bouaziz. R (2012). « L'évolution morphologique de la région de Sfax au cours du Quaternaire : essai de synthèse»; colloque international de la première rencontre pour l'étude du Quaternaire en Tunisie Qt1 ; 12, 13 et 14 avril 2012 à la Cité des Sciences de Tunis
- Bouaziz S et al., (2003). Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral sud-est tunisien : implications pour les variations du niveau marin. *Compte rendus Géosciences* **335**, 247-254
- Dahech S, Bouaziz R, Etienne L, Berges J.-C, Daoud A et Beltrando G., (2017) . *L'archipel de Kerkennah (Tunisie) face au risque d'inondation : approche par l'aléa et les vulnérabilités*. Actes des Journées CNFG Climat et Sociétés.
- Etienne L., Daoud A., Beltrando G., 2015. Salinisation des sols et extension des sebkhas sur l'archipel de Kerkennah depuis 1963. Symposium international : Vulnérabilité des littoraux méditerranéens face aux changements environnementaux contemporains, Kerkennah (Sfax) Tunisie 20 au 24 octobre 2015, 105-111.
- Fehri N., 2011. La palmeraie des îles Kerkennah (Tunisie), un paysage d'oasis maritime en dégradation : déterminisme naturel ou responsabilité anthropique ? *Physio-géo*, **5**, 167-189.
- GIEC (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. GIEC, Genève, Suisse, 103 pages.
- GIEC (2014). Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. GIEC, Genève, Suisse, 161 p.
- Kebaïli Tarchouna M., 2013. L'archipel de Kerkena : Organisation de l'espace et aménagement. Thèse de doctorat en géographie, Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, 340 p.
- MEAT (2001). Etude sur la délimitation du DPM en relation avec l'élévation accélérée du niveau de la mer. Rapport de synthèse, 103p
- Ministère de l'Environnement et du Développement Durable (2008). Étude de la vulnérabilité environnementale et socio-économique du littoral tunisien face à une élévation accélérée des niveaux de la mer due aux changements climatiques et identification d'une stratégie d'adaptation. Rapport de synthèse. 57p.
- Oueslati A., 1986. Jerba et Kerkna : îles de la côte orientale de la Tunisie. Leur évolution géomorphologique au cours du quaternaire.
- Oueslati A., (1995). Les îles de la Tunisie ; Pub. C.E.R.E.S. ; 368 p.
- Oueslati A., (2004). Littoral et aménagement en Tunisie ; Orbis ; Tunis ; 534p
- Slim H, Troussset P, Paskoff R et Oueslati A., (2004). Le littoral de la Tunisie : Etude géoarchéologique et historique ; CNRS, ; 309p.

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET DATES DE FLORAISON DES POMMIERS DANS LE VAL DE RANCE (BRETAGNE)

DUBREUIL V. (1), MEME K. (1), BONNARDOT V. (1), AUBERT J.F. (2), VERGER A.C. (3) et MELEC D. (3)

(1) LETG-COSTEL, UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, France, vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr ; kilian.meme@lilo.org ; valerie.bonnardot@univ-rennes2.fr

(2) les Mordus de la Pomme, Quévert, France. mordus.aubert@gmail.com

(3) Association C.O.E.U.R. Emeraude, Léhon, France. dominique.melec@coeuremeraude.org, anne-cecile.verger@coeuremeraude.org

Résumé : *L'étude des corrélations entre les dates de floraison et les paramètres climatiques pour la variété Cœur de Bœuf dans le Val de Rance (Bretagne, France) montre que les meilleurs indicateurs sont l'indice classique du cumul des degrés jours en base 5 sur les températures moyennes depuis le 1er mars ainsi que le cumul des températures maximales supérieures à 10°C entre janvier et avril. Pour cette variété, le stade F2 a fluctué entre le 20 avril (en 2011) et le 21 mai (en 2016). Les conditions climatiques de la période mi-avril à mi-mai apparaissent donc décisives, certaines années connaissant un resserrement des dates de floraison en quelques jours, alors que d'autres voient s'échelonner les floraisons sur une longue période. L'évolution future de ces dates de floraison déterminées à partir des données des projections climatiques extraites du portail Drias de Météo-France (scénarios RCP 4.5 et 8.5 et modèles CNRM et IPSL) montre une plus grande précocité du stade F2 pouvant aller jusqu'à 4 semaines entre les dates moyennes observées actuellement et celles de la fin du siècle actuel, posant ainsi la question de la durabilité des productions actuelles.*

Mots clés: *Pommiers, phénologie, changement climatique, floraison, Bretagne.*

Summary: *Correlations between apple tree flowering dates and climatic parameters for the Cœur de Boeuf variety in the Rance Valley (Brittany, France) over the 1993-2017 period show that the best indicators for flowering are the classical index of cumulated degree days using mean temperature above 5°C as from 1st of March as well as the cumulated degree days using maximum temperature above 10°C between January and April. For this variety, the F2 flowering stage stretched from April 20 (in 2011) to May 21 (in 2016). The climatic conditions from mid-April to mid-May therefore appear decisive, with flowering occurring over a short period of time in some years, or over a long period in other years. Using the climate change projections (RCP scenarios 4.5 and 8.5 and CNRM and IPSL models) extracted from the Driasplatform of Météo France, it is shown that flowering could occur at the end of the current century up to 4 weeks earlier than that observed over the present-days, thus raising the issue of the sustainability of current productions.*

Keywords: *Apple trees, phenology, climate change, flowering, Brittany.*

Introduction

Le territoire du projet de Parc Naturel Régional (PNR) de la Rance et de la Côte d'Emeraude est caractérisé par une diversité élevée de productions agricoles aussi bien animales que végétales dont certaines sont de véritables marqueurs identitaires du territoire. Ainsi, la production de pommes est identifiée comme emblématique du Val de Rance, avec un historique de vergers très important. Or, les exploitants agricoles sont depuis quelques années confrontés à des aléas d'origine climatique et s'interrogent sur les conséquences du changement climatique notamment pour les cultures pérennes – tels que les vergers – qui nécessitent de mettre en œuvre des stratégies d'adaptation anticipatives.

Cependant, pour mesurer l'impact du climat sur la phénologie des pommiers, il n'existe pas de base de données officielles ou de longues séries disponibles sur le territoire du futur PNR comme on peut le trouver ailleurs en France (Guillermin et al., 2012 ; ORACLE, 2016 ; Legave

et al., 2008) ou dans d'autres pays (Scheifinger et al, 2003 ; Wolfe et al, 2004 ; Chmielewski et al, 2004 ; Zguigal et al., 2006 ; Fujisawa et Kobayashi, 2010 ; Grab et Craparo, 2010). En revanche, certaines associations comme « les Mordus de la Pomme » se sont lancés très tôt dans une démarche conservatrice des variétés locales et effectuent des relevés réguliers des stades de développement et notamment les dates de floraison. Ce travail s'appuie ainsi sur une chronique de 25 années (1993-2017) d'observation bénévole de plusieurs vergers répartis sur le PNR. Il s'agit dans un premier temps de déterminer les meilleurs indicateurs climatiques permettant d'expliquer l'apparition des stades phénologiques (dans ce cas celle de la floraison), d'étudier comment celle-ci a fluctué au cours des 25 dernières années puis d'analyser comment les projections climatiques régionalisées permettent d'envisager leur évolution jusqu'à la fin du siècle.

1. Données et Méthodes

1.1 Région d'étude

Le futur parc naturel régional Vallée de la Rance-Côte d'Émeraude est situé sur la côte nord de la Bretagne et devrait voir le jour en 2020. Le projet du parc s'étend du Cap Fréhel à l'Ouest jusqu'à la pointe du Grouin à l'Est, chevauchant les deux départements Côtes-d'Armor et Ille-et-Vilaine et englobant ainsi tout l'estuaire de la Rance (Fig.1). Le futur PNR est limité au nord par la côte d'Émeraude entre la baie de Saint-Brieuc (à l'ouest) et la baie du mont Saint-Michel (à l'est), et par le bassin rennais (au sud-est).

Le PNR est un territoire fortement agricole (66.7%), où le bocage est encore bien présent. C'est dans ce bocage que se trouvent les pommiers étudiés, soit sur des vergers à part avec parfois de l'élevage, soit sous forme de haie bocagère. La pomme est un secteur agricole important en Bretagne de manière générale, mais aussi du futur PNR Vallée de la Rance – Côte d'Émeraude, notamment avec l'implantation de grandes coopératives. La pomme et ses dérivés sont un patrimoine culinaire important : l'attestation de boisson fermentée à base de pomme remonte au VII^e siècle et le cidre reste populaire sur les tables bretonnes comme dans l'identité régionale comme le montre l'implication de la population à travers des associations telle que « les Mordus de la Pomme », et même des acteurs régionaux avec par exemple la création d'un Pôle Fruitier Régional de Bretagne.

1.2 Observations phénologiques

De nombreuses études ont été réalisées pour mettre en relation climat et phénologie pour divers types de cultures annuelles ou pérennes. Les principaux stades observés au printemps sont le débourrement et la floraison mais d'autres études ont aussi montré l'importance du climat, que ce soit pour la levée de dormance ou la qualité de la récolte (Aubert, 1972 ; Ahas et al., 2002 ; Domergue et al., 2004 ; Bloesch et Viret, 2013). Dans tous les cas, pour mettre en relation climat et phénologie, une durée d'observation d'un minimum de vingt années est nécessaire. Dans le cas des pommiers, les cultures intensives autour de diverses variétés commercialisées à grande échelle (Golden Delicious, Granny Smith, ...) ont montré une plus grande précocité des stades de floraison (ORACLE, 2016). Cependant, dans le cadre de la mise en place d'une démarche patrimoniale à l'échelle du territoire du PNR, il a fallu recenser les données existantes sur les variétés locales, données qui ne figurent pas dans les bases de données nationales.

C'est ici que prend tout l'intérêt de la démarche de l'association des Mordus de La Pomme, association créée en 1987 dans le but essentiel de conserver et d'encourager la promotion de la pomme et de tous les fruits dans les pays autour de la Rance (entre Dinan et Saint-Malo) et dans

toute la Bretagne. L'association cherche notamment à recenser, identifier, sauvegarder et promouvoir le patrimoine fruitier breton, que ce soit les anciennes ou nouvelles variétés ainsi qu'à encourager la réimplantation du pommier dans les vergers chez les amateurs et professionnels. C'est dans cette perspective qu'elle a très tôt réalisé et consigné des observations détaillées des stades phénologiques dans un certain nombre de vergers conservatoires. Dans cette étude, l'analyse portera notamment sur les données de pleine floraison de la variété Cœur de Bœuf, correspondant au stade 65 du système BBCH ou F2 du code Bagiolini (Bloesch et Viret, 2013) où plus de 50% de fleurs sont ouvertes et les premiers pétales tombent. Les données ont été recueillies par l'association depuis 1993 dans le verger de la Chapelle de l'Iff à Languenan. Précisons que, selon les années, les observations n'ont parfois pu être réalisées que tous les 10 jours environ, entraînant une légère incertitude de la date du stade F2. Cependant, la base de données a été constituée de manière rigoureuse et représente un exemple remarquable de science participative.

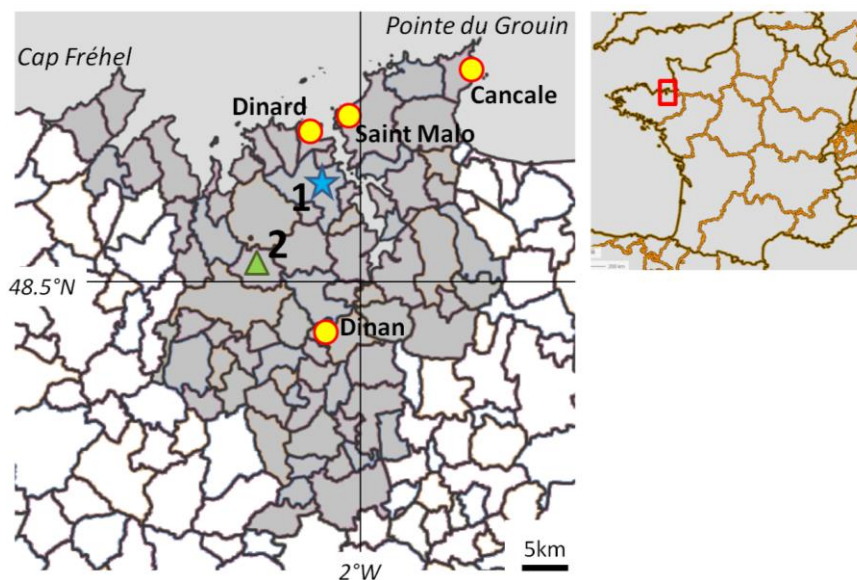


Figure 1. Localisation de la région d'étude. 1 : Station Météo France ; 2 : verger de Languenan ; Gris : PNR

1.3 Données climatiques

Les données climatiques utilisées dans ce travail correspondent aux observations de températures quotidiennes (minimales et maximales) réalisées à la station synoptique de Météo-France la plus proche, à savoir celle de l'aéroport de Dinard-Pleurtuit. Située à quelques kilomètres à l'intérieur des terres, elle est aussi peu éloignée du verger étudié et assez représentative du climat de la région. Le climat de la région est de type tempéré océanique (type Cfb de Köppen) avec des hivers doux et pluvieux et des étés frais mais qui peuvent connaître des déficits hydriques importants (Mérot et al., 2012).

Une deuxième série de données correspond aux projections climatiques issues du portail Drias de Météo-France, données désagrégées à 8 kilomètres de sorties de modèles globaux. Les données du point le plus proche de la station de Pleurtuit (identifiant 14184) sont utilisées dans cette étude, comprenant les sorties des deux modèles français du CNRM et de l'IPSL avec les deux scénarios futurs RCP 4.5 et 8.5 soit un intermédiaire et un pessimiste de concentrations futures en gaz à effet de serre. Les scénarios de référence pour les deux modèles ont également été téléchargés sur la période 1970-2005 et comparés aux observations afin de déterminer un éventuel biais des modèles. De fait, si la différence entre les observations et les modèles sont faibles en termes de température moyenne ($\pm 0,2^{\circ}\text{C}$), des biais plus importants existent pour les minimales ($+1,1^{\circ}\text{C}$ pour le CNRM et $+0,9^{\circ}\text{C}$ pour l'IPSL) et pour les maximales ($-1,3^{\circ}\text{C}$

pour le CNRM et $-1,5^{\circ}\text{C}$ pour l'IPSL). Toutes les données modélisées quotidiennes ont donc été corrigées en appliquant le biais moyen observé chaque mois.

2. Résultats

2.1 Variabilité intra et interannuelle des dates de floraison

Une première série d'observations concerne les dates de floraison de 23 variétés régionales situées sur le verger conservatoire de Chapelle de l'Iff à Languenan. Ce verger a été choisi pour le nombre de variétés présentes ayant des données récoltées sur 25 ans (1993-2017), même si des années sont manquantes pour certaines variétés. La figure 2 montre l'étalement des floraisons sur plusieurs années pouvant survenir entre début avril et fin juin selon les années et les variétés ! La dispersion de ces dates au sein d'une même année est également très variable comme peuvent l'illustrer les années 2004 et 2014, par exemple. En 2004, les dates de floraison ont été extrêmement resserrées du fait d'un mois de mars frais et d'un mois d'avril et de début mai chaud et pluvieux : toutes les variétés ont donc fleuri dans un laps de temps très court avant que les orages ne viennent faire tomber toutes les fleurs. En 2014, en revanche, avec des températures excédentaires sur tout le début de l'année jusqu'à début avril les variétés précoces ont commencé à fleurir très tôt, puis, la fraîcheur de la fin du mois d'avril et du mois de mai ont retardé la floraison des variétés tardives : 2014 est ainsi un bel exemple de précocité des espèces précoces et de retard des espèces tardives, d'où la longue période de floraison !

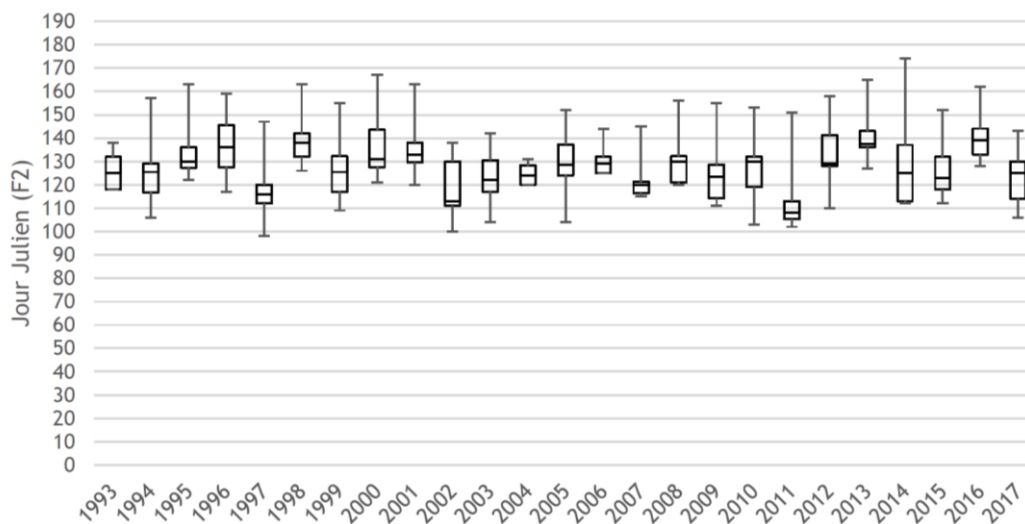


Figure 2. Dates du stade de floraison F2 entre 1993 et 2017 pour 23 variétés de pommiers du verger de Chapelle de l'Iff à Languenan (boîte à moustache Min, Max, quartiles 1, 2 et 3).

Pour déterminer, dans un second temps, les facteurs climatiques les plus aptes à expliquer la variabilité des dates de floraison, l'étude a été resserrée sur la seule variété Cœur de Bœuf, variété de pomme à couteau emblématique de la région et dont les données d'observation couvrent toute la période de 1993 à 2017. Le stade F2 dans le verger de référence a fluctué entre le 20 avril (en 2011) et le 21 mai (en 2016) pour une valeur moyenne au 5 mai (jour Julien 125). Plusieurs indices thermiques ont été corrélés avec les dates de floraison : températures moyennes, minimales, maximales moyennes mensuelles et par saison, nombre de jours de gel, cumul des pluies sur différentes périodes et cumuls de degrés jours sur différentes périodes et différentes bases. Sur la quarantaine d'indicateurs, deux se détachent nettement : le premier, classique, est le cumul de degrés jours calculé sur les températures moyennes quotidiennes à partir du 1er mars (Tm5) : c'est l'indicateur le plus souvent utilisé dans la littérature. Le deuxième, plus original et donnant encore une meilleure corrélation ($-0,84$ contre $-0,81$ pour le

précédent), correspond au cumul des degrés jours en utilisant les températures maximales supérieures à 10°C depuis le 1er janvier (Tx10). Dans les deux cas, on arrive à un cumul de degrés jours presque identique, soit 312DJ.

2.2 Evolution passée et future des dates du stade F2

L'observation des dates de floraison sur la période 1993-2017 ne montre pas de tendance significative à une plus grande précocité car il est probable que la période considérée soit trop courte. De plus, l'augmentation des températures enregistrée à Dinard ou dans la France de l'Ouest est davantage marquée dans la décennie 1980-90 que dans les années suivantes (Mérot et al., 2012). Ainsi, si on calcule la date moyenne du cumul de 312DJ sur une période plus ancienne comme 1951-1980, on obtient une floraison moyenne comprise entre le 15 et le 21 mai selon l'indicateur considéré : ceci pourrait laisser supposer une floraison probablement plus tardive par le passé, ce qui est effectivement constaté dans des régions voisines sur d'autres variétés (Oracle, 2016). Faute de données d'observation dans le Val de Rance, ceci ne reste cependant qu'une hypothèse.

Avec les données futures, on a cherché à voir comment évolueraient dans le temps les paramètres suivants : date à laquelle on atteint le cumul de 312DJ et cumul de température observé à la date du 5 mai (JD125), les deux valeurs étant les références actuelles observées pour la variété Cœur de Bœuf. Le tableau 1 donne les résultats obtenus pour les deux modèles, les deux scénarios et les deux indicateurs (Tm5 et Tx10).

Tableau 1. Evolution des indicateurs du stade F2 du pommier dans le Val de Rance.

	CNRM RCP4.5		IPSL RCP4.5		CNRM RCP8.5		IPSL RCP8.5	
	Tm5	Tx10	Tm5	Tx10	Tm5	Tx10	Tm5	Tx10
Date de 312DJ 2041-2070	122 02/05	121 01/05	124 04/05	123 03/05	122 02/05	116 26/04	123 03/05	119 29/04
Date de 312DJ 2071-2099	118 28/04	109 19/04	122 02/05	119 29/04	114 24/04	97 07/04	112 22/04	98 08/04
Cumul DJ à JD125 2041-2070	336	337	323	320	340	366	333	355
Cumul DJ à JD125 2071-2099	375	412	335	343	413	497	418	489

L'évolution de la date moyenne du seuil de 312DJ montre peu d'évolution pour l'échéance milieu de siècle (2041-2070) sauf pour le scénario 8.5 et le paramètre Tx10 avec une floraison avancée de 10 jours liée à une augmentation plus rapide des maximales d'hiver et de printemps. La date de floraison en fin de siècle (2071-2099) montre une précocité plus grande de 5 à 10 jours pour le scénario intermédiaire mais allant jusqu'à près de 4 semaines pour le scénario 8.5 et le paramètre Tx10 (contre 2 semaines seulement pour le paramètre Tm5).

Les cumuls de degrés jours au 5 mai sont tous en augmentation quelque soit le scénario, l'échéance, le modèle ou le paramètre pris en compte. Comme précédemment les plus fortes augmentations concernent le scénario RCP8.5 pour la fin de siècle et le paramètre Tx10 avec plus de 180 degrés jours supplémentaires pour le modèle CNRM qui semble donner un futur légèrement plus chaud que le modèle IPSL.

Conclusions et Discussion

L'évolution des dates de floraison des pommiers dans le Val de Rance montre un lien fort avec le climat. En utilisant des indicateurs actuels, en fonction des scénarios (RCP 4.5 et 8.5)

et des modèles utilisés (CNRM, IPSL) on observerait une plus grande précocité du stade F2 pouvant aller jusqu'à 4 semaines entre les dates moyennes observées actuellement et celles projetées pour la fin du siècle actuel, posant ainsi la question de la durabilité des productions actuelles. Cette étude préliminaire devra être poursuivie en intégrant d'autres indicateurs comme les phases de levée de dormance ou le stade de débourrement mais aussi des indices de qualité de récolte pour une production aux enjeux patrimoniaux forts.

Remerciements

Ce projet a été financé par la Fondation de France qui a notamment financé le stage de Master 2 de Kilian Mème dont une partie des résultats sont repris ici. Les données climatiques Météo-France ont été acquises sur <https://publitheque.meteo.fr/> et sur www.drias-climat.fr.

Bibliographie

- Ahas R., Aasa A., Scheifinger H., 2002. Changes in european spring phenology. *International journal of climatology*, **22**, 1727-1738.
- Aubert B., 1972. Considérations sur la phénologie des espèces fruitières arbustives. *Fruits*, **27(3)**, 193-198.
- Bloesch B., Viret O., 2013. Stades phénologiques repères des fruits à pépins (pommier et poirier). *Revue suisse Viticulture, Arboriculture, Horticulture*. **45 (2)**, 128–131.
- Chmielewski F.-M., Müller A., Bruns E., 2004. Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961–2000. *Agricultural and Forest Meteorol.*, **121**, 69–78.
- Domergue M., Legave J.M., Calleja M., Moutier N., Brisson N., Seguin B., 2004. Réchauffement climatique et conséquences sur la floraison. Abricotier-Pommier-Olivier. *L'Arboriculture fruitière*, **578**, 27-33.
- Fujisawa M., Kobayashi K., 2010. Apple (*Malus pumila* var. *domestica*) phenology is advancing due to rising air temperature in northern Japan. *Global Change Biology*. **16**, 2651–2660.
- Grab S., Craparo A., 2010. Advance of apple and pear tree full bloom dates in response to climate change in the southwestern Cape, South Africa: 1973–2009. *Agricultural and Forest Meteorology*. **151**, 406-413.
- Guillermin, P., Piffard, B., Primault, J., Dupont, N., Gilles, Y., 2012. Fruit quality prediction on cider apple: effect of annual fruit load, soil and climate. *II Intern Symposium on Horticulture in Europe 1099*, 851–858.
- Legave J.M., Farrera I., Almeras T., Calleja M., 2008. Selecting models of apple flowering time and understanding how global warming has had an impact on this trait. *Journal of Horticultural Science & Biotechnology*, **83**, 76-84.
- Mème K., 2018. *Changement climatique et floraison des pommiers dans la région du futur PNR Vallée de la Rance – Côte d'Émeraude*. Mémoire de Master GAED-ETA, Université Rennes 2, 63p.
- Merot P., Dubreuil V., Delahaye., Desnos P., 2012. *Changement climatique dans l'Ouest : Évaluation, impacts, perceptions*. Presses Universitaires de Rennes. Coll. Espaces et Territoires.
- ORACLE (Collectif), 2016. *Etat des lieux sur le changement climatique et ses incidences agricoles en région Pays de la Loire*. Ed. Pays de la Loire.
- Scheifinger, H., Menzel, A., Koch, E., Peter, C., 2003. Trends of spring time frost events and phenological dates in Central Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **74**, 41–51.
- Wolfe D.W., Schwartz M.D., Lasko A.N., Otsuki Y., Pool R.M., Shaulis N.J., 2004. Climate change and shifts in spring phenology of three horticultural woody perennials in northeastern USA. *International Journal of Biometeorology*. **49(5)**, 303-309.
- Zguigal A., Chahbar A., Dou-El MekanWallaliLoudiyi, Crabbé J., 2006. Caractéristiques de la dormance des bourgeons du pommier dans les régions à hiver doux. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* **10 (2)**, 131 – 137.

CHANGEMENT CLIMATIQUE, MUTATION DE LA PRODUCTION AGRICOLE ET PERCEPTIONS PAYSANNES DANS LA ZONE TOGOLAISE DE PRODUCTION DU CAFE ET DU CACAO (AFRIQUE DE L'OUEST)

KOLA E. (1), YABI I. (2) et PILABINA S. (1)

(1) Département de Géographie, Université de Lomé, Togo, edikola@yahoo.fr

(2) Département de Géographie et d'Aménagement de Territoire, Université d'Abomey Calavi, Bénin

Résumé : *Le changement climatique constitue l'un des faits les plus marquants du troisième millénaire au regard de ses effets sur les activités agricoles. L'objectif de cet article est d'analyser les perceptions du changement climatique et les stratégies d'adaptation des masses paysannes dans l'ouest de la Région des Plateaux au Togo, principal secteur de production caféière et cacaoyère. La méthodologie combine les approches quantitatives et qualitatives. Elle se fonde sur la triangulation des données et des informations. Les résultats de l'étude montrent que le changement climatique est caractérisé par une baisse des précipitations et une hausse de la température. Diversement perçu par la masse paysanne, il contribue au déclin de l'arboriculture fondée sur le café et le cacao. Face à ce déclin, les populations optent pour une diversification de la production agricole.*

Mots clés: *Changement climatique, perceptions, mutations, Plateaux-Ouest, Togo.*

Summary: *Climate change is one of the most significant developments in the third millennium in terms of its effects on agricultural activities. The aim of this article is to analyse the perceptions of climate change and adaptation strategies of the peasant masses in the western Plateaux region of Togo, main sector of coffee and cocoa production. The methodology combines both quantitative and qualitative approaches. It is based on the triangulation of data and information. The results of the study show that climate change is characterized by reduced precipitation and increased temperature. Versely perceived by the peasant, it contributes to the decline of the arboriculture based on coffee and cocoa. In the face of this decline, people adopt for diversification of agricultural production and the use of extra-agricultural activities*

Keywords: *Climate change, perceptions, mutations, West-Plateaux region, Togo.*

Introduction

De tous les secteurs économiques, « l'agriculture est le secteur le plus sensible au changement climatique » (Nelson *et al.*, 2010). Les systèmes agricoles dépendent en partie de la nature du climat (Boko *et al.* 2007 ; Vodounou et Onibon-Doubogan 2016). Dans ce cadre, Sultan et Janicot (2004), ont montré que l'agriculture en Afrique de l'Ouest est extrêmement dépendante de la saison des pluies. Face au changement climatique, les perceptions paysannes et les impacts sont pluriels (Kola et Sy, 2017). Au Togo, les plantations caféières et cacaoyères ont été introduites, il y a plus d'un siècle dans l'ouest de la Région des Plateaux, un milieu bien connu pour ses aptitudes à l'arboriculture. Les dérèglements climatiques, diversement perçus, entraînent une déprise des plantations caféières et cacaoyères (Kola, 2007).

Pour cerner au mieux cette problématique, l'ouest de la région des Plateaux a été choisi comme cadre géographique d'étude. Cet article s'inscrit dans le prolongement d'un travail réalisé par Kola et Sy (2017) sur la préfecture de Kloto dans l'ouest de la région des Plateaux. L'objectif de cet article est d'analyser les manifestations du changement climatique, leurs effets sur la production agricole et les perceptions paysannes dans l'ouest de la Région des Plateaux, un sous bassin togolais de production caféière et cacaoyère (figure 1).



Figure 1. Situation de la zone d'étude

Cet article est construit suivant un plan tripartite mettant en relief la méthodologie, les résultats et la discussion.

1. Données et méthodes

Les données pluviométriques et thermométriques de la station de Kouma-Konda ont été collectées à la Direction Générale de la Météorologie Nationale (DGMN) tandis que les données agricoles ont été recueillies auprès de la Direction de la Statistique agricole, de l'Information et de la Documentation (DSID). Ces données ont été complétées par des informations de terrain obtenues à travers les enquêtes socio-économiques réalisées en septembre 2016 dans la zone d'étude auprès de 120 chefs de ménages agricoles. Ces ménages ont été choisis suivant une méthode accidentelle combinée au choix raisonné dans les localités de : AgoméTomégbé, Kouma-Konda, Kpimé-Séva et Lavié-Agoviépé. Le critère d'inclusion retenu a été d'être chef de ménage âgé de 40 ans au moins né dans la localité d'enquête. Dans chacune de ces localités, 30 chefs de ménages agricoles ont été soumis au questionnaire. L'analyse des données a combiné les approches quantitatives et qualitatives. Ainsi, la variabilité interannuelle des hauteurs de pluies est analysée à partir de la distribution des années excédentaires (humides) et des années déficitaires (sèches), définie par rapport à l'indice pluviométrique qui s'exprime par l'équation 1 :

$$IP = (P_i - P) / \sigma$$

P_i représente le cumul moyen annuel obtenu par station pour l'année i , P et σ représentent respectivement, la moyenne et l'écart type de la série considérée. Une année est considérée comme déficitaire (sèche) si son indice est inférieur à 0. Elle est considérée comme excédentaire (humide si son indice est supérieur à 0). La même méthode a permis de mettre en évidence la variation des valeurs de température.

Quant aux données de terrain, elles sont traitées en utilisant quelques paramètres de la statistique descriptive à savoir la moyenne, la fréquence, l'écart type et des illustrations graphiques. A cet effet, les logiciels, SPSS et Excel ont été mobilisés.

2. Résultats

Les résultats sont organisés en trois rubriques abordant respectivement la réalité du changement climatique et sa perception par les populations locales puis les diverses mutations enregistrées dans la zone.

2.1. Tendances climatiques dans l'ouest des Plateaux

L'appréciation du changement climatique dans la zone d'étude s'est faite à travers l'analyse des tendances des données de précipitations et de températures obtenues. La figure 2 présente l'évolution des indices d'anomalies pluviométriques et thermométriques observées à station synoptique de Kouma-Konda.

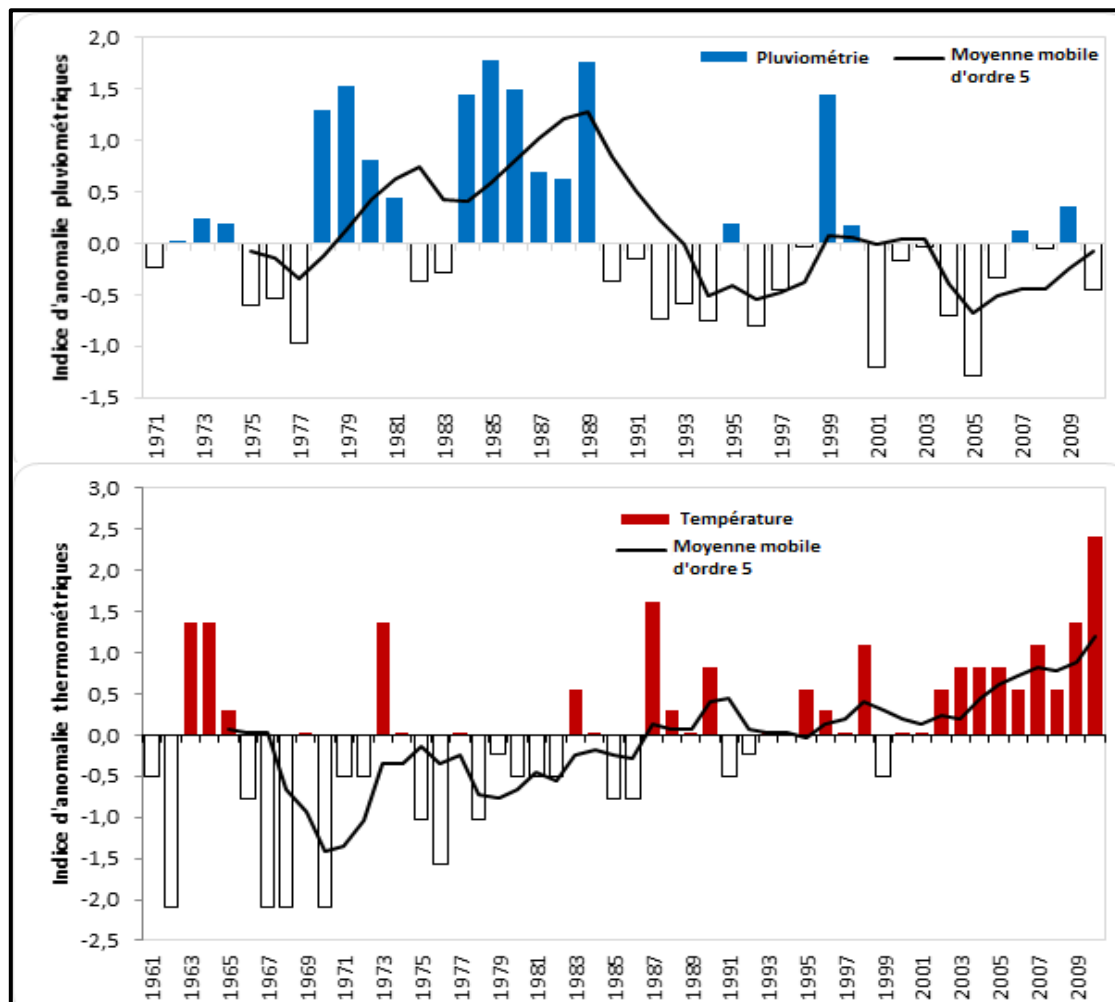


Figure 2. Evolution des indices de pluie et de température à Kouma-Konda

Cette figure montre que le milieu est marqué par de fortes fréquences des années sèches (70 %) au cours des décennies 1990 et 2000. S'agissant des valeurs de températures moyennes, elles ont également connu une augmentation au cours de la même période. Ainsi, le milieu d'étude est caractérisé par une instabilité pluviométrique associée à l'augmentation des températures. Un tel contexte climatique n'est pas sans conséquence sur le développement des activités socio-économiques, surtout la culture du cacaoyer et du caféier qui sont des plantes ombrophiles cultivées en conditions pluviales.

2.2. Mutation de la production agricole dans l'ouest des Plateaux

Les données avancées par les services d'agriculture confirment le phénomène de déprise dans le secteur caféier et cacaoyer (figure 3).

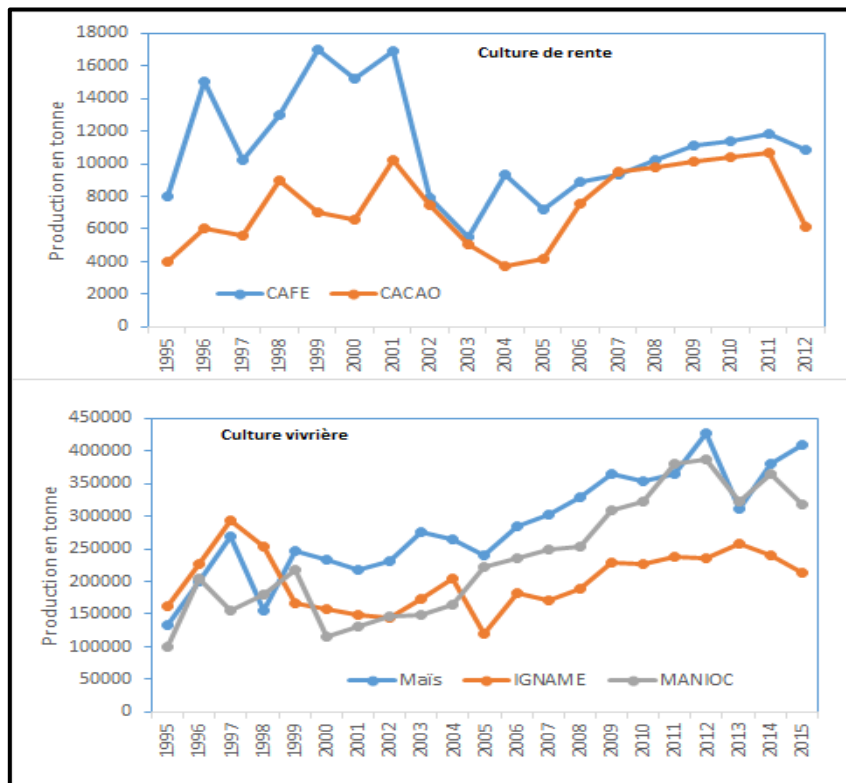


Figure 3. Evolution des cultures de rentes et vivrières dans l'Ouest des Plateaux

La figure 3, montre une chute de production des cultures de rente contrairement aux cultures vivrières dont les productions ont plutôt progressé. Les paysans ont donc tendance à abandonner les cultures de rente au profit des cultures vivrières. D'après les informations de terrain, le dérèglement climatique en cours dans le milieu explique fondamentalement cette tendance culturelle.

L'histoire agraire du secteur étudié révèle que, depuis l'ère coloniale, l'ouest de la région des Plateaux fut une zone de réussite de la culture du cacao avant de connaître l'extension de la culture du café (Kola 2008, Kola et Boubou, 2017). La production agricole était caractérisée par la prédominance du café et du cacao dans le système de culture. Certes, les autres productions n'étaient pas inexistantes mais elles venaient en seconde position dans le système culturel et satisfaisaient à peine les besoins alimentaires des populations (figure 4-c).

Le système de culture d'il ya plus de 30 ans était dominé par le cacao et le café. Dans le détail, 44,2 % des exploitations agricoles étaient occupées par le binôme café-cacao (cultures associées). Les 38,3 % des ménages avaient pour principale culture le cacao (culture en pur) tandis que pour 8,3 % des enquêtés, la principale culture était le cacao (culture en pur). Mais depuis trois décennies, on observe une part de plus en plus faible du cacao et du café dans le système de culture (figure 4-d). Cette figure montre une prédominance actuelle de la culture du maïs (45,5 %). Cette modification profonde du système de culture qui tend fortement à se diversifier, constitue une évolution remarquable de système agricole dans les localités d'enquêtes (Kola et Boubou, 2017). Dans l'ouest de la région des Plateaux, il est saisissant de retrouver d'un endroit à l'autre, des paysages façonnés par le système de billonnage et de buttage (Kola, 2008). Il n'y a pas abandon systématique de l'ancienne technique de mise en

valeur qui se fait sans aucun aménagement particulier après le brûlis (Kola, 2008 ; Kola et Boubou, 2017). On peut constater que la péjoration climatique a des incidences réelles sur le système cultural et les formes d'aménagement agricole.

2.3. Perceptions paysannes du changement climatique

La figure 4 illustre les perceptions paysannes relatives aux mutations climatiques et leurs conséquences agricoles.

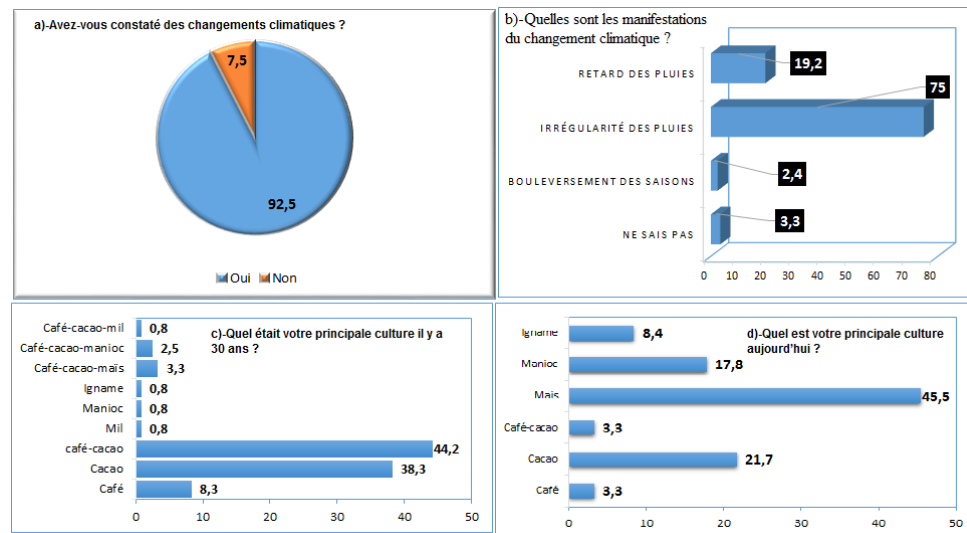


Figure 4. Répartition des enquêtés selon le constat fait sur la réalité du changement climatique

Il ressort des réponses obtenues que 92,5 % des paysans interrogés affirment qu'il existe dans la localité un changement climatique (figure 3-a). Sur la base des réponses données par les paysans, 75 % des enquêtés perçoivent le changement climatique à travers l'irrégularité des pluies, 19,2 % des producteurs pensent qu'il y a changement climatique au regard des pluies tardives observées depuis plus de trois décennies et 10,8 % des enquêtés évoquent le bouleversement des saisons (figure 3-b).

3. Discussion

La déprise que connaissent les plantations caféières et cacaoyères du Togo a été analysée en rapport avec les difficultés de promotion du milieu rural par (E. Kola, 2008). Cette déprise est signalée par plusieurs faits : des plantations envahies par la brousse, abattues, associées à des cultures, converties vers d'autres spéculations, en régression dans l'espace agricole, et définitivement abandonnées dans certaines unités paysannes de production. Les résultats de cette recherche ne rentrent pas en contradiction avec d'autres chercheurs au Togo et en Afrique de l'Ouest. Les perceptions des paysans sur les changements et variabilités climatiques sont en conformité avec les données climatiques issues des stations météorologiques (Gnanglèet al., 2012 ; Yabi, 2013 ; Pilabinaet al., 2017). En effet, les paysans font remarquer que les températures ont augmenté et il y a eu une réduction du volume de précipitations entre 1960 et 2008. Les résultats obtenus par Doukpoloet al (2012) montrent que plus de 80% des populations ont noté un fort rayonnement du soleil qui n'est en fait que la manière d'exprimer l'augmentation des températures. D'autres faits évocateurs des manifestations du changement climatique sont, entre autres, la réduction du nombre de jours de pluies et de la durée des saisons pluvieuses, l'arrivée précoce de la saison sèche, la disparition des espèces animales et végétales annonçant les saisons et le bouleversement du calendrier culturel (Gnanglèet al., 2012 ; Doukpoloet al., 2012 ; Akindeleet al., 2012 ; Pilabinaet al., 2017).

Conclusion

La présente étude a permis de mettre en lumière les différentes perceptions paysannes du changement climatique. L'analyse des données climatologiques, des entretiens et des données issues de l'enquête par questionnaire a permis d'établir les réalités du changement climatique sur les quarante dernières années. Face à ce changement, les paysans développent une diversité de stratégies d'adaptation dominées par la diversification culturelle. La déprise caféière et cacaoyère au Togo est à la base d'une série de transformations agricoles. Les différentes transformations du système de culture, du système de production et du système d'exploitation apparaissent comme un ensemble de mécanismes d'adaptation que le paysan met en place pour répondre aux besoins nouveaux liés à la dynamique agraire (Kola et Boubou, 2017). Il devient naturel que les paysages humanisés mis en place au fil des temps par les exploitants agricoles connaissent une modification significative.

Références bibliographiques

- Akindede A. Yabi I. et Afouda F., 2012. Production agricole dans la commune de Kétou : vulnérabilité aux contraintes climatiques et possibilités d'adaptation. *Les Cahiers du CBRST*, **2**, 124-144.
- Boko M., Niang I., Nyong A., Vogel C., Githeko A., Medany M., Sman-Elasha B., Tabo R., Yanda P., 2007. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change », in Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., Van Der Linden, P.J. and Hanson C.E. (eds.), *Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge UK, Cambridge University Press, 433-467.
- Doukpolo B., Ogouwale E., Ndjendole S. et Boko M., 2012. Impacts potentiels des changements climatiques sur les cultures du maïs et du coton et stratégies d'adaptation dans l'Ouham en Centrafrique. In *XXVe Colloque*, Grenoble, 243-248.
- Kola E. et Boubou A. S., 2017. Changement climatique, perceptions paysannes et stratégies d'adaptation dans la préfecture de Kloto (Plateaux-Ouest-Togo). *Etudes Togolaise « Revue Togolaise des Sciences »*, Lomé-Togo, 28-43.
- Kola E., 2007. Déprise des plantations et développement rural dans l'ouest de la Région des Plateaux au Togo », in : *Ahoho*. Revue de géographie du LARDYMES, Université de Lomé, Lomé, 143-153.
- Kola E., 2008. Crise agraire et mutation rurale dans la zone d'économie caféière et cacaoyère du Togo. *Thèse de doctorat de géographie humaine, Université de Lomé*.
- Nelson G., Mark W. R., Amanda P., Ian G., Ingersoll C., Robertson R., Tokgoz S., Zhu T., Sulser T., Ringler C., Msangi S. et You L., 2010. Food Security, Farming, and Climate Change to 2050: Scenarios, Results, Policy Options. *International Food Policy Research*, pp. 154, doi: <http://dx.doi.org/10.2499/9780896291867>.
- Pilabina S., Edjamé K., Kola E. et Yabi I., 2017. Perceptions de la vulnérabilité communautaire face aux changements climatiques dans le canton de Nagbéné (Nord-Togo). *Revue de Géographie du Bénin*, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, **22**, 46 – 61.
- Sultan B. Et Janicot S., 2004. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles intra-saisonnières. 1ère partie : Analyse diagnostique de la mise en place de la mousson et de la variabilité intra-saisonnière de la convection. *Sécheresse*, **15(4)**, 321-330.
- Vodounou J-B. et Onibon-Doubogan Y., 2016. Agriculture paysanne et stratégies d'adaptation au changement climatique au Nord-Bénin », *Cybergeo : European Journal of Geography* [En ligne], Environnement, Nature, Paysage, document 794, mis en ligne le 15 novembre 2016, consulté le 27 décembre 2017. URL : <http://journals.openedition.org/cybergeo/27836> ; DOI: 10.4000/cybergeo.
- Yabi I., 2013. Incidences de la variabilité de la durée de la seconde saison agricole sur la production de l'arachide dans la commune de Savalou au Bénin. *Revue de géographie du laboratoire Leïdi*, Saint Louis, Sénégal, **11**, 58-74.

INTERACTION BETWEEN SOIL SURFACE AND ATMOSPHERE CONSIDERING TOPOCLIMATIC FACTORS TO THE COMPREHENSION OF INUNDATION AND FLOOD PROCESSES IN BRAZILIAN CITIES

LUIZ G.C.P. (1) et ROMÃO P.A. (2)

(1) Institute of Socio-environmental Studies, Federal University of Goiás, Brazil, gislaine@ufg.br

(2) Institute of Socio-environmental Studies, Federal University of Goiás, Brazil, patricia_romao@ufg.br

Summary: Tropical unsaturated soils have peculiar mechanical behavior resulted from surface-atmosphere dynamics. The processes of flood and inundation were analyzed in Goiânia, considering infiltration capacity and physical, chemical and mineral characteristics of the soil; heavy rain (2015 and 2017); morphometrics and; land use and cover. Morphometry favors superficial flow, increases flux and, when associated to soil cover and heavy rain, favors inundation and flood. Intense rainfalls happened mainly at night, between 30 mm.h⁻¹ and 77 mm.h⁻¹, and between 10,9 mm and 19,6 mm, in ten minutes, surpassing soil infiltration capacity. Infiltration varied from 0,012 mm/h to 375,25 mm/h, happening at pasture areas, which impermeabilizes surfaces. Physical, chemical and mineral aspects of the soil favor infiltration, but soil behavior in seasonal variations of humidity hinders infiltration efficiency, favoring superficial flow and occurrence of floods and inundations.

Keywords: Heavy rains; tropical soils; drainage; infiltration.

Résumé : Les sols tropicaux insaturés présentent un comportement mécanique dû à la dynamique entre la surface et l'atmosphère. L'occurrence d'inondations et d'accumulation d'eau de pluie à la surface a été analysée en tenant compte de la capacité d'infiltration; caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques du sol; fortes précipitations (2015 et 2017); morphométrie et; utilisation et couverture du sol. La morphométrie favorise un meilleur écoulement et, combinée à la couverture du sol et aux fortes pluies, favorise les inondations et l'accumulation d'eau de pluie à la surface. De fortes pluies sont tombées la nuit, entre 30 et 111 mm/h et entre 10,9 et 19,6 mm en 10 minutes, dépassant la capacité d'infiltration du sol. L'infiltration a varié de 0,012 mm/h à 375,25 mm/h, avec une étanchéité superficielle. Les aspects physiques, chimiques et minéralogiques du sol favorisent l'infiltration, mais le comportement du sol par la variation saisonnière de l'humidité empêche l'efficacité de l'infiltration, favorisant le ruissellement de surface et la survenue d'inondations.

Mots clés: précipitations extrêmes; sols tropicaux; ruissellement; infiltration.

Introduction

Soil chemical, physical and mineral composition at tropical regions is strongly associated with climatic characteristics, which, mainly through the seasonal variation of humidity, attribute a peculiar behavior to these soils. Thus, behavior prediction for tropical soils relies on the comprehension of processes associated with water flux, which occur at the soil-atmosphere interface being conditioned by precipitation and soil infiltration capability at surface and subsurface. More specifically, soil suction is elevated after long periods of drought. Therefore, infiltration processes are hampered when the first rains occur because these conditions inhibit infiltration (Camapum de Carvalho, 2011). This behavior is due to physical, chemical and mineralogic characteristics of tropical soils and represents an important parameter for the analysis of inundation and flood processes at urban centers located in tropical regions. Furthermore, tropical rain generally occurs in episodes of short duration and high intensity, which can also turn the process of soil infiltration difficult and favor concentrated flows of pluviometric flux.

Other conditions that may influence the processes of hydrologic flux, infiltration or superficial flow, consists in morphometric parameters. These parameters can be analyzed by means of observations upon hypsometric variation, flux length, declivity and horizontal and vertical terrain curvatures. These parameters represent terrain attributes that can favor superficial flow as well as contributing to water flux accumulation. However, over urban areas, forms of land use can result in high impermeabilization rates and significant alteration on processes of infiltration and superficial flow, contributing to the increase of concentrated superficial flow and favoring inundation and flood processes. Consequently, the comprehension of rain patterns, terrain morphological characteristics, land use and land cover can contribute to the analysis of pluvial water flux increases in urban areas. Any modification in one of those processes can result in qualitative and quantitative transformations in the natural balance of the hydrologic cycle (Leão Carvalho, 2013). In order to examine this factors, this article analyses inundation and flood processes in Goiânia, considering topoclimatic scale in order to analyze morphometric aspects (hypsometry, flux length, declivity and horizontal and vertical terrain curvatures), surface infiltration capacity, physical, chemical and mineral soil attributes, intense pluviometric episodes, land use and land cover.

1. Data and Method

1.1 Methodological proceedings

As previously described, spatial analysis of flood and inundation processes occurrences in Goiânia, Brazil, was made by the observation of morphometric characteristics, surface infiltration capacity, intense pluviometric events, soil characteristics, and patterns of soil use and cover. The surface infiltration capacity was estimated using rate measurements at 10 (ten) distinct places in the city, at areas of distinct land use and land cover. Oliveira and Silva's (2005) method of concentric cylinders was used to achieve this data. Morphometric aspects (horizontal and vertical terrain curvature; declivity; hypsometry; flux length) were modulated from available altimetric data of Goiânia's Basic Urban Map (MUBDG), provided by Goiânia's Company of Data Processing – COMDATA (2010) and using ArcGis 10.3/ESRI software tools. Episodes of extreme rains between 2015 and 2017 were quantified using pluviographs (Irriplu P500) located at points situated in north, south, east and west of Goiânia. Soil physical, chemical and mineral characteristics were observed in 10 (ten) distinct places in the city in order to determine humidity, consistency limits and soil specific weight; granulometry with and without deflocculant was measured with a laser granulometer. All those tests were realized in accordance with the Brazilian Association of Technical Standards (ABNT) specific norms; mineralogical composition was also estimated by x-ray diffraction tests. Land use and cover were mapped by Landsat 5-TM, which were made available by the National Institute for Spatial Research (INPE). Information on inundations and floods were obtained with the Military Fire Department of Goiás State.

1.2.1 Climatic characteristics of Goiânia city, Brazil

Goiânia (Figure 1) is situated at the central portion of Brazil, with an approximate area of 739.492 km² (Luiz, 2012). The climate is marked by strong seasonality due to origin, frequency and trajectory of negative and positive isobaric systems that act over South America. Precipitation has high interannual variability, between 1060 and 2100 mm/year. The rainy season happens from October to March, while the dry season lasts from April to September, when average monthly precipitation is inferior to 10 mm, relative humidity rates are low - inferior to 20% -, with values that can reach be close to 10% during the most critical periods of the day. Highest temperatures occur in September, October and November, with monthly

averages between 29°C and 33°C and the coldest months are June and July, with averages between 16°C and 18°C (Luiz, 2012). Luiz (2012) observed an increasing tendency of maximum and minimum air temperature, in an average between 0,8°C and 2,2°C while the relative humidity decreases at an average of 7%. As for the rainfall pattern, no variation was observed in annual totals.

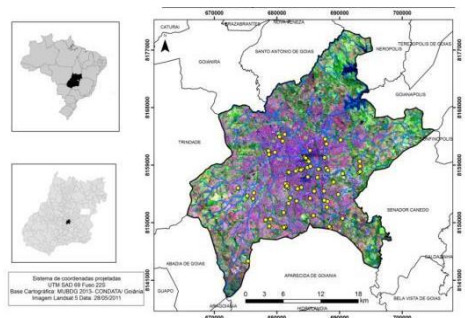


Figure 1. The study area and locations of flood and inundation occurrences (2015/2017): Goiânia, Brazil. **Source:** Luiz (2017).

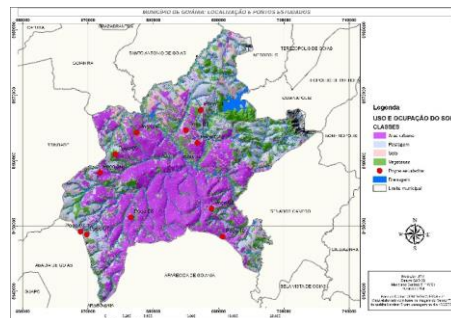


Figure 2. The locations of tested (method of concentric cylinders) points for different types of surface soil cover at Goiânia, Brazil. **Source:** Luiz & Farias (2012).

2. Results

Results of tests on surface infiltration (method of concentric cylinders, Oliveira & Silva, 2005), intense pluviometric events, soil characterization and its use and cover, alongside to the morphometric aspects are presented and discussed in the following sections. These conditions are then related to flood and inundation occurrences in Goiânia.

2.1 Surface Infiltration

Surface infiltration capacity was investigated between August 27th and September 6th, for different types of soil cover (Luiz, 2012). Reichart (1999) suggests that values superior to 30 mm/h indicate high capacity and those lower than 5 mm/h, show low capacity of infiltration (Oliveira and Silva, 2005). Surface infiltration capacity of selected places varied between 0,012 mm/h and 373,25 mm/h (Table 1). The points (Figure 2) with lowest infiltration rates refer to pasture coverage, with values that variate between 99,88 mm/h and 195,2 mm/h. In this case, highest values corresponding to points indicated as P2 and P7 are justified by microfauna presence, which influence the infiltration rate. It is also worth highlight that P4 – at a preservation area –, is the area with the highest infiltration capacity (373,25 mm/h) among all tested areas. On the contrary, the lowest infiltration rate (0,012 mm/h) indicating superficial sealing, is found for P8 (Luiz, 2012).

Table 1. Infiltration capacity for different types of surface soil cover at Goiânia, Brazil.

<i>Land use and Land cover</i>	<i>Infiltration rates in mm/h</i>
<i>Pasture (P1)</i>	47,55
<i>Pasture (P2)</i>	195,2
<i>Pasture (P3)</i>	36,02
<i>Preservation area (P4)</i>	373,25
<i>Pasture (P5)</i>	30,48
<i>Invasive grasses (P6)</i>	68,8
<i>Pasture (P7)</i>	105,86
<i>Invasive grasses (P8)</i>	0,012
<i>Modified Cerrado (Savanah) (P9)</i>	42,84
<i>Pasture (P10)</i>	9,88

2.2 Pluviometric Events

The pluviographs were installed in the North (N), South (S), East (E) and West (W) quadrants of the city. Information collected between October 2015 and May 2016 indicated accumulated values of elevated spatial and temporal irregularity, between 218,2 mm and 935,5 mm. North (N), South (S) and East (E) quadrants recorded higher pluviometric heights when compared to West (W) and Southwest (SW) quadrants. The study indicated that, at the beginning of rainy season, those events occurred mainly in the night.

Values higher than 60 mm/24 h and 10 mm/10 min were considered intense episodes, as proposed by the *Instituto Nacional de Meteorologia* – INMET (1999). Intense episodes of 24 hours occur mainly in the N and S regions, characterized by 77,6 mm and 46 mm, respectively. There are also occurrences of intense episodes with duration of 1 hour and 10 minutes. Precipitation episodes with rates mainly varying between 30 mm.h⁻¹ and 77,6 mm.h⁻¹, have been recorded, with higher intensity registered for N and S regions, respectively 77,6 mm.h⁻¹ and 45,6 mm.h⁻¹. Intensities higher than 10 mm in 10 minutes were observed specifically in the N region at dawn, with episodes of 10,9 mm - 19,6 mm. Intense episodes of 10 mm in 10 minutes, in general, are sufficient to flood public roads. Intense events observed mainly in the N, S and SW regions are justified by the trajectory of atmospheric systems during rainy periods, from the north and northwest of the city towards its south quadrant. Indeed, atmospheric systems originating from N and NW follow their trajectory to the South of the city, arriving at the NW portion and areas of higher urban density, which favors hot air convection and increases rain intensity (Faria, Mesquita and Luiz, 2014).

2.3 Physical, Chemical, Mineral Characterization of Land Use and Soil Cover

Physical, chemical and mineral characteristics were analyzed at 10 points in ten different areas distributed over Goiânia. Soil humidity analyzed during the period of August - September, in depths between 0,1 m and 0,5 m, was found to vary between 0,96 % and 8,8 %, justified by atmospheric demand for humidity, soil cover and terrain curvature (Luiz, 2012). Mineral analysis indicated highly weathered soils with expressive quantities of Al and Fe oxides and oxide-hydroxides, with predominance of gibbsite, followed by kaolinite, hematite and goethite. Iron oxides and oxide-hydroxides have cementing properties, which develops an important role on aggregate formation, also observed on granulometric analysis. Granulometry of unconsolidated materials indicated high levels of aggregation, associated to bimodal characteristics of pore distribution, composed by micropores and macropores, which have peculiar behavior concerning permeability and water percolation. This behavior is similar to sand, although minerally –or considering the matrix in its disaggregated form– those are clay soils or predominantly clayey. Limits of consistency (w_L and w_P) test results indicated w_L between 33 % and 50 %, w_P , between 20% and 36%, which indicates clay soils of lateritic behavior and sandy soil of lateritic behavior. Concerning specific grain weight, it varied between 26,72 (kN/m³) and 30,49 (kN/m³), which are high and associated with high soil infiltration capacity (Luiz, Martins and Carvalho, 2012a).

2.4 Morphometric aspects (Hypsometry, declivity, terrain curvature, flux length) and soil use and cover at Goiânia

In altimetric terms, numerical models of terrain (NMT) indicate variations in terrain elevation between 660 m and 950 m in Goiânia. Declivities are inferior to 11% for approximately 85 % of the area, while increased declivities, around 23 % and 40 %, are found in the east and northeast regions. Forms of terrain indicate predominance of convex-divergent curvatures, namely, convex profiles and plan-divergent curvatures at slopes and concave-convergent, mainly at valley bottoms. Valley bottoms have straight configurations, as is the

case of the majority of streams in the municipality. João Leite creek, whose water basin occupies most of the southeast area of Goiânia, stands out because of its asymmetric banks, mainly concerning of its morphometry. Meia Ponte river, whose water basin occupies the municipality in almost its totality, has plains and terraces formations that cross the entire municipality in east-west direction approximately. Flux length in Goiânia is mainly configured through long paths that can achieve 327 m at an extensive ramp of low declivity, primarily at the slopes of João Leite creek left bank, which comprise a larger part of the south area of the city. Original vegetation in the municipality was constituted by forest, savannas (Cerrado) and areas of transition. Currently, natural cover is restricted and isolated in watersheds and throughout water courses. These natural formations, alongside urban space, with pastures and, in second plan, cyclical cultures, compose the physiognomy of natural vegetation and land use distribution in the municipality. Urban space has a larger area, followed by exposed soil class and natural vegetation, pasture, with lower area of agriculture.

2.5 Inundations and floods in Goiânia municipality, GO, Brasil

For the researched period, the occurrence of inundation and flood processes in Goiânia (Figure 1) evidences a pattern of water flux naturally concentrated in the central area of Goiânia. This is due to its terrain that, associated with impermeabilization and intense rains, tends to direct pluvial flux downstream. Regions that have higher susceptibility to inundations and floods are mainly those with altitudes between 680 m and 750 m, close to Meia Ponte river, João Leite creek, Anicuns and Capivara streams, and also in valley bottoms, primarily in its lowest portions, near those streams' mouths.

It is possible to notice (Figure 1) that high-risk inundation events occurred mainly in the city's central part, which is densely urbanized and impermeabilized. Soil characteristics, terrain morphometry, land use and soil cover can hamper infiltration processes. These, along with frequent intense pluviometric events, mainly occurring during the first rains after dry season, contribute to the occurrences of inundations in those places close to the plains of Meia Ponte river and its tributaries. In the southeastern area of the city, characteristics of low declivity and long flux length associated with impermeabilization, favors downstream flux that deflagrate inundations in the regions of Goiânia. Flood processes occurred at different places of the city, in areas with altitudes between 750 m and 900 m and with declivities inferior to 10 %. Elevated surfaces have continuity with ramps directed to valleys, characterized by straight or relatively concave slopes. Convex slopes tend to disperse pluvial waters. However, soil impermeabilization, bad dimensioning of pluvial galleries, trash accumulation and barriers formed by works of engineering favor an increase and concentration of surface fluxes, intensified by flood processes in Goiânia.

Conclusions and Discussions

Spatial and temporal variation of precipitations in Goiânia is large. Higher intensities and volumes in the northeast and southeast parts of the area are attributed to the influence of the atmospheric system originating mainly from the N and NW regions of the country, the Continental Equatorial System. In pasture areas, events that occurred during an hour surpass soil infiltration capacity, e.g., precipitation episodes with rates between 30 mm.h⁻¹ and 77,6 mm.h⁻¹ in terrains which infiltration rates varied around 30 to 45 mm/h. Events of 10 mm in 10 minutes resulted in floods in city public roads. Floods and inundations are related to pluviometric totals and morphometric characteristics of surfaces – mainly due to low declivities, with extensive ramp length – that direct the flux to the central portion of the city. Impermeabilization and absence of infrastructural systems capable of capturing pluvial flux

intensify the inundation processes at the city's central part. Flood processes tend to occur in areas of elevated impermeabilization, indicating a lack of ideal structures to capture pluvial water.

According to the model used, in relation to infiltration capacity, land use and land cover, the infiltration test indicated that amongst non-edified areas, pastures have lower values. However, the presence of microfauna in areas of pasture also favored increases in infiltration rates. Physical, chemical and mineral soil parameters and low declivities favor infiltration processes. Nevertheless, due to humidity variation, soil behavior in non-saturated conditions diminishes infiltration efficiency, especially during the first rainfalls, after long drought periods. In this sense, when intense rains occur, high rate of impermeabilization and low declivities in long flux lengths; there is an increase in superficial flow and occurrence of inundation and flood processes.

Acknowledgements

Gratitude to the Institute of Socio-environmental Studies (IESA/UFG), the Military Fire Department of Goiás State for facilitating the access to information; CAPES and CNPq, for financial aid.

References

- ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6457: Solo – Determinação do teor de umidade do solo. Rio de Janeiro, 1986a.
- ABNT_____. NBR 6459: Solo - Determinação do limite de liquidez. Rio de Janeiro, 1984c.
- ABNT_____. NBR 7185: Solo – Determinação do peso específico do solo. Rio de Janeiro, 1986b.
- ABNT_____. NBR 7180: Solo – Determinação do limite de plasticidade. Rio de Janeiro, 1984d.
- ABNT_____. NBR 7181: Solo – Análise Granulométrica. Rio de Janeiro, 1984b.
- Camapum de Carvalho, J., 2011. Os solos não saturados no contexto de alguns problemas socioambientais no Brasil. *VII Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados*. Arquivo digital. Pirenópolis, Goiás.
- Faria, E. M., Mesquita, V. Luiz, C., Junior, L. G. F. , 2014. Monitorando sistemas atmosféricos de tempo por satélite: um estudo de caso para Goiânia. *XI Simpósio Brasileiro de Climatologia. Variabilidades e Mudanças Climáticas: estado da arte e perspectivas da interação sociedade-natureza*. Arquivo Digital. Curitiba, Paraná.
- Instituto Nacional de Meteorologia, 1999. Manual de Observações Meteorológicas, 1999. INMET. Ministério da Agricultura do Abastecimento. Brasília, 3, 36-62.
- Leão Carvalho, E. T., 2013. Avaliação Geotécnica de Pontos de Infiltração de Águas Pluviais. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília, Brasília., 316p.
- Luiz, G. C., 2012. Influência na relação solo-atmosfera no comportamento hidromecânico de solos tropicais não saturados: estudo de caso - Município de Goiânia – GO. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 271 p.
- Luiz, G.C., Martins, L.F.R., Camapum de Carvalho, J., 2014. Variação espacial e temporal do processo de infiltração considerando aspectos geotécnicos e ambientais no município de Goiânia/GO. *XVII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica*. Goiânia, Brasil.
- Oliveira, C.A., Silva, C.L., 2005. Quantificação do processo de entrada de água (infiltração), através da superfície do solo saturada, usando um cilindro Infiltrômetro. *Faculdade de Agronomia de Viçosa*. 2005. 2 p.
- Luiz, G.C., Farias, S.E., 2017. *Análise espacial do comportamento pluviométrico e os processos de alagamentos e inundações na cidade de Goiânia-GO/Brasil*. II Encontro Luso-Afro-Americano de Geografia Física e Ambiente. Guimarães, Portugal.
- Reichardt, K. (1990). A água em sistemas agrícolas. Editora Manole Ltda, São Paulo, 171 p.

EVALUATION DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES RISQUES NATURELS AU MAROC SEPTENTRIONAL

MASTERE M. (1), EL FELLAH B. (2), VAN VLIET-LANOE B. (3) et MAQUAIRE O. (4)

(1) Institut National d'Aménagement et d'Urbanisme, Laboratoire Gestion des Risques et Développement Territorial. Avenue, Allal El Fassi B.P 6215, Rabat-Instituts. mohamed.mastere@gmail.com

(2) Institut Scientifique, Université Mohammed V Rabat, B.P. 703 Agdal, 10106, Maroc. elfellah@israbat.ac.ma

(3) CNRS, UMR 6538 Domaines Océaniques, Université de Brest, Institut Universitaire Européen de la Mer, Rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France. brigitte.vanvlietlanoe@univ-brest.fr

(4) LETG-CAEN GEOPHEN, UMR 6554 CNRS, Université de Caen Normandie, France. olivier.maquaire@unicaen.fr

Résumé : Le Maroc est l'un des pays du pourtour méditerranéen les plus exposés aux aléas naturels. Dans ce sens et compte-tenu des transformations socio-économiques que subissent ses provinces septentrionales, la vulnérabilité face aux aléas naturels devient de plus en plus forte avec les changements climatiques. De ce fait, il est primordial de connaître les effets potentiels des changements climatiques (CC) sur les aléas afin de comprendre les couplages entre leurs processus. Ceci permettra d'améliorer notre vision sur l'occurrence spatiale et la récurrence temporelle, le comportement de ces risques ainsi que leurs impacts sur les hommes et leurs biens. Cela facilitera également leur prévention et prévision mais aussi la mitigation de leurs effets.

Mots clés: changements climatiques, aléas naturels, Maroc Septentrional, NAO.

Summary: Morocco is one of the most exposed countries to natural hazards around the Mediterranean. Regarding the undergoing socio-economic transformations in the northern provinces, vulnerability to natural hazards is becoming more and more acute with climate change. Therefore, it is essential to know the potential effects of climate change (CC) on hazards to understand the coupling between their processes. This will improve our vision of spatial occurrence and temporal recurrence, the behaviour of these risks as well as their impacts on people and their property. It will also facilitate their prevention and prediction for the mitigation of their effects.

Keywords: climate change, natural hazards, Northern Morocco, NAO.

Introduction

Le climat Marocain, globalement semi-aride, subit les influences océaniques et se caractérise par une grande variabilité annuelle et interannuelle, et une alternance marquée de périodes humides (1995-1996, 2009-2010, 2017-2018) ou de sécheresses prolongées (1985-1995, 2004-2006). Depuis quelques années, nous assistons à une reprise des précipitations sur le Maroc avec des inondations catastrophiques notamment dans sa partie sud : plus de 100 mm en 24h, vents de 80 à 120km/h, orages de fin d'été très agressifs notamment en montagnes, accompagnés de la foudre et de la grêle. Ces inondations ont englouti l'agglomération de Rabat-salé le 24 février 2017 ; en décembre de la même année, une série de perturbations était derrière les inondations catastrophiques à Casablanca comme à Goulmim, aux confins du Sahara.

Après la très forte activité à la fin des années 90, le soleil s'est mis au repos depuis 2003. Vers 2008, la Terre est entrée dans le cycle solaire 24 (DeJager et Duhau, 2009), un cycle de très faible intensité. Le cycle suivant (n°25) devrait être encore plus faible.

Ce type d'alternance NAO positive avec peu de précipitations sur le Maroc a prévalu pendant la grande sécheresse de 1985-1995 ; alors que les périodes de fortes pluies de 1955-1973, 1995-

1996, 1999 et 2009-2010 ont été associée à des épisodes dominés par une NAO négative et à un refroidissement hivernal marqué sur l'Europe, surtout depuis 2005 (Figure 1).

Pendant le Petit Age Glaciaire, la NAO reste à dominante négative. Les épisodes positifs deviennent dominants à partir de 1830 avec les premiers retraits des glaciers des Alpes marqués par une phase négative isolée de 1946 à 1980 (Hurrell, 2018 ; VanVliet-Lanoë, 2005). A partir de cette date, on a commencé à parler du prochain glaciaire à venir.

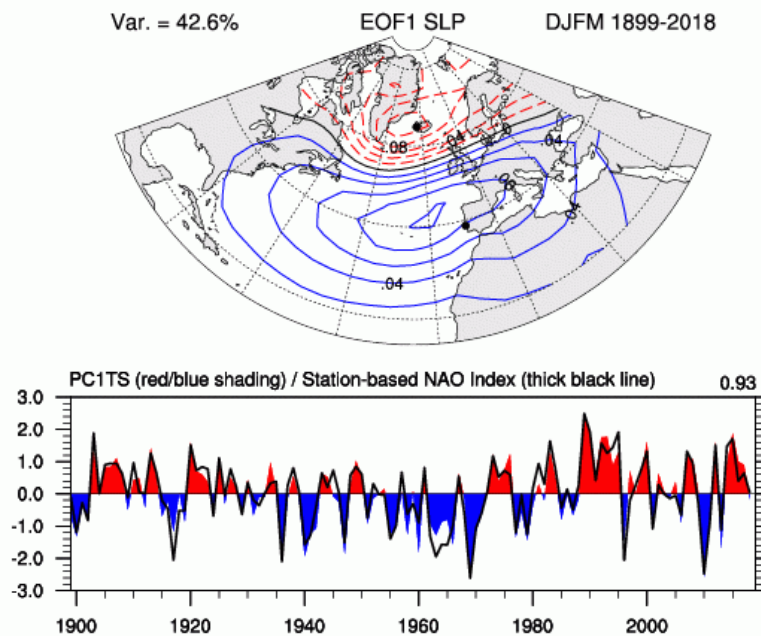


Figure 1. Indice NAO de 1899 à 2018 (Hurrell et al., 2018).

1. Implications en termes de risques

La dégradation du milieu et des ressources au Maroc septentrional, sous la pression démographique, l'urbanisation anarchique et la spéculation financière accentuent les risques d'origine naturelle, tels que les inondations, la sécheresse ou les mouvements de terrain.

1.1 Manifestations de l'érosion des sols et des crues

La dégradation du couvert végétal fragilise la couverture en sols ; ces derniers, cultivés ou urbanisés supportent le ruissellement et souffrent énormément de l'écoulement concentré en période de précipitation élevées, surtout après les longues sécheresses. De plus les pratiques agricoles récentes de labour profond, pour favoriser l'infiltration d'eau, détruisent par oxydation de la matière organique, la couche arable. Pour cette raison, les crues sont souvent brutales et favorisent l'arrachement de quantités considérables de sols (sheet-flood) et de sédiments à partir des parois des berges des cours d'eau (Figure 2). Dans un stade plus avancé, les ravines entaillent des versants entiers, les rendant tout simplement impropres à l'agriculture. Les vallées et plaines alluviales qui réceptionnent les crues sont urbanisées ou cultivées ; alors que les retenues d'eau sont sensiblement colmatées par les apports sédimentaires. Leur rôle de réservoir et de protection contre les événements pluviaux se trouvent anéantis. Les basses plaines sont généralement inondées, celles urbanisées concentrent les eaux, notamment via un assainissement urbain mal dimensionné, ce qui favorise des inondations rapides (inondation éclair ou «flash flood»). Les pertes matérielles qui en résultent sont le plus souvent considérables.

Au Maroc, sur une superficie totale des bassins versants proche de 20 millions d'hectares (200.000km²), les zones à risques représentent 75%. Les pertes annuelles en terres sont estimées à quelques 100 millions de tonnes et la capacité de stockage perdue par envasement ont été évaluée à au moins 50 millions de m³/an, soit le 1/10^{ème} de la capacité totale de rétention ou pratiquement l'équivalent d'un barrage moyen (HCEFLCD,1975). Donc, une reprise des précipitations fortes en relation avec une NAO de plus en plus négative pourrait dans le contexte socio-économique actuel coûter fort cher au pays et augmenter drastiquement la fréquence et la violence de ce type de catastrophe. D'autre part, la mise en réserve des précipitations restera précaire par une recharge limitée des réservoirs et surtout des aquifères profonds, en raison de l'importance du ruissellement de surface, ce qui devrait poser des problèmes d'approvisionnement en eau.



Figure 2. Exemples récents d'aléas naturels affectant le domaine rifain. **A** : oued Feddal (mars 2003), inondation et destruction partielle de la rocade nouvellement implantée ; **B** : flush flood suite à un orage automnal en 2003 ; **C** : la route entre Tainaste et Dhar Souk entravée par un glissement plan régulièrement sapé à la base ; **D** : signes de fraîcheur sur le glissement de terrain à morphologie saccadée, juste à l'amont des gorges de l'oued Laou ; **E** : ruelles de la médina de Larache avec arcades pour minimiser les contraintes des mouvements sur les anciennes habitations ; **F** : pied du glissement d'Assifane, maison en ruine à cause de la réactivation des mouvements après les intempéries de 2010.

1.2 Les causes de déclenchement des mouvements de terrain

Les montagnes constituent une importante composante du relief du Maroc, elles couvrent 15% de sa superficie et abritent 35% de la population rurale du pays. Elles sont soumises à différentes formes de dégradation qui se traduisent par un taux de recul d'environ 31 000 ha par an. Parmi les manifestations agissant au détriment du domaine forestier on reconnaît l'exploitation pour le combustible, le défrichement agricole, le surpâturage, les incendies de forêt et l'expansion urbaine. Les pluies d'hiver saturent généralement le sol et l'infiltration profonde est responsable de la formation de plans de glissement, notamment des glissements rotationnels sur les substrats argileux ou marneux, largement répandus dans le Rif. Sur les pentes raides, la saturation en eau va favoriser également le glissement de toute masse sédimentaire engorgée, surtout si la végétation possède un enracinement limité. Les grèzes, éboulis à matrice fine limoneuse au pied de la dorsale calcaire du Rif, modifient le sous-écoulement dans le versant en favorisant l'infiltration directe jusqu'aux marnes sous-jacentes. Ces mêmes grèzes peuvent se liquéfier et induire des coulées de boue ou de débris comme c'est le cas pour le glissement de Bouhala et la coulée d'Amtrass (débris flow) (Mastere, 2011).

Pour des raisons tectoniques, les versants fracturés peuvent se démanteler brusquement sous l'effet de la surcharge hydrique, générant tout type de mouvements, y compris les coulées boueuses (Figure 2). Comme les événements de NAO négative se produisent avec une descente latitudinale d'air froid, les chutes de neige seront de plus en plus fréquentes à moyenne altitude. Les coûts engendrés par une NAO négative sont donc potentiellement très importants dans les régions montagneuses.

1.3 Séismes et précipitations

Le Maroc a subi par le passé plusieurs tremblements de terre destructeurs. Plusieurs villes ont même été en grande partie détruites (tableau 1). A cette liste, nous pouvons ajouter le séisme d'Agadir 29 février 1960, celui de 28/02/1969 ayant affecté Salé et Safi centré au SW du Cap St. Vincent et celui du 26/05/1994 en mer d'Alboran, ayant partiellement affecté la ville d'Al Hoceima, travail achevé par celui du 24 février 2004 (tableau 2).

Tableau 1. Tremblements de terre reconnus dans l'histoire

Zone touché	Date de l'événement sismique
Tanger et Telmcen	22/05/881
golfe de Cadix	1/10/1079
Larache	1276
SW Espagne	9 décembre 1320 et 24 août 1356
mer d'Alboran	5 avril 1504 et le 22 septembre 1522
Fès	11 mai 1624
Melilia	5/08/1660
sud Portugal Nord du Maroc	27/12/1722
Séisme de Lisbonne	1 novembre 1755 ; 17, 18 et 27 novembre 1755
Agadir	30 mars 1761
Fès et Tanger	12 avril 1773
Tanger	20 octobre 1883

L'examen de la carte de sismicité du Maroc pour l'année 2009 (Cherkaoui, 2018) montre une activité sismique relativement importante dans le Rif où 40 événements ont été localisés dans la mer d'Alboran. Le séisme du 17 décembre 2009 d'une magnitude de 5,5 degrés sur l'échelle ouverte de Richter, a été ressenti sur la côte à Tanger, Kénitra, Rabat, Casablanca et à l'intérieur à Safi, Meknès, Fès et Marrakech. L'épicentre de la secousse tellurique a été situé dans l'océan atlantique, toujours au SW du cap St Vincent. Il faut noter que ces séismes se produisent plutôt en hiver (Mastere, 2011).

Tableau 2. Tremblements de terres récents du Maroc (Cherkaoui, 2004).

Année	Zone	Magnitude	Dommages humains	Dommages économiques	Dommages non quantifiés
1960	Agadir	5.7	12000 morts 25000 blessés	-	70% des constructions détruites
1994	Al Hoceima	5.6	6 morts	-	-
2004	Al Hoceima	6.3	628 morts 926 blessés	4.10 ⁸ US\$	12376 maisons effondrés en zone rural, 967 en milieu urbain et 15320 personnes sans abri.

Sur la base d'une étude géostatistique (période 1941 - 2011) une corrélation a été établie entre les indices NAO négatifs, les précipitations et plus de 75 % des séismes dont la magnitude est supérieure à 5 sur l'échelle de Richter (Mastere, 2011). Cette corrélation pourrait être fortuite, mais la corrélation entre la sismicité importante des années soixante (Agadir 1960, et Al Hoceima 1969) avec une NAO négative, la réapparition de la NAO négative dès 2004 (second séisme d'Al Hoceima) et la reprise de la sismicité en 2009 avec l'apparition d'une NAO négative suggèrent cette corrélation par un déblocage des contraintes par la reprise des précipitations à terre (Nord du Maroc et Sud de l'Espagne). Même si la majorité des épicentres sont localisés en mer, la lubrification des plans de failles par les eaux météoritiques permet un déblocage des contraintes imposées par la tectonique des plaques et leur transmission en mer via des fluides pressurisés circulant le long des failles, comme c'est le cas des Andes en relation avec les précipitations d'El Nino.

Conclusion

Il n'est pas nouveau de rencontrer une alternance de périodes pluriannuelles relativement sèches et humides à l'échelle de tout le Maroc, puisque des études dendrochronologiques dans les Atlas signalent de telles alternances au cours des trois derniers siècles (Lamb et Pepler, 1987). Dans le Rif, les cèdres et les sapins de Kétama et Chefchaouen sont les témoins des épisodes froids pluviaux, comme le sont les groizes, les coulées kilométriques des terrasses fluviales anciennes et les dépôts de travertins (El Gharbaoui, 1981).

Suite à ces travaux, de nouvelles analyses ont permis de mettre le point sur l'impact de la NAO sur le Maroc, notamment ceux de Lamb et Pepler, 1987 ; Lamb et al., 1997 ; Portis et al., 2001 ; Terray et al., 2004 ; Trouet et al., 2009 ; Driouech et al., 2010...etc ; dans lesquels des modèles permettant de prédire les variations des précipitations au Maroc ont été établis en se basant sur les variations futures de la NAO.

Plusieurs travaux (Berger et al, 1979 ; Till, 1987 ; Till et Guiot, 1990) ont montré que les périodes pluvieuses les plus importantes au Maroc ont tendance à coïncider avec de grands indices négatifs de la NAO, et le contraire est vrai pour la sécheresse. Une telle correspondance est parfaitement décalquable dans l'évolution du climat à l'échelle nationale et non seulement dans le Maroc Nord – Occidental. Il est donc fort envisageable, que les phases froides quaternaires du Rif voir même tout le Maroc, correspondraient à des périodes pluviales nivales et humides, et des phases inter-pluviales sèches, à des périodes chaudes, ces périodes correspondant respectivement à la dominance NAO- et NAO+ (Dickson et al., 1996 ; Trouet et al., 2009).

Bibliographie

- Berger, A-L., Guiot, J., Mathieu, L., et Munaut, A-V. (1979). Tree rings and climate in Morocco. *Tree-Ring Bulletin*, **39**, 61-75p.
- Cherkaoui, T-E (2018). Sismicité et aléa sismique au Maroc. Dernière mise à jour le 30/01/2019. <https://mtcherkaoui.wixsite.com/site>.
- Cherkaoui T-E. & El Hassani A. (2012). Seismicity and Seismic Hazard in Morocco: 1901-2010. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, section Sciences de la Terre, 2012, n° **34**, p. 45-55.
- Cherkaoui T-E. (2004) : Le séisme d'Al Hoceima du 24 février 2004. In Trav. Col. Nat. Sur « Région de Taza-Al Hoceima-Taounate, ressources et stratégies de développement », *Pub. Fac. Polydisciplinaire de Taza*, n° **1**, pp : 27-38.
- De Jager, C., Duhau, S. (2009). Forecasting the parameters of sunspot cycle 24 and beyond. *Journal of atmospheric and terrestrial physics*. **71**, 239-245.
- Dickson, R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P., Swift, J. (1996). Long-term co-ordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog Oceanogr* **38**:241–295.
- Driouech, F., Déqué, M., et Sánchez-Gómez E. (2010). Weather regimes-Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Glob Planet Change*. DOI:10.1016/j.gloplacha.2010.03.004.
- El Gharbaoui, A. (1981) La terre et l'Homme dans la péninsule tingitane. Etude sur l'Homme et le milieu dans le Rif occidental. Travaux de l'Institut Scientifique, série Géologie et Géographie Physique. Rabat, n° **15**. 439 p.
- Hurrell, J. W. & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 04 August 2018. "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based)". Retrieved from <http://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>.
- Lamb, P-J., El Hamly, M., et Portis, D-H. (1997). North-Atlantic Oscillation. *Geo Observateur* **7**, 103–113p.
- Lamb, P-J., Pepler, R-A. (1987). North Atlantic Oscillation: concept and application. *Bull.Am. Met. Soc.* **68**, 1218–1225p.
- Mastere, M. (2011). La susceptibilité aux mouvements de terrain dans la province de Chefchaouen (Rif central, Maroc) : analyses spatiale, modélisation probabiliste multi-échelle et impact sur l'aménagement et l'urbanisme. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 316 p.
- Portis, D-H., Walsh, J-E., El Hamly, M., Lamb, P.J. (2001). Seasonality of the North Atlantic Oscillation. *J Climate* **14**, 2069–2078p.
- Terray, L., Demory, M-E., Déqué, M., De Coetlogon, G., Maisonnave, E. (2004). Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J Climate* **17**, 4630–4635p.
- Till, C., Guiot, J. (1990). Reconstruction of precipitation in Morocco since A.D. 1100 based on Cedrus Atlantica tree-ring width. *Quaternary Research* **33**:337–351p.
- Till, C. (1987). Caractéristiques des chronologies de Cernes définies sur le cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* (Endl.) Carrière) au Maroc pour étudier l'évolution des Forêts et du climat. *Estratto da Dendrochronologia*, **5**, 143-181p.
- Trouet, V. Esper, J., Graham, N-E., Baker, A., Scourse, J-D., et Frank, D-C. (2009). Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* Vol. 324, No. 5923, 78-80p.
- Van Vliet-Lanoë, B. (2005). La planète des glaces : Histoire et environnements de notre ère glaciaire. Vuibert, Paris, 488 p.

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET SENSIBILITE DESRESSOURCES EN EAU DANS LE BASSIN VERSANT DE LA KARA AU NORD-TOGO

PILABINA S. (1), YABI I. (2) et KOLA E. (1)

(1) Département de Géographie, Université de Lomé, Togo, Email : spilabina85@gmail.com ;

(2) Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi (UAC)

Résumé : *Le présent travail est une contribution à une meilleure connaissance des effets potentiels de l'évolution du climat sur la disponibilité des ressources en eau dans le bassin versant de la Kara au Nord-Togo. Pour atteindre cet objectif, les méthodes de statistique descriptive à partir des données hydro-climatologiques ont été utilisées. Les données de simulation du modèle climatique HadGEM2-AO sous les scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5 utilisées sont issues du projet CMIP. Les résultats obtenus montrent que la période 1971-2015 a été marquée par une dynamique climatique avec près de 55 % d'années déficitaires et une hausse des températures moyennes de 1°C. Le modèle HadGEM2-AO prédit une hausse des températures d'environ 1,2°C sous le scénario RCP8.5 avec une baisse d'au moins 12 mm pour les précipitations. Avec ces phases de sécheresse et l'augmentation des températures observées et prédites, les débits connaissent une baisse affectant la disponibilité des ressources en eaux du bassin versant.*

Mots clés: *Bassin versant de la Kara, Changements climatiques, modèle hydroclimatique, ressources en eau.*

Summary: *This work is a contribution to a better understanding of the potential effects of climate change on the availability of water resources in the Kara river basin in North of Togo. To achieve this objective, descriptive statistical methods based on hydro-climatological data were used. The HadGEM2-AO climate model simulation data under the RCP 2.6 and RCP 8.5 scenarios used are from the CMIP project. The results obtained show that the period 1971-2015 was marked by a climatic dynamic with almost 55% of years in deficit and an increase in average temperatures of 1°C. The HadGEM2-AO model predicts a temperature increase of about 1.2°C under the RCP 8.5 scenario with a decrease of at least 12 mm for precipitation. With these phases of drought and the increase in observed and predicted temperatures, flows are declining, affecting the availability of water resources in the watershed.*

Keywords: *Kara Basin, Climate Change, Climatic Model, Water Resources*

Introduction

L'état de la disponibilité des ressources en eau sur un territoire est lié à l'évolution de certains facteurs à savoir le facteur climatique dépendant de l'évolution des précipitations, le facteur socio-économique lié à l'évolution des prélèvements de la ressource pour les différents usages de l'eau (MEDCIE, 2013) ; puis l'état de surface (niveau de couverture végétale, pente, sols, géologie, etc.). Depuis les années 1970, l'Afrique de l'Ouest est affectée par une baisse de la pluviométrie (Bricquet *et al.*, 1997). Celle-ci a généré une diminution des écoulements des grands bassins versants (Servat *et al.*, 1998). Ceci montre qu'il existe une relation entre le climat et la disponibilité des ressources en eau (Paturel, 1998). Le constat dressé par la division Eau de l'ONU est clair : « l'eau est le premier intermédiaire par lequel le changement climatique impacte les écosystèmes terrestres, ainsi que le mode de vie et le bien-être de nos sociétés ». Dans le bassin versant de la Kara, les études réalisées par Alidjao (1997), Dalouba (2004), Lémou (2014), Pilabina (2015), Badjana *et al.* (2017) ont mis en évidence une baisse des hauteurs de pluie et une augmentation des températures. Il en résulte une diminution de la disponibilité des ressources en eau dans le bassin versant affectant les activités socio-économiques des populations. Dans un contexte de changements climatiques, l'objectif de cette

étude est de caractériser la variabilité climatique et son impact sur les ressources en eau du bassin versant de la Kara. Le bassin versant de la Kara est situé entre 9°15' et 10°01' Nd'une part, et 0°30' et 1°38' E d'autre part. Il s'étend sur une superficie évaluée à environ 5228 km² avec 4594 km² (87 %) au Togo et 693 km² (13 %) au Bénin (figure 1).

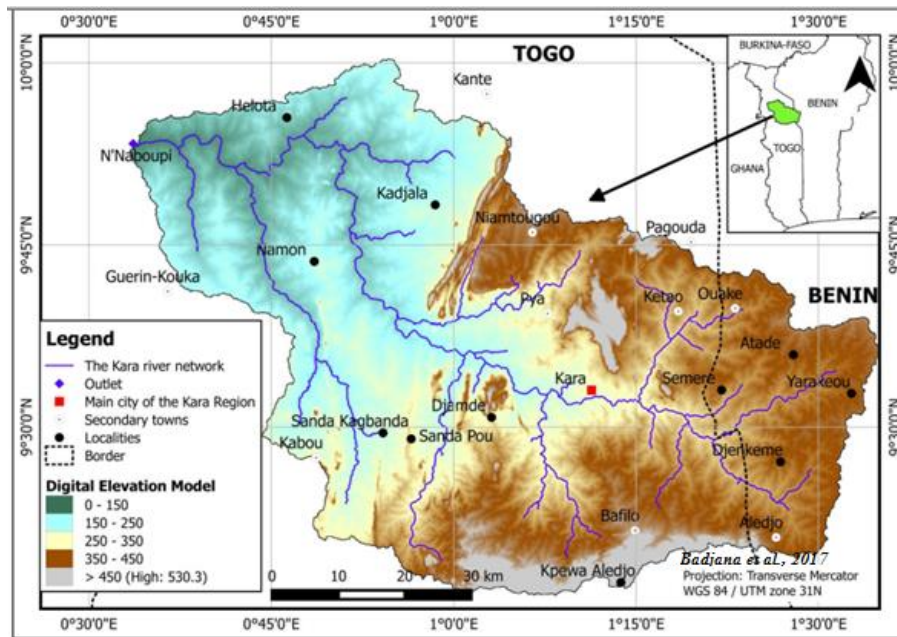


Figure 1. Présentation de la zone d'étude

1. Matériels et méthodes

Les données climatiques ont été collectées auprès de la Direction Générale de la Météorologie Nationale. Il s'agit des séries pluviométriques au pas de temps mensuel de quatre postes de la région du bassin versant de la Kara sur la période 1971-2015. Les données de simulation du modèle climatique HadGEM2-AO sous les scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5 utilisées sont issues du projet CMIP pour l'analyse des tendances futures sur la période 2041-2080 (Taylor *et al.*, 2012 ; Fröbet *et al.*, 2014).

La procédure de segmentation de Hubert présentant l'avantage de pouvoir rechercher des ruptures multiples de moyenne dans une série chronologique a été utilisée (Hubert *et al.*, 1998).

Pour déterminer si une année est pluvieuse ou sèche, l'indice standardisé (IS) est utilisé. La formule de cet indice est la suivante :

$$IS_i = \frac{(X_i - \bar{X})}{\sigma_x},$$

avec X_i : variable de l'année i , \bar{X} : moyenne de la variable sur la période étudiée et σ_x : écart-type de la variable sur la période étudiée. La moyenne mobile centrée réduite sur 5 ans a été appliquée car elle réduit les faibles fluctuations internes et fait mieux ressortir les grandes tendances des indices pluviométriques. Les méthodes d'Ardoin (2004) et de Totin (2010) sont utilisées pour analyser les changements climatiques dans le bassin versant à partir des formules :

$$D_i = \bar{P}_{hor} - \bar{P}_{ref} \text{ et } E_i = \frac{(\bar{P}_{hor} - \bar{P}_{ref})}{\bar{P}_{ref}} * 100$$

où D est la différence relative, \bar{P}_{hor} moyenne horizon 2041-2080, \bar{P}_{ref} moyenne de référence 1971-2010 et E l'écart en % correspond à l'augmentation ou à la diminution relative des

précipitations ou destempératures moyennes (horizon 2080) comparé à la moyenne de la période de référence(1971-2010).

2. Résultats

2.1 Tendance hydro-climatique actuelle dans le bassin versant de la Kara

2.1.1 Variabilité pluviométrique et thermique dans le bassin versant de la Kara

Le bassin versant de la Kara est marqué par une forte variabilité pluvio-thermique. L'indice standardisé de précipitation (figure 2) et de température (figure 3) a permis de mieux cerner la dynamique climatique dans le bassin versant.

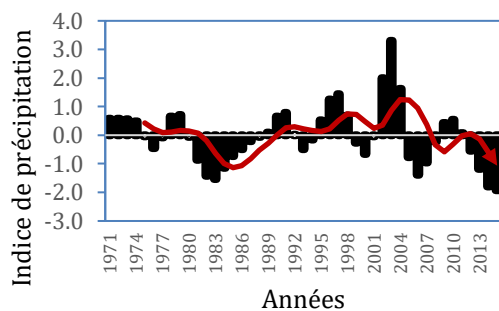


Figure 2. Evolution de l'indice standardisé de précipitations

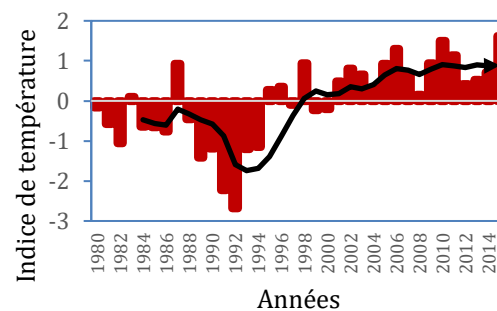


Figure 3. Evolution de l'indice standardisé de températures

Globalement, la période 1971-2015 a été marquée par 55,5 % d'années sèches, avec une baisse d'environ 8 mm entre 1971-2000 et 1981-2010. Les années les plus touchées sont 1982, 1983, 1984, 2006, 2007, 2013, 2014 et 2015. En utilisant les seuils de sévérité établis par la méthode du nombre d'écart-type (Aghrab, 2003), cette période a connu une année exceptionnellement sèche en 2015 avec un indice d'environ -2. Le test de rupture d'Hubert *et al.* (1989) montre que la dernière décennie est marquée par un déficit pluviométrique d'environ 27,1 % (2004-2015) précédé d'une phase d'augmentation des précipitations d'environ 26,1 % (1971-2004). Dans le même temps, il est observé une augmentation des températures moyennes d'environ 0,7°C durant les 15 dernières années. Or, le réchauffement s'accompagne de l'augmentation du pouvoir évaporant de l'atmosphère et une pression sur les ressources en eaux (Ogouwalé, 2009) en particulier celles de surface dans le bassin versant étudié.

2.1.2 Variabilité de l'écoulement dans le bassin versant de la Kara

L'analyse de la variabilité interannuelle des débits de la rivière Kara a été réalisée. Les résultats obtenus sont illustrés par les graphes de la figure 4. L'évolution des indices centrés réduits montre une importante variation des écoulements dans le bassin de la Kara. La moyenne mobile a permis de mieux visualiser la variation des écoulements en faisant ressortir de façon nette une période humide de 1970 à 1982 et une période sèche de 1983 à 1990. La comparaison des excédents obtenus à partir du bilan hydrique donne une idée de l'impact des modifications pluviométriques sur la recharge des aquifères (figure 5).

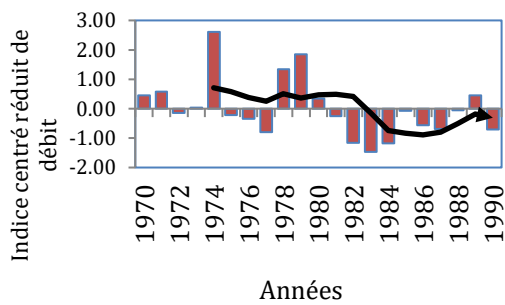


Figure 4. Evolution des indices de débit entre 1970 et 1990

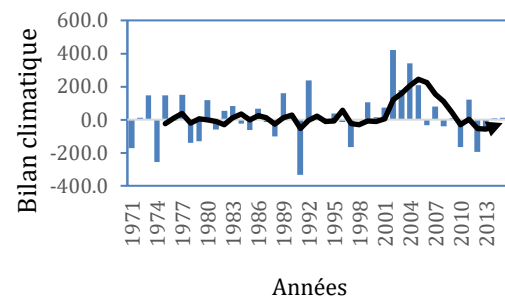


Figure 5. Evolution du bilan climatique annuelle entre 1971 et 2015

2.2 Projections climatiques dans le bassin versant de la Kara

Le modèle HadGEM2-AO prévoit une diminution des précipitations d'environ 12 mm sous le RCP2.6 et RCP8.5 entre les périodes 1971-2010 et 2041-2080. À l'échelle mensuelle (figure 6), les mois de novembre et décembre connaîtrons une augmentation pluviométrique d'environ 13,3 % selon les deux scénarios et 66,7 % et 97,0 % selon le scénario RCP8.5 par rapport à la période de référence 1971-2010.

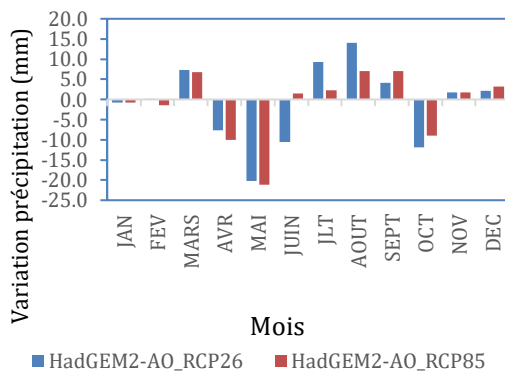


Figure 6. Variation des précipitations mensuelles

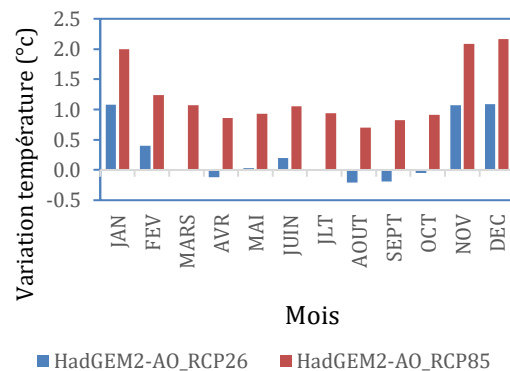


Figure 7. Variation des températures mensuelles

En revanche, les mois de juin, juillet, août et septembre, correspondant à la période d'installation des pluies pourront connaître une légère augmentation allant de 0,8 % à 5,3 % sous les deux scénarios sauf au mois de juin pour le scénario RCP2.6 où il y pourrait avoir une diminution de 5,9 %. Le mois d'octobre qui constitue le mois de début de retrait des pluies pourrait se caractériser par une diminution pluviométrique respectivement de 10,2 % pour le RCP2.6 et 7,6 % pour le RCP8.5. En ce qui concerne les températures, le modèle le moins pessimiste (RCP2.6) prévoit une augmentation d'environ 0,3 °C entre les deux périodes tandis que le plus pessimiste (RCP8.5) envisage une augmentation de 1,2 °C (figure 7). Sur cette figure, les températures sont en hausse de janvier à décembre pour le RCP8.5. Par contre, il y aura une baisse des températures pour le scénario RCP2.6 seulement au cours des mois d'août à octobre puis avril.

La réduction attendue des précipitations, associée à une modification de leur répartition tout au long de l'année dans un contexte de réchauffement thermique, devrait se traduire par une réduction de la disponibilité de la ressource, en particulier au cours de la saison sèche. Cette réduction des précipitations a pour corollaire une augmentation de la fréquence et de la durée des

épisodes de sécheresse, entraînant une hausse des prélèvements en l'absence de mesures d'adaptation et donc une réduction de la disponibilité de la ressource.

2.3 Impacts potentiels sur les ressources en eau du bassin

Les températures moyennes mensuelles varient de 25,5 °C en août (qui coïncide avec le plus fort bilan climatique d'environ +121,5 mm) à 30,6 °C en mars qui a l'un des bilans climatiques les plus déficitaires avec environ -163,1 mm (figure 8). En général, le mois de mars est le plus chaud de l'année. Le renforcement du pouvoir évaporant de l'air d'octobre à mai correspond à une pression climatique sur les ressources en eau dans le bassin versant. Les faibles valeurs de températures correspondent à un bilan climatique positif au cours des mois de juin à septembre. Le bilan climatique est globalement négatif à l'échelle interannuelle avec en moyenne -654,8mm.

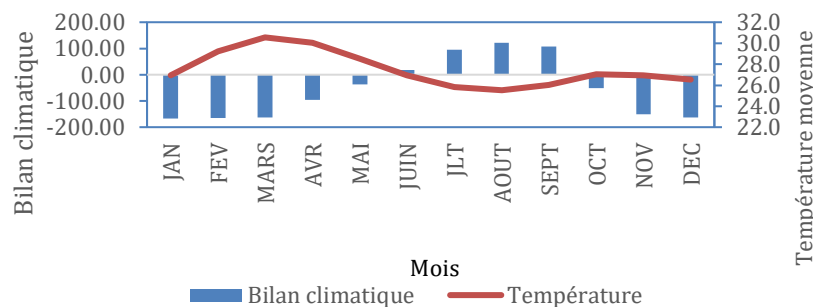


Figure 8. Température moyenne et bilan climatique mensuelle

3. Discussion

Le régime pluviométrique moyen du bassin de la Kara a connu une alternance de périodes humides et sèches entre 1971 et 2015, avec une tendance générale à la baisse des précipitations annuelles et une augmentation des températures (Alidjao, 1997 ; Dalouba, 2004 ; Lémou, 2014 ; Pilabina, 2015 ; Badjana *et al.*, 2017). D'autres auteurs ont évoqué la baisse des précipitations dans le Centre-Nord du Burkina Faso (Zombré, 2006 ; Da, 2008 ; West *et al.*, 2008 ; Sarret *et al.*, 2015). Cette baisse pluviométrique généralisée a des conséquences importantes sur la disponibilité des ressources en eau (Servat *et al.*, 1999). Albergel et Valentin (1988) ont constaté une tendance à l'assèchement du petit bassin versant soudanien de Kogneré (Namentenga) en 1984 comme ce fut le cas dans le bassin de la Kara (Pilabina, 2015 ; Badjana *et al.*, 2017). Ces auteurs ont noté d'importantes perturbations dans le fonctionnement hydrologique de ce bassin dues à la fois à la dégradation climatique et à l'explosion démographique. Les conséquences du changement climatique sur les économies des pays africains et plus particulièrement dans le bassin versant de la Kara sont indéniables (IPCC, 2007). Selon Houghton *et al.* (2001), les événements climatiques extrêmes devraient devenir plus fréquents avec le réchauffement climatique. La hausse des températures comme la modification du calendrier des précipitations auront un impact négatif sur les ressources en eau, avec la modification de son cycle. Ceci limiterait sa disponibilité, son accessibilité et son approvisionnement. Avec la variabilité du climat et la baisse des précipitations, les eaux pluviales, de surface et souterraines subissent d'énorme pression (Totin, 2010). Dans le même temps, la hausse thermique pourra déséquilibrer le bilan hydrologique par une intensification de l'évaporation physique et de l'évapotranspiration du couvert végétal, entraînant un besoin accru d'irrigation.

Conclusion

Comme la plupart des bassins de l'Afrique de l'Ouest, le bassin versant de la Kara est sujet à la variabilité climatique. Cette étude menée donne une idée de son impact sur les ressources en eau. L'indice standardisé a mis en évidence les fluctuations des régimes pluviométriques et hydrologiques en relevant les périodes humides et sèches. Les changements climatiques présentement observés ainsi que ceux prévus pour les prochaines décennies sont à même d'engendrer plusieurs modifications dans l'actuelle distribution spatiale et temporelle des régimes hydrologiques. Dans ces conditions de réduction des eaux de surface, les nappes souterraines seront davantage sollicitées, alors même que leur recharge sera réduite du fait d'une augmentation de l'évapotranspiration potentielle.

Références bibliographiques

- Aghrab A., 2003. Caractérisation de sécheresse et élaboration des indicateurs climatiques pour son alerte précoce dans la région du Sais. Ecole Nationale d'Agriculture de Meknès, Maroc, 109 p.
- Albergel J., Valentin C., 1988. Sahélisation d'un petit bassin versant soudanien Kogneré-Boulsa, au Burkina Faso. *La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest* (Séminaire de Dakar, 21-26 novembre 1988), 119-133.
- Ardoin S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins versants hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II, 437 p.
- Badjana H.M., Renard B., Helmschrot J., Edjamé K.S., Afouda A., Wala K., 2017. Bayesian trend analysis in annual rainfall total, duration and maximum in the Kara River basin (West Africa). *J Hydrol*, 255-273.
- Bricquet J.P., Mahé G., Bamba F. et Olivry J.C., 1996. Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Koulikoro (Mali). *Mélanges à la mémoire de Jean Rodier, Publication AISH*, n°238, 157-166.
- Fröb F., Zubler E., Liniger M., 2014. Analyzing the CMIP5 climate model data base over Europe using a newly developed Model Diagnostic Suite. *Technical Report MeteoSwiss*, 249, 43.
- GIEC, 2007. Climate Change 2007. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976.
- Hubert P., Carbonel J.P. et Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques : Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest, *Journal of Hydrology*, 349-367.
- Lémou F., 2014. *Dynamique climatique et production agricole dans la Région de la Kara (Nord-Togo)*. Thèse de doctorat, Université de Lomé, 308.
- MEDCIE, 2013. Stratégie d'adaptation au changement climatique dans le grand-ouest : diagnostic thématique. *Étude MEDCIE Grand Ouest – Rapport Phase 1 - Partie 3*. France, 224.
- Ogouwalé R., 2009. Ressources hydro-pluviométriques : état et tendance dans le bassin versant supérieur de l'Okpara. Mémoire du Diplôme d'Études approfondies (DEA), 75.
- Paturel J.E., 1998. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 43(6), 937-946.
- Pilabina S., 2015. *Analyse du fonctionnement hydroclimatique du bassin versant de la Kara*. Mémoire de master, Université de Lomé, 106.
- Servat E., Paturel J.E., Brou K, Travaglio M., Ouedraogo M., Boyer J.F., Lubès-Niel H., Fritsch J.M., Masson J.M. et Marieu B., 1998. Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. *In Water Resources Variability in Africa during the XXth Century*, 323-337.
- Totin V.S.H., 2010. Sensibilité des eaux souterraines du bassin versant sédimentaire côtier du Bénin à l'évolution du climat et aux modes d'exploitation : Stratégies de gestion durable. Thèse de Doctorat Unique de l'Université d'Abomey-Calavi. 272.
- Vissin E.W., 2007. Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin versant béninois du fleuve Niger. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne. Dijon, France, 285.

ADAPTATION DE LA VITICULTURE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE : VERS DES SCÉNARIOS À HAUTE RÉOLUTION

QUÉNOL H. (1,2), LE ROUX R. (1) et TISSOT C. (3)

(1) LETG-Rennes, UMR 6554 CNRS - Université Rennes-2, Place Recteur H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex – France. herve.quenol@univ-rennes2.fr

(2) Department of Geography (and Centre for Atmospheric Research), University of Canterbury - Te Whare Wānanga o Waitaha, Private Bag 4800, Christchurch - New Zealand

(3) LETG-Brest, UMR 6554 CNRS - Université Bretagne Occidentale, 29280 Plouzané - France

Résumé : Diverses études sur l'adaptabilité climatique de la vigne dans différents scénarios de changement climatique montrent que l'on peut s'attendre à des modifications majeures aux niveaux mondial et régional. Cependant, les modèles actuels de changement climatique ne sont pas assez précis pour tenir compte de la variabilité climatique à l'échelle du vignoble. Le projet LIFE-ADVCLIM vise à développer des scénarios d'adaptation au changement climatique à l'échelle du vignoble en combinant des simulations du climat futur à l'échelle fine avec des modèles de croissance de la vigne, ainsi qu'en intégrant les pratiques culturales des viticulteurs. Dans le contexte du changement climatique, la connaissance préalable du climat local est un atout qui peut être utilisé pour définir les possibilités d'adaptation au changement climatique à moyen et long terme.

Mots clés: Changement climatique, échelles fines, viticulture, scénarios d'adaptation

Summary: Various studies on vine's climate adaptability under different climate change scenarios show that we can expect major modifications at global and regional levels. However, current climate change models are not accurate enough to take into account climate variability at the vineyard scale. The LIFE-ADVCLIM project aims to develop climate change adaptation scenarios at the vineyard scale by combining simulations of the future climate at fine scales with vine growth models, as well as integrating the cultivation practices of wine growers. In the context of climate change, previous knowledge of the local climate is an asset that can be used to define possibilities for adaptation to climate change in the medium to longer term.

Keywords: Climate change, fine scales, viticulture, adaptation scenarios.

Introduction

Différents travaux basés sur l'adaptabilité climatique de la vigne en fonction des scénarios du changement climatique montrent qu'on peut s'attendre à d'importants bouleversements à l'échelle de la planète avec la disparition de régions viticoles à horizon 2100. Les résultats de ces études basées spécifiquement sur de la simulation climatique proposent des méthodes d'adaptation au changement climatique relativement "brutales" comme le déplacement de régions viticoles ou le changement de cépages. Mais ces différentes études sur l'impact du changement climatique abordent les grandes régions viticoles mondiales et ne prennent pas en compte la variabilité spatiale du climat à des échelles plus fines. Pourtant, les paramètres atmosphériques au niveau de la couche limite sont tributaires des conditions de surface (aspérité et nature de la surface) et celle-ci peuvent engendrer une forte variabilité spatiale du climat sur des espaces relativement restreints (de l'ordre de quelques kilomètres à quelques mètres) (Quénol, 2014). Ce sont ces variations du milieu aux échelles fines (e.g. pente, exposition, type de sol, ...) qui déterminent les spécificités d'un vin et c'est à l'échelle de la parcelle que le viticulteur gère son exploitation et s'adapte au climat notamment par l'intermédiaire des pratiques culturales (travail du sol, travail de la vigne, ...). Il est donc nécessaire de prendre en compte cette variabilité spatiale du climat aux échelles locales dans le cadre d'une politique raisonnée d'adaptation au changement climatique. Or, malgré les énormes progrès réalisés ces dix dernières années au niveau de la résolution spatiale des projections climatiques (quelques

km²), celle-ci n'est pas suffisamment précise pour prendre en compte l'influence de paramètres locaux (comme la topographie et les types de sol) alors que ces paramètres sont déterminants sur les caractéristiques de la vigne et la typicité des vins. Combinée aux scénarios climatiques régionaux, l'analyse de la variabilité spatiale du climat local permet d'affiner la résolution spatiale des modèles et de proposer des méthodes d'adaptation raisonnées au niveau de l'exploitation plutôt qu'à l'échelle des grandes régions viticoles. Dans le cadre du programme européen LIFE-ADVCLIM (*ADaptation of Viticulture to CLIMate change : High resolution observations of adaptation scenarii for viticulture*), la variabilité spatiale du climat à l'échelle locale a été intégrée dans les sorties de modèles régionalisées (EuroCordex) du changement climatique (Quénol et al. 2014). La modélisation agroclimatique à échelle fine, combinée avec les stratégies de production des viticulteurs dans un système multi-agents, a permis de construire des scénarios d'adaptation au changement climatique basés sur la variabilité spatiale du climat à l'échelle du vignoble. Cette méthodologie est appliquée dans plusieurs régions viticoles - *Val de Loire, Pomerol/Saint-Emilion en France, Rheingau en Allemagne, Cotnari en Roumanie, La Rioja en Espagne et le Sussex au Royaume Unis*- représentatives de la viticulture européenne.

1. Données et Méthodes

1.1 Intégration de la variabilité locale du climat dans les scénarios régionalisés du changement climatique

L'utilisation des modèles de circulation régionale permet une désagrégation scalaire des sorties de modèles globaux, mais la nécessité d'une capacité de calcul importante rend difficile l'obtention de résultats satisfaisants aux échelles locales. Pour surmonter ces limites, des méthodes statistiques (ex : régression non linéaire, ...) sont utilisées pour effectuer l'interpolation spatiale des données climatiques obtenues à des échelles fines (ex : réseaux de capteurs installés dans les vignobles). Ces méthodes sont basées sur la relation statistique entre les caractéristiques de surface (ex : topographie, ...) et les variables météorologiques. La modélisation de la variabilité spatiale du climat à l'échelle locale a permis d'intégrer l'influence des facteurs locaux (relief, distance à la mer, ...) dans les simulations du climat futur. La figure 1 présente les différentes étapes concernant la descente d'échelle mise en place pour intégrer les modèles locaux dans les modèles climatiques régionaux prenant en compte les scénarios du changement climatique. Ainsi des cartes des indices bioclimatiques utilisés en viticulture (basés sur des sommes de températures journalières durant la saison végétative de la vigne) à 25m de résolution ont été produites pour les périodes 2031-2050 et 2081-2100 pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 ainsi que pour une période de référence (1986-2005) (Le Roux et al. 2018).

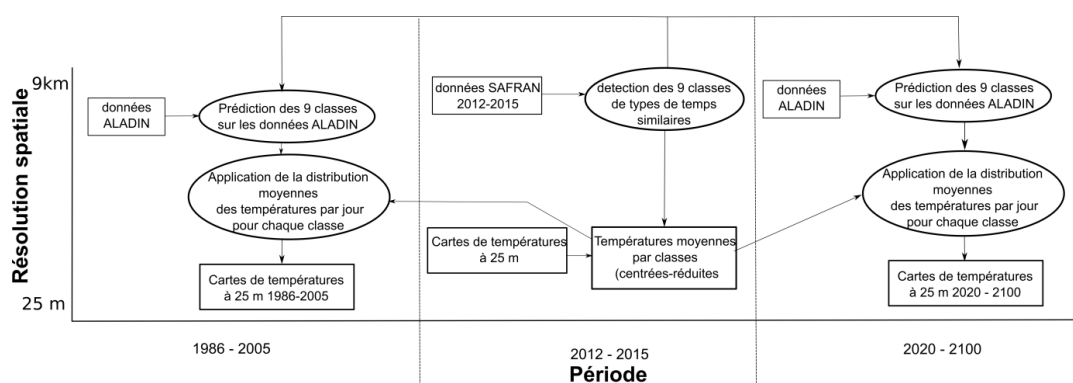


Figure 1. Schéma des différentes étapes de la descente d'échelle adaptée aux scénarios de changement climatique: applications aux régions viticoles françaises avec les données ALADIN (Le Roux, 2017)

1.2 Scénarios d'adaptation au changement climatique

Les scénarios d'adaptation au changement climatique sont élaborés en combinant les modèles du changement climatique locaux avec les pratiques culturales des viticulteurs. Cette action de recherche vise à simuler l'impact de la variabilité du climat sur la dynamique de la vigne et les capacités d'adaptation des viticulteurs au changement climatique. La mise en œuvre d'une approche de modélisation multi-agents a été privilégiée. Le modèle, intitulé SEVE (*Simulating Environmental impacts on Viticultural Ecosystems*) a pour objectif de simuler les impacts potentiels du changement climatique sur la phénologie de la vigne et sur les stratégies d'adaptation des viticulteurs. Les résultats sont restitués sous la forme d'itinéraires agronomiques en fonction de différentes stratégies d'adaptation illustrant l'évolution des caractéristiques agroclimatiques des vignobles concernés (Tissot et al., 2017 ; Tissot et al., 2014). Sur chaque site pilote, des parcelles représentatives de la variabilité spatiale du climat local ont été choisies. Pour chaque parcelle, le suivi de la phénologie, les pratiques culturales des viticulteurs, les stratégies de production ont été intégrés dans le modèle pour plusieurs années de références. Les différentes modélisations réalisées sur la période actuelle ont permis de calibrer et valider le modèle. Des simulations prospectives ont ensuite été réalisées à partir des modélisations climatiques à échelles fines à horizon 2050 et 2100 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (figure 2).

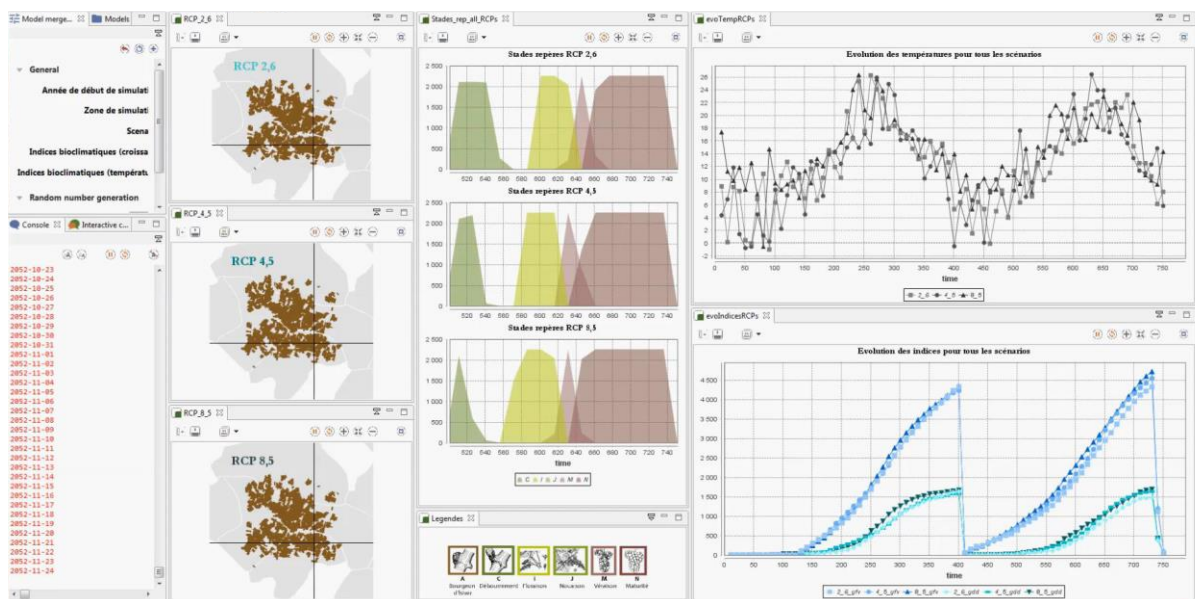


Figure 2. Modélisation de la phénologie, des températures et des indices bioclimatiques l'échelle parcellaire selon les scénarios RCP2.6, 4.5 et 8.5 dans les Coteaux du Layon (Val de Loire).

2. Résultats

2.1 Une variabilité spatiale à l'échelle locale comparable à l'évolution générale des températures pour les périodes futures

Les modélisations climatiques à échelles fines en fonction des scénarios du changement climatique ont mis en évidence que la variabilité spatiale du climat à l'intérieur des vignobles expérimentaux pouvait être du même ordre que l'augmentation générale de la température (sommées de degrés/jour) entre la période de référence et les périodes futures (2050 et 2100).

Par exemple, à horizon 2031-2050, les simulations montrent que l'indice de Huglin augmenteraient de 100 à 400 degrés/jours (selon les régions les sites pilotes) par rapport à la période de référence (1950-2005) alors qu'on note une augmentation de 100 à 300 degrés/jours

à l'intérieur du site pilote (figure 3). Cette différence correspond à une "classe climatique". Par exemple, sur le site de Pomerol/Saint Emilion, l'indice de Huglin passerait de la classe "tempéré" à "tempéré chaud" selon les scénarios RCP4.5 et 8.5. A l'échelle intra-site, la partie Nord (altitudes plus élevées) serait toujours dans la classe "tempéré" alors que le reste du site passerait en "tempéré chaud". Pour comparaison, les modélisations réalisées à l'échelle régionale (quatre pixels pour l'ensemble du site) sans descente d'échelles correspondent à la classe "tempéré chaud".

A horizon 2081-2100, l'augmentation de l'indice de Huglin varie de 300 à 500 degrés/jours pour le scénario RCP4.5 et de 600 à 1000 degrés/jours pour le scénario RCP8.5. Selon ce dernier, cela entraînerait un changement spectaculaire de 2 ou 3 classes climatiques pour l'ensemble des sites pilotes du projet LIFE-ADVCLIM. La variabilité climatique au sein des sites pilotes serait également élevée. Par exemple, l'augmentation générale de l'indice de Huglin entre la période de référence et 2081-2100 serait de plus de 700 degrés/jours dans le vignoble de Cotnari (Roumanie). La variabilité intra-site est de plus de 200 degrés/jours avec des données plus élevées sur les parties basses du vignoble.

Pour la période actuelle, l'augmentation de la température de ces dernières décennies a été favorable notamment pour les vignobles septentrionaux offrant de meilleures conditions thermique pour la maturité des raisins. Les régions viticoles méditerranéennes sont déjà soumises à des effets négatifs du changement climatique (ex : forte augmentation du niveau d'alcool des vins, etc ...). L'intégration de la dimension spatiale la variabilité du climat local dans les modèles régionaux du changement climatique permet d'apporter une information supplémentaire au vigneron dans l'optique de la mise en place de stratégies d'adaptation.

2.2 Scénarios d'adaptation au changement climatique à l'échelle de la parcelle : vers une adaptation raisonnée

Différents travaux basés sur l'adaptabilité climatique de la vigne en fonction des scénarios du changement climatique montrent qu'on peut s'attendre à d'importants bouleversements à l'échelle de la planète avec la disparition de régions viticoles à horizon 2100 (Hannah et al, 2013). Les résultats de ces études basées spécifiquement sur de la simulation climatique régionalisée proposent des méthodes d'adaptation au changement climatique relativement "brutales" comme le déplacement de régions viticoles. La modélisation multi-agent combinant les pratiques des viticulteurs, les caractéristiques des cépages et les modélisations du changement climatique à haute résolution spatiale ont permis de réaliser des scénarios d'adaptation au changement climatique basées sur la variabilité spatiale du climat local. L'intégration de la connaissance du climat local et des pratiques des viticulteurs dans les scénarios futurs permet de proposer des scénarios d'adaptation raisonnés. Selon les résultats fournis par la modélisation multi-agents, les principales stratégies d'adaptation pour le site Pomerol/Saint Emilion seront axées à court terme (2050) sur les techniques de vinification et à moyen/long terme (2100) sur le changement de matériel végétal afin de retarder le cycle phénologique et éviter une maturité très précoce. Le changement de matériel végétal pourra se faire de manière raisonnée en fonction de la variabilité locale du climat : cépages et porte-greffes plus résistants aux fortes températures dans les parties les plus chaudes du site pilote.

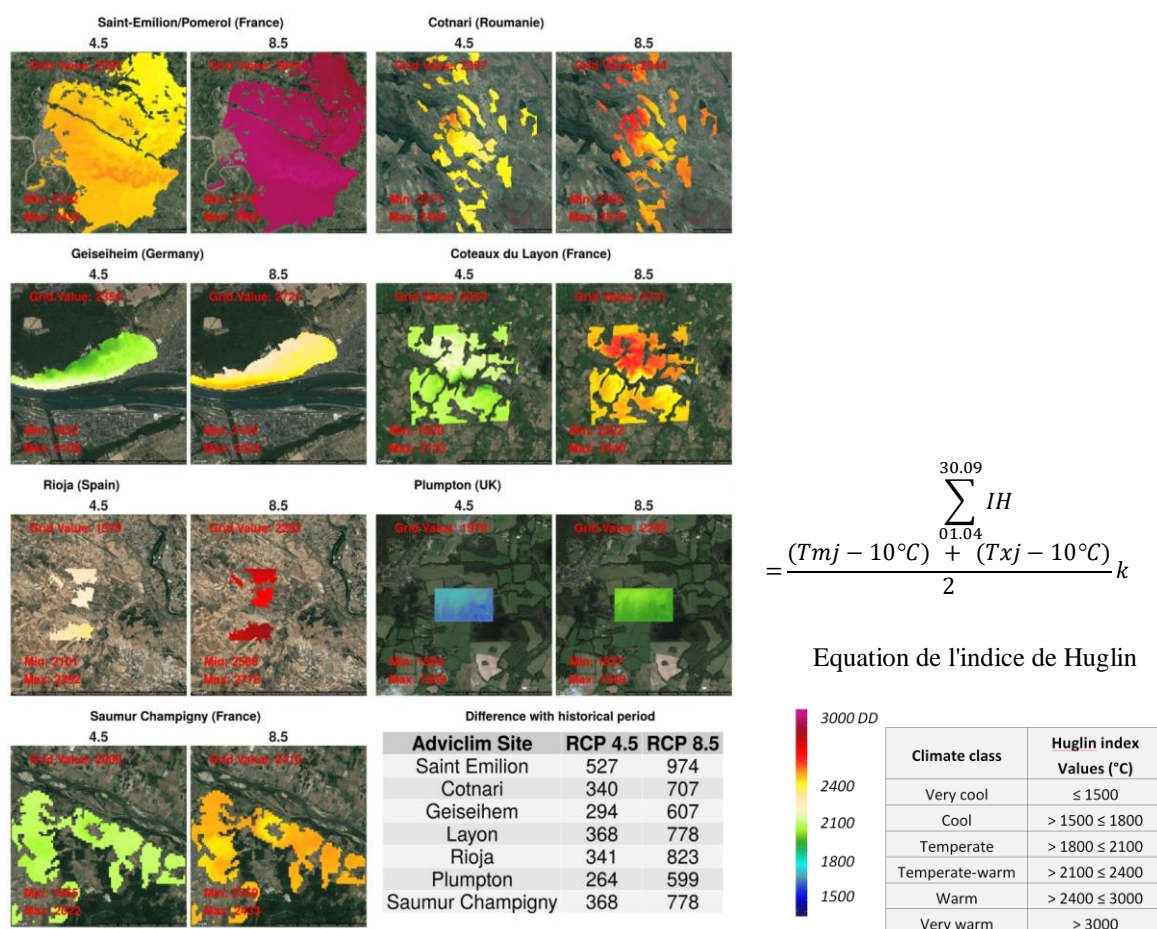


Figure 3. Modélisation de l'indice de Huglin¹⁷ avec une résolution de 25m selon les scénarios RCP4.5 et 8.5 à horizon 2081-2100.

Conclusion et discussion

En viticulture, le réchauffement climatique a des impacts très importants sur le fonctionnement de la plante, sur la qualité et les caractéristiques des vins et cela à différentes échelles (du global au local). Dans une optique d'adaptation de la viticulture au changement climatique, l'usage de modèles climatiques permet d'élaborer des scénarios, mais uniquement à l'échelle des grandes régions viticoles. Combinée aux scénarios climatiques régionaux, l'analyse de la variabilité spatiale du climat local permet d'affiner la résolution spatiale des modèles et de proposer des méthodes d'adaptation raisonnées au niveau de l'exploitation plutôt qu'à l'échelle des grandes régions viticoles. A horizon 2100, il est probable que les viticulteurs devront faire évoluer leur pratiques et stratégies (ex : nouveaux cépages, etc ...) en raison des conditions climatiques changeantes (Hannah et al, 2013 ; van Leeuwen et al. 2013). Les scénarios d'adaptation à haute résolution prenant en compte les pratiques des viticulteurs permettront de proposer des méthodes d'adaptation raisonnées au niveau de l'exploitation plutôt qu'à l'échelle des grandes régions viticoles.

¹⁷L'indice de Huglin correspond à la somme des températures moyennes et maximales journalières supérieures à 10°C calculée du 1er avril au 30 septembre. Un coefficient de latitude est appliqué pour prendre en compte la durée d'ensoleillement.

Remerciements

Etude réalisée dans le cadre du projet européen LIFE-ADVICLIM *ADapataion of VIticulture to CLIMate change : High resolution observations of adaptation scenarii for viticulture* (LIFE13 ENV/FR/001512).

Bibliographie

- Hannah L., Roehrdanz R.P., Ikegami M., Shaw M.R., Tabor G., Zhi L., Marque P.A. and Hijmans R.J., 2013: Climate change, wine, and conservation, *PNAS*, 2013, **110**, **17**, 6907-6912.
- Le Roux R., Van Leeuwen C., de Rességuier L., Neethling E., Irimia L., Patriche C., Santesteban G., Stoll M., Hofmann M., Foss C., Bonnardot V., Planchon O. and QuénoI H., 2018: Climate modeling at vineyards scale in a climate change context. *XII Terroir Congress, Zaragoza*, 18th-22nd of June 2018.
- Le Roux, R. (2017). *Modélisation climatique à l'échelle des terroirs viticoles dans un contexte de changement climatique*. Thèse de doctorat UBL.
- QuénoI H., 2014 : *Terroirs viticoles et changement climatique : du global au local*. In *Changement climatique et terroirs viticoles*, Lavoisier Tec&doc, 23-36.
- Tissot C., Neethling E., Rouan M., Barbeau G., QuénoI H., Le Coq C., 2017. Modeling Environmental Impacts on Viticultural Ecosystems: A First Case Study in a Regulated Wine Producing Area, *International Journal of Agricultural and Environmental Information Systems* (IJAEIS), n°**8**(**3**), pp. 1–20.
- Tissot C., Rouan M., Neethling E., QuénoI H., Brosset D., 2014. Modeling of vine agronomic practices in the context of climate change, in 37th World Congress of Vine and Wine, "Southern Vitiviniculture, a Confluence of Knowledge and Nature (Argentina)", *BIO Web of Conferences*, n°**3**(01015), EDP Sciences.
- QuénoI H., Grosset M., Barbeau G., Van Leeuwen K., Hofmann M., Foss C., Irimia L., Rochard J., Boulanger J.P., Tissot C. and Miranda C., 2014: Adaptation of viticulture to climate change: high resolution observations of adaptation scenario for viticulture: the adviclim european project. *Bulletin de l'OIV*, **87**, 395-406.
- Van Leeuwen C., Schultz H., Garcia de Cortazar-Atauri I., Duchêne E., Ollat N., Pieri P., Bois B., Goutouly J.P., QuénoI H., Touzard J.M., Malheiro A.C., Bavaresco L. and Delrot S., 2013: Why climate change will not dramatically decrease viticultural suitability in main wine-producing areas by 2050. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, letter.

CLIMATE CHANGE AND ITS IMPACT ON ANNUAL MAXIMUM PRECIPITATION USING HIGH RESOLUTION REGIONAL CLIMATE SIMULATIONS FOR THE REGION OF IGOUMENITSA

TSIKERDEKIS A. (1), MYRIOUNIS C. (2), ZANIS P. (1), TSIROGIANNIS I. (2) et VARRAS G. (2)

(1) Department of Meteorology and Climatology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece tsike@geo.auth.gr

(2) Department of Agriculture, University of Ioannina, Arta, Greece

Summary: This study analyzes high spatial resolution simulations ($0.11^{\circ} \times 0.11^{\circ}$) out of ten regional climate models (RCMs) from the EURO-CORDEX initiative, to quantify the impact of climate change on annual maximum precipitation events in the region of Igoumenitsa, Greece. The examined historical spans from 1971-2000 and the two future periods range from 2021-2050 and 2071-2100. In each future period two Representative Concentration Pathways (RCPs) are taken into consideration, the RCP4.5 and the RCP8.5. The results for the RCP4.5 and the RCP8.5 indicates that for the first future period, the annual maximum precipitation increases by 8% and 16.5%, while in the second future period it increases by 22% and 32.1% respectively. The Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves show that in both future periods the intensity of precipitation increases. This work highlights the need of using ensemble of future climate projections from RCMs to estimate flood episodes in accordance with structure resilience under the anticipated anthropogenic future climate change.

Keywords: Annual Maximum Precipitation, Climate Change, Regional Climate models, Floods

Résumé : Cette étude analyse les simulations de haute résolution spatiale ($0.11^{\circ} \times 0.11^{\circ}$) sur dix modèles régionaux de climat (RCMs) de l'initiative d'EURO-CORDEX, pour mesurer l'impact du changement climatique sur des événements maximum annuels des précipitation dans la région d'Igoumenitsa, en Grèce. Les périodes historiques examinées sont à partir de 1971-2000 et ceux de deux futures périodes à partir de 2021-2050 et 2071-2100. Dans chaque future représentant la Concentration Pathways (RCPs) deux sont prises en considération : le RCP4.5 et le RCP8.5. Les résultats pour le RCP4.5 et le RCP8.5 indiquent que pour la première future période, les précipitations maximales annuelles augmentent de 8% jusqu' à 16,5%, alors que pendant la deuxième future période elle augmente de 22% à 32,1% respectivement. Les courbes de l'Intensité-Durée-fréquence (film encreur) prouvent que durant les deux futures périodes, l'intensité des précipitations augmente. Ce travail accentue le besoin d'employer l'ensemble de futures projections de climat de RCMs pour estimer des épisodes d'inondation selon la résilience de structure sous le futur changement climatique anthropogène anticipé.

Mots clés: La précipitation maximum annuelle, changement climatique, modèles régionaux de climat, inonde

Introduction

The use of RCMs for dynamical downscaling to higher resolution is necessary to assess the regional and sub-regional climate of the complex topographically area of Greece (Zanis et al., 2015) while the Mediterranean is recognized among the most responsive regions to climate change (Giorgi, 2006). Climate change may alter the climate extremes, especially at the eastern part of the Mediterranean (Tolika et al. 2008; Kioutsioukis et al. 2010). Notably, positive trends of extreme daily precipitation were estimated for Greece (Nastos and Zerefos 2008). The intensity and the potential changes of extreme precipitation due to climate change may cause flood events, which are considered as a factor for a structure resilience (EL05). Recently a new high-resolution regional climate change ensemble has been established for Europe within the World Climate Research Program Coordinated Regional Downscaling Experiment (EURO-CORDEX) initiative with a horizontal resolution of 0.11° (Jacob et al., 2014). Thus, in this work we attempt to provide a comprehensive estimation of future climate change impact on the annual

maximum precipitation over the region of Igoumenitsa, using high resolution climate simulations from EURO-CORDEX.

1. Data and Method

1.1 Observational Data

The study area is located at the northern western Greece, in the province of Igoumenitsa (Figure 1). Meteorological measurements of daily aggregated precipitation ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) have been used from the station of Corfu for the period 1971-2000. The meteorological station of Corfu is located near the airport of the main city of the island and is a part of the Hellenic National Meteorological Service network. Although the station of Corfu is 36km away from the study area, it is the closest coastal, low altitude station that resembles the climate conditions of the study area.

1.2 Simulated Data

The simulations are a product of various Regional Climate Models (RCMs) driven by Global Climate Models (GCMs). Table 1 depicts the simulations that have been used on this study. The RCM simulations cover the EURO-CORDEX domain, have a high spatial resolution (0.11 degrees) and cover a time period from 1950 to 2100. The historical period of each experiment refers to 1950-2005, while the future projection period is 2006-2100 under the influence of two Representative Concentration Pathways (RCPs) adopted by the IPCC for its fifth Assessment Report (AR5); RCP4.5 and RCP8.5. For this study, the part of the historical period that was analyzed ranges from 1971-2000 and the two future periods range from 2021-2050 and 2071-2100. In order to cover the full extent of the study area, four neighboring grid cells have been selected (Figure 1). The four timeseries have been averaged to create a mean timeseries for each simulation. Meteorological data from the EURO-CORDEX for specific grid points can be acquired using the Data Extraction Application for Regional Climate (DEAR-Clima; <http://meteo3.geo.auth.gr:3838/>).

Table 1. An overview of the climate simulations used on this study, along with the regional climate model, the global climate model used as driver and the total period of each experiment.

<i>ID</i>	<i>Regional Climate Model</i>	<i>Global Climate Model (Driver)</i>	<i>Period</i>
<i>M1</i>	CLMcom-CCLM4-8-17	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	1950 Jan – 2100 Dec
<i>M2</i>	CNRM-ALADIN53	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	1950 Jan – 2100 Dec
<i>M3</i>	SMHI-RCA4	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	1970 Jan – 2100 Dec
<i>M4</i>	KNMI-RACMO22E	ICHEC-EC-EARTH	1950 Jan – 2100 Dec
<i>M5</i>	IPSL-INNERIS-WRF331F	IPSL-IPSL-CM5A-MR	1951 Jan – 2100 Dec
<i>M6</i>	SMHI-RCA4	IPSL-IPSL-CM5A-MR	1970 Jan – 2100 Dec
<i>M7</i>	CLMcom-CCLM4-8-17	MOHC-HadGEM2-ES	1949 Dec – 2099 Nov
<i>M8</i>	SMHI-RCA4	MOHC-HadGEM2-ES	1970 Jan – 2099 Nov
<i>M9</i>	CLMcom-CCLM4-8-17	MPI-M-MPI-ESM-LR	1949 Dec – 2100 Dec
<i>M10</i>	MPI-CSC-REMO2009	MPI-M-MPI-ESM-LR	1950 Jan – 2100 Dec

1.3 Methods

1.3.1 Calibration of the simulated annual maximum precipitation

The IDF curves are highly dependent on the distribution of annual maximum precipitation (30 years = 30 values for each period) and not on the low/mid values of daily precipitation. The IDF is not affected by the year to year changes of the annual max precipitation timeseries that is used for its creation. Thus, the Ensemble (ENS), which is the average outcome of all experiments, was created after sorting the annual max precipitation in ascending order.

Although ENS distribution is pretty close to the OBS distribution, there is still a combination of models (Best Ensemble; BENS), that can match better the annual maximum precipitation of OBS. Thus, all the available combinations between the ten regional climate simulations (1023 combinations) were estimated. Each combination is generated by averaging the sorted in ascending order annual maximum precipitation timeseries of two to ten climate models in each case. The Root Mean Square Error (RMSE), the standard deviation (StDev) and the 95% confidence interval of the mean (CI) were the metrics used in order to identify the BENS. The BENS is derived by a combination of 8 out of 10 models (M1, M4, M5, M6, M7, M8, M9, M10) with RMSE, StDev and CI equal to 0.131, 0.9 and 0.75 respectively. Indicatively it is noted that the RMSE of ENS is 0.277 and it underestimates the higher values of OBS distribution.

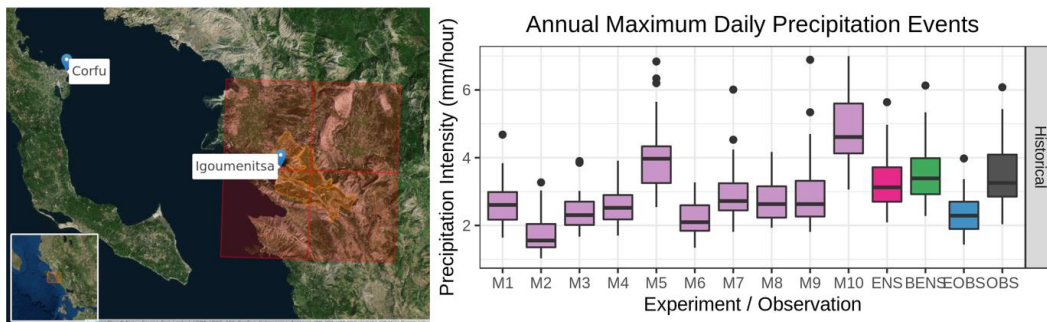


Figure 1. On the left, the study area (orange polygons) and the four selected grid cells (red boxes) of the regional climate model simulations. On the right, the annual maximum precipitation intensity ($\text{mm} \cdot \text{hour}^{-1}$) derived from daily data for the 10 regional climate simulations (M1 to M10), their Ensemble (ENS), the Best Ensemble (BENS) and the station at Corfu (OBS) regarding the period 1971-2000.

1.3.2 Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves

The IDF curves are a statistical method of estimating the extreme precipitation of a region. Essentially its curve represents the return period of an extreme precipitation event (years), while the horizontal and the vertical axis depict its intensity ($\text{mm} \cdot \text{hour}^{-1}$) and duration (hours). In order to estimate the IDF curves, the maximum annual precipitation has to be calculated for at least two durations, which may be ranging from 5 minutes, up to 2 days. Since the original temporal resolution of our meteorological measurements is daily, annual maximum precipitation was computed for 24 and 48 hours according to the hydrological year, which starts at the 1st of October. These values have been multiplied with the typical coefficients, 1.13 and 1.04 respectively, which accounts for the correction of aggregated daily measurements from rain gauge (Linsley et al., 1975).

The IDF curves were created using the Hydrognomon software (<http://hydrognomon.org/>). The input data were consisted by annual maximum precipitation intensity (mm/hour) in two duration (24h and 48h). The 50% highest intensity of precipitation for every duration was used as a sample to calculate the IDF using the statistical distribution function GEV-Max (kappa specified – L Moments). The GEV-Max (kappa specified - L Moments) statistical distribution function is associated with five parameters that define the shape (κ), the scale (λ), the location (ψ), the curvature (θ) and the slope (η) of the IDF curves, for specific duration (D in hours) and return periods (F in years):

$$I_{(a,T)} = \frac{\lambda \cdot \psi + \frac{\lambda}{\kappa} \left[\left(-\ln \left(1 - \frac{1}{F} \right) \right)^{-\kappa} - 1 \right]}{(D + \theta)^\eta} (\text{mm} \cdot \text{hour}^{-1})$$

It is noted that for the accurate estimation of the slope (η), curvature (θ) and shape (κ) parameters requires data from multiple stations with high frequency precipitation measurements (up to 5 minutes). Thus, these values were acquired from a prior study (EL05) and kept constant though out the data sets used in this study ($\eta=0.667$, $\theta=0.334$, $\kappa=0.108$). Furthermore, the analysis of this study is focused on duration higher than 12 hours.

2. Results

2.1 Historical period (1970-2000)

The IDF curves of ENS and BENS along with the OBS in the background are depicted in Figure 2 for the historical period (1970-2000). Both of the simulated IDF are quite close to the values of the observation, although ENS underestimates precipitation especially on events with return period 50, 500 and 5000 years. The standard deviation of the mean for BENS, which was derived by combining eight climate models, is $\pm 29\%$. Which means for example that a 24hours precipitation event with return period 100 years will have mean intensity $7.3\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ that ranges between a low $5.2\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ and a high $9.4\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ value.

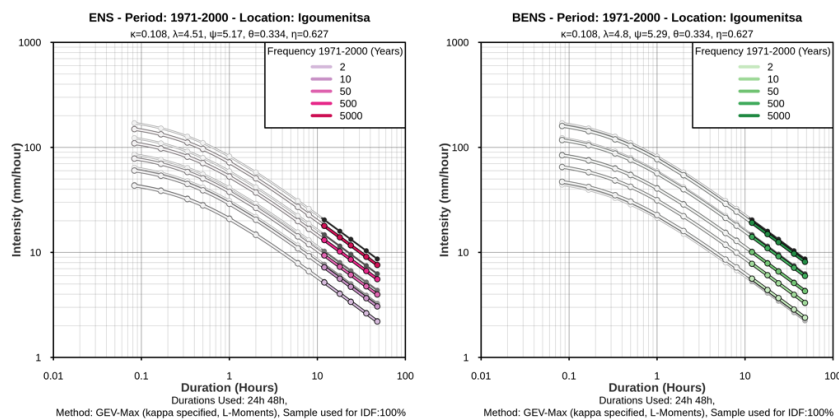


Figure 2. IDF curves with return period 2, 5, 50, 500, 5000 years regarding the period 1971-2000 and the study area over Igoumenitsa for (a) ENS and (b) BENS. In both cases OBS IDF is depicted for comparison.

2.2 First future period (2021-2050)

For the first future climate period the annual maximum precipitation for the scenarios RCP4.5 and RCP8.5 increased by 8% and 16.5% respectively. This increase is linearly growing from low to high values, with low values having an almost zero change in comparison to the historical period. Since future annual maximum precipitation is increased, future IDF curves values are increased too (not shown). For example, in the historical period, a 24-hour precipitation event with return period 50 years is estimated to have $6.6\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$, while at the first future period a similar event is estimated to have $7.8\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ (+18%) $8.5\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ (29%) for the RCP4.5 and RCP8.5 climate scenarios respectively.

2.3 Second future period (2071-2100)

In the second future climate period (2071-2100) the increase of the intensity of annual maximum precipitation due to climate change is even more evident. Under the scenario RCP4.5 the intensity increases by 22% while for the RCP8.5 by 32.1%. It is noted, that although under the scenario RCP4.5 the emission of greenhouse gases was constrained by the year 2040 and the radiative forcing was kept under $4.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ throughout the century, the intensity of annual maximum precipitation kept growing during 2071-2100 in comparison to the previous 2021-

2050 period. IDF precipitation intensity grows even more in the second future period in comparison to the historical period (Figure 3). A 24hour precipitation event with return period 50 years is estimated to have intensity $8.5\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ and $9.1\text{mm}\cdot\text{hour}^{-1}$ for the scenario RCP4.5 and RCP8.5 respectively, which is +29% and +38% higher from what was estimated during the historical period.

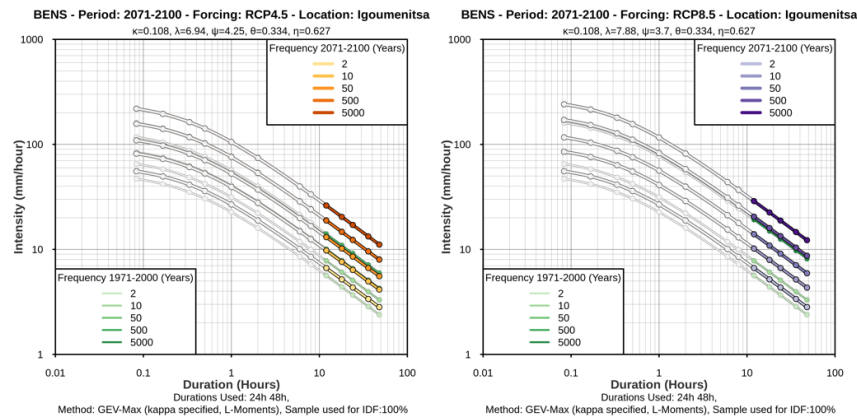


Figure 3. IDF curves with return period 2, 5, 50, 500, 5000 years regarding the period 2071-2100 and the study area over Igoumenitsa for the BENS under the climate scenario (a) RCP4.5 and (b) RCP8.5. In both cases BENS IDF of the historical period is depicted for comparison.

2.4 Climate change and IDF uncertainty

In previous studies (EL05), climate change impact on IDF has been quantified statistically, since it was based only on historical measurements of precipitation, using the 80% confidence interval of the mean around the IDF curves with return period 50, 100 and 1000 for several regions. For the region of Igoumenitsa, the lower boundary of this statistical estimation of climate impact is derived by multiplying 0.876, 0.843 and 0.723 with the actual values of IDF curves with return period 50, 100 and 1000 years. Respectively for the upper boundary these values are 1.109, 1.148 and 1.330.

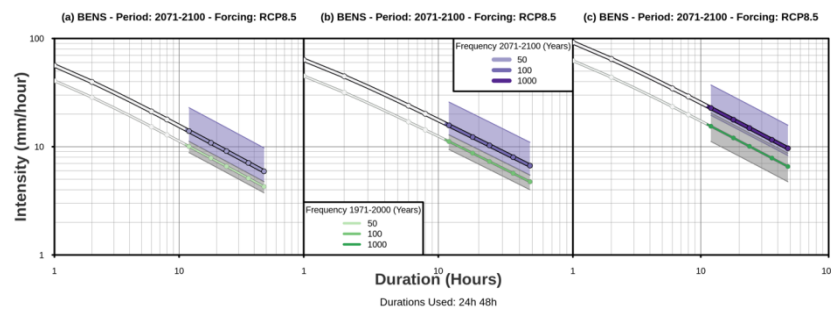


Figure 4. IDF curves with return period 2, 100, 1000 years regarding the period 2071-2100 and the study area over Igoumenitsa for the BENS under the climate scenario RCP8.5. In both cases BENS IDF of the historical period is depicted for comparison. The shaded areas depict the climate change uncertainty as it was previously estimated (reference; grey) and how it is estimated by the present study with the use of climate models (purple).

In the present study, climate change impact is quantified using future projections of regional climate models under specific two RCP scenario. The error of this methodology is accounted using the standard deviation of the mean of those models. For the first future period and for both RCP4.5 and RCP8.5, the range of uncertainty estimated with the prior statistical methods lies between the lower boundary and the mean that was calculated with the current method that make use of the climate models (not shown). For the second future period, and especially for the intense RCP8.5 scenario, the range of values estimated by the prior statistical method are

even lower than the lower boundary that was estimated with the current method (Figure 4), which indicates that the impact of climate change on annual maximum precipitation may be higher than previously unanticipated.

Conclusions and Discussion

The current study aims to provide a comprehensive approach on the impact of climate change on the annual maximum precipitation and the IDF curves over the region of Igoumenitsa, Greece. This is achieved by using data from high resolution climate simulationsthat were conducted in the framework of EURO-CORDEX. The simulated data were evaluated and calibrated based on daily precipitation measurements from the nearby meteorological station of Corfu. The analysis focused on the historical (1971-2000) period and two future periods (2021-2051 and 2071-2100) under RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. Annual precipitation increased for both the first future period by 8% and 16.5% as well as the second future period by 22% and 32.1% under the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios respectively. Equivalent rise was observed for the precipitation intensity given by the Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves for the future periods/scenario. Furthermore, it is noted that previous studies may have significantly underestimated the impact of climate change on annual maximum precipitation events and IDF.

Acknowledgments

This research has been financed by the National Strategic Reference Framework 2014-2020 (NSRF 2014-2020) Region of Epirus in the framework of the project: Integrated Monitoring, Prevention, Management and Alerting System for Floods in Urban Areas of Epirus – Pilot application for the city of Igoumenitsa (MIS Code: 5006503)

References

- EL05 - Flood Risk Management Plan for the Administrative Region of Epirus. Εγκεκριμένο Σχέδιο Διαχείρισης Κινδύνων Πλημμύρας Υδατικού Διαμερίσματος Ηπείρου (EL05) ΦΕΚ 2684 Β / 6.07.2018. [Link](#).
- Giorgi F (2006) Climate change hot-spots. *Geophys Res Lett* **33**:L08707. doi: 10.1029/2006GL025734
- Jacob D, Petersen J, Eggert B, et al. (2014) EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research *Reg Environ Change*, Springer Berlin Heidelberg, **14**:563–578. doi:10.1007/s10113-013-0499-2
- Kioutsioukis, I., Melas, D., & Zerefos, C. (2009). Statistical assessment of changes in climate extremes over Greece (1955-2002). *International Journal of Climatology*, **30(11)**, 1723–1737. doi:10.1002/joc.2030.
- Nastos, P. T. and Zerefos, C. S.: Decadal changes in extreme daily precipitation in Greece, *Adv. Geosci.*, **16**, 55-62, <https://doi.org/10.5194/adgeo-16-55-2008>, 2008.
- Linsley, R.K., M.A. Kohler, and J.L.H. Paulhus, *Hydrology for Engineers*, 2nd Edition, McGraw-Hill, New York, 1975.
- Tolika, K., Anagnostopoulou, C., Maheras, P., & Vafiadis, M. (2008). Simulation of future changes in extreme rainfall and temperature conditions over the Greek area: A comparison of two statistical downscaling approaches. *Global and Planetary Change*, **63(2-3)**, 132–151. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.03.005
- Zanis P., E. Katragkou, C. Ntogras, G. Marougianni, A. Tsikerdekis, H. Feidas, E. Anadranistakis, D. Melas, A transient high-resolution regional climate simulation for Greece for the period 1960-2100: Evaluation and future projections, *Climate Research*, **64**: 123–140, doi:10.3354/cr01304, 2015.



RISQUES CLIMATIQUES

CLIMATE RISKS

LES FORTES PLUIES ET LES INONDATIONS DU 17 OCTOBRE 2018 DANS LA RÉGION DE KASSERINE AU CENTRE-OUEST DE LA TUNISIE

AL ATRACH M. (1) et FEHRI N. (2)

(1) Université de la Manouba/L.R Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamiques Environnementales «BICADE», (alatrach_mm@hotmail.fr)

(2) Université de la Manouba/L.R Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamiques Environnementales «BICADE», (fehri_n@yahoo.fr)

Résumé : *En Tunisie, le risque d'inondation semble être de plus en plus grave comme en témoignent les événements observés dans diverses régions du pays au cours des dernières décennies en particulier ceux de 1969, 1973, 1982, 1990, 1995, 2000, 2003, 2007, 2009, 2012...etc. (Oueslati, 1999 ; Henia et El Melki, 2000 ; Abdelkhalek, 2015 ; Fehri et al., 2009 ; Fehri, 2014 ; Dallel, 2015). Cependant, il est à noter que les mécanismes atmosphériques à l'origine des fortes pluies responsables des inondations, ne sont pas les mêmes dans les différentes régions tunisiennes exposées à ce type de risque. Les méfaits des inondations ne passent pas inaperçus et sont nombreux et le plus souvent graves. Les dégâts qui en résultent menacent l'homme et son environnement. Ce fut le cas des inondations du 17 octobre 2018 dans la région de Kasserine au Centre-ouest tunisien qui ont pris des dimensions catastrophiques. Cette étude pourrait ouvrir des perspectives intéressantes dans le domaine de la prévision et de la gestion de ce type de risque et plus particulièrement pour l'alerte précoce aux inondations.*

Mots clés: *fortes pluies (17 octobre 2018), inondations, région de Kasserine, vulnérabilité physique et humaine.*

Summary: *In Tunisia, the risk of floods is present and several dates bear witness to this: 1969, 1973, 1982, 1990, 1995, 2000, 2003, 2007, 2009, 2012 (Oueslati, 1999; Henia and El Melki; 2000, Abdelkhalek, 2015; Fehri et al., 2009; Fehri, 2014, Dallel, 2015). However, it should be noted that the atmospheric mechanisms causing the heavy rains responsible for the floods are not the same in the different regions exposed to this type of risk in Tunisia. The misdeeds of floods do not go unnoticed and are numerous and most often intense. The damage resulting from this phenomenon threatens man and his environment. This was the case of the floods of 17 October 2018 in the region of Kasserine in the Midwest of Tunisia that took catastrophic dimensions. This study is of great interest in the field of forecasting and management of this type of risk and more particularly for early warning of floods.*

Keywords: *heavy rains (17 October 2018), floods, Kasserine region, physical and human vulnerability.*

Introduction

Le mercredi 17 octobre 2018, la région de Kasserine au Centre-ouest (Fig. 1) est l'une des régions les plus touchées par les inondations. La situation atmosphérique, qui a intéressé la Tunisie, a engendré un épisode pluviométrique en deux séquences dans cette région qui ont donné des pluies très intenses. Ces pluies exceptionnelles ont provoqué le débordement rapide des oueds et l'inondation des villes et des terres. Ce jour fut très difficile pour les habitants de Kasserine. On déplore deux morts et d'importants dégâts matériels touchant profondément l'infrastructure, les établissements de services, les habitations ainsi que les terres agricoles.

Dans ce travail, on se propose d'abord de reconstituer la cinématique de l'épisode du 17 octobre 2018 dans la région de Kasserine (caractéristiques de la circulation atmosphérique, trajectoires des nuages pluvio-gènes et répartition spatio-temporelle des pluies...). Dans un deuxième volet, nous tentons d'évoquer les principales conséquences de ces inondations afin de réunir des informations qui seraient utiles à la réalisation future d'un retour d'expérience plus que nécessaire si l'on s'attelle à améliorer nos capacités à prévenir, prévoir et gérer ce type de situations.

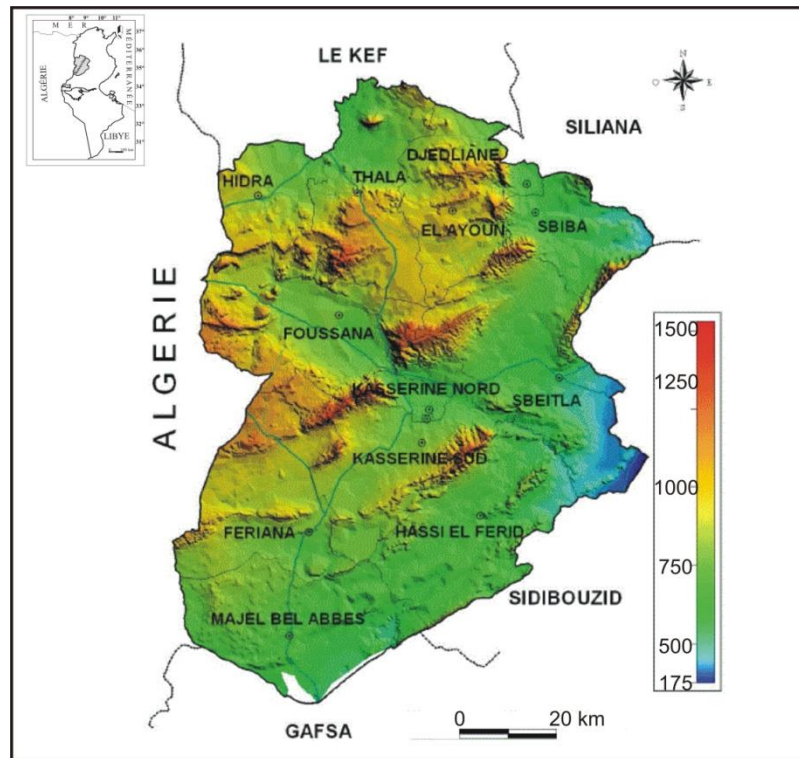


Figure 1. Localisation de la région de Kasserine

1. Caractéristiques de l'événement pluviométrique du 17 octobre 2018 et sa répartition dans la région de Kasserine

1.1 Répartition spatiale des cumuls pluviométriques

La répartition des cumuls pluviométriques le jour du 17 octobre 2018 dans la région de Kasserine (Fig. 2) montre un gradient pluviométrique très net du sud vers le nord (en opposition avec celui des normales pluviométriques du mois d'octobre¹⁸). En effet, les stations méridionales, notamment celles de Majel Bel Abbès, Hassi El-Ferid et Fériana, reçoivent les maxima des cumuls des pluies d'environ 80 à 130 mm. Les stations du centre de la région (Foussana, Kasserine, ElAyoun et Sbeitla) ont recueilli également des quantités remarquables variant entre 50 et 70 mm. Au nord de la région, les cumuls des pluies sont inférieurs à 50 mm (38 mm à Sbiba par exemple).

1.2 Des nouveaux records par rapport aux normales pluviométriques du mois d'octobre

Les pluies du 17 octobre 2018, qui se sont abattues durant en deux séquences (à l'aube et vers midi), ont dépassé largement les moyennes du mois d'octobre (Fig. 3). L'excédent de pluie a atteint environ deux fois la moyenne mensuelle dans les stations du nord et du centre de la région. Au sud, le rapport à la normale est d'environ 3 à Fériana et Hassi El-Ferid et excède 5 à Majel Bel Abbès. Dans ces dernières stations, les quantités des pluies précipitées représentent des nouveaux records : l'Institut National de la Météorologie déclare que ces records n'ont jamais été observés depuis 70 ans.

¹⁸Les normales pluviométriques mensuelles sont puisées du site "<http://www.climante-data.org/>" est sont calculées pour la période 1882-2012.

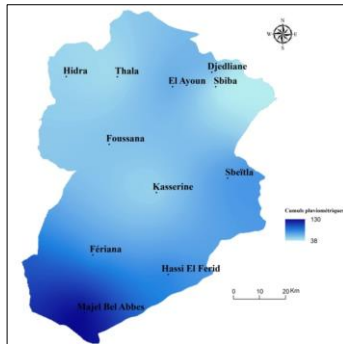


Figure 2. Cumuls pluviométriques du 17 octobre 2018 dans la région de Kasserine (**Sources des données : INM**)

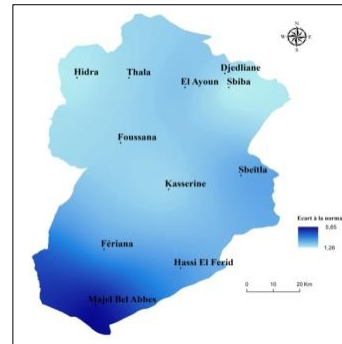
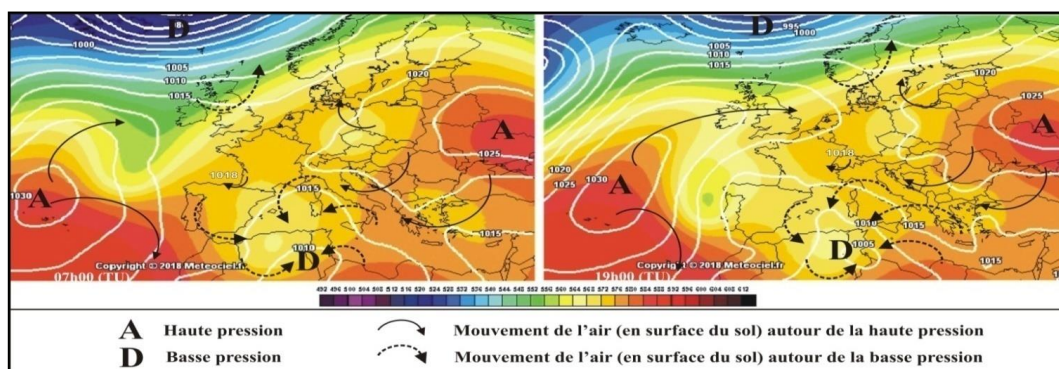


Figure 3. Rapports des cumuls pluviométriques à la normale des pluies du mois d'octobre (**Sources des données : <http://www.climate-data.org>**)

2. Facteurs atmosphériques responsables des fortes pluies

2.1 Situations atmosphériques en surface et en altitude

En surface, un champ de hautes pressions allongé du nord-est vers le sud-ouest dominant l'Asie centrale, l'Europe et l'Atlantique tropical. Les valeurs au centre sont de 1026 à 1033 hPa. Le mouvement de l'air dans le sens horaire favorise un flux nord-est d'air froid d'origine continentale, le long du flanc méridional de cette barrière anticyclonique (*circulation azonale de composante est*). Cet air froid envahit directement la rive nord de la Méditerranée orientale. Cependant, la mise en place de la dépression saharienne, où l'air circule dans le sens antihoraire, le rabat vers l'Italie, le Sud-est de la France puis vers la Sardaigne et la Tunisie : C'est un flux d'est dévié vers le Sud puis vers le Nord (El Melki, 2014) ; Fig. 4a et 4b. En altitude, la surface isobarique (500 hPa) est à 560 décamètres sur la Méditerranée occidentale et une goutte d'air froid se stabilise sur le Nord de l'Algérie. Le courant-Jet (300 hPa) se déplace, sur la Tunisie, du Sud-ouest au Nord-est (Fig. 5a et 5b) avec une vitesse proche de 150 km/h.

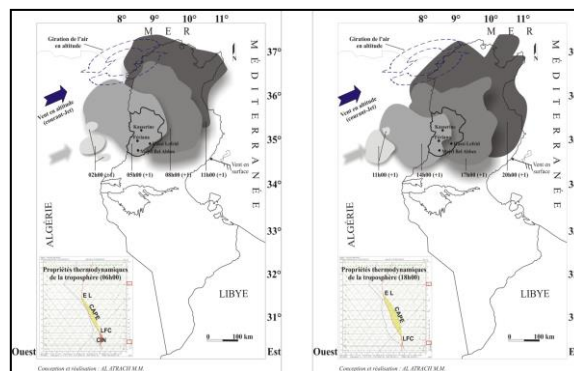


Figures 4a et 4b. Situation atmosphérique en surface et en altitude du 17 octobre 2018 à 07h00 TU (à gauche) et à 19h00 TU (à droite) ; **Source** : <http://www.météociel.fr/>

2.2 Évolution des systèmes nuageux et propriétés thermodynamiques de la troposphère

Les premières cellules orageuses ont pris naissance en Algérie vers 03:00 (heure locale) pendant la première séquence et à 12 :00 (heure locale) pendant la deuxième séquence sur les hauts reliefs de l'Atlas saharien. Elles se sont déplacées par la suite d'ouest en est. Le déplacement s'est accompagné d'une importante et progressive extension spatiale des cellules orageuses qui ont abordé la région de Kasserine du côté Sud-ouest et ont dominé par la suite de vastes régions en Tunisie centrale et septentrionale (Fig. 5a et 5b). La masse d'air en

place est très épaisse et convective (se réchauffe par la base). Les propriétés thermodynamiques de la troposphère au niveau de la ville de Kasserine montrent une masse d'air très instable (Fig. 5a et 5b : d'après le modèle "NOAA-GFS¹⁹") : l'Énergie Potentielle de Convection Disponible ou la CAPE en anglais (Convective Available Potential Energy) est assez importante avec une Énergie d'inhibition de la convection (CIN en anglais : Convective INhibition) presque nulle et le niveau d'équilibre thermique (EL) est très haut, surtout l'après-midi. En altitude, les vents (courant-jet) soufflent du Sud-ouest au Nord-est avec une vitesse très importante. Ainsi, les ascendances thermoconvectives peuvent atteindre rapidement les hautes couches de la troposphère (renforcées par la giration de l'air dans le sens antihoraire). Ces propriétés sont très opportunes à la formation des Cumulonimbus (Cb) pluvio-gènes : nuages d'orages.



Figures 5a et 5b. Évolution spatiotemporelle des orages du 17 octobre 2018 (de 03h00 à 12h00 à gauche et de 12h00 à 21h00 à droite) et radiosondages de Kasserine

(Sources des données : <http://archives.meteo60.fr/archives-sat> ; <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfsanl> et http://www.metcheck.com/weather/jrtstream_archive.asp).

3. Conséquences des fortes pluies du 17 octobre 2018

Les pluies torrentielles du 17 octobre 2018 ont engendré une montée rapide des eaux et le débordement de plusieurs cours d'eau de la région à l'instar des oueds d'El Ouear, Saboun, Bouhaia, El-Atra et Kamour dans la délégation de Fériana, Karkour et Khamouda dans la délégation de Foussana et El-Bair dans la délégation de Hassi El-Ferid. Sans parler des pertes en terres par érosion hydrique, ces fortes inondations ont été meurtrières et ont également provoqué d'importants dégâts matériels.

3.1 Des pertes en vies humaines

À l'échelle de tout le pays, on déplore six morts dont deux au Kef, une victime à Grombalia, un enfant de 6 ans à Sidi Bouzid, un enfant de 5 ans à Zaghouan et deux victimes dans le gouvernorat de Kasserine. Ici, la première victime est un homme de 35 ans emporté par les eaux de l'oued Khairat à Fériana dans le secteur de Ouled Mbarek et dont le corps a été repêché le jour même, alors que la deuxième victime est un homme (Ahmed Missaoui) porté disparu depuis le 17 octobre et dont le cadavre n'a été retrouvé que onze jours plus tard (le 28 octobre) dans l'oued El-Bark (région d'El-Ayoun) à 500 mètres en amont d'un petit barrage portant le même nom de ce cours d'eau.

¹⁹Source des données : <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfsanl/>

3.2 D'importants dégâts matériels

Ces dégâts peuvent être résumés comme suit :

* Des quartiers inondés et des établissements endommagés : À titre d'exemples, dans la ville de Kasserine pas moins de 15 familles ont dû être relogées dans le dortoir du complexe de la jeunesse à cause des dommages subis par leurs habitations sises dans les cités Ezzouhour et Ain Khadhra. Un bâtiment de la Direction Régionale de la Santé de Kasserine s'est effondré et certaines parties de cet établissement se sont trouvées sous un mètre d'eau. Par ailleurs, plusieurs établissements éducatifs ont été endommagés et les cours perturbés le matin du 17 octobre, ont été officiellement suspendus dans l'ensemble des établissements scolaires toute l'après-midi. À Majel Bel Abbes, plusieurs habitations ont été inondées et l'électricité a été coupée dans la localité de Soula en raison de la chute de cinq poteaux électriques.

* Une infrastructure routière soumise à rude épreuve et le trafic routier perturbé : Par ailleurs, ces inondations ont provoqué d'importants dégâts qui ont touché l'infrastructure routière. Média et réseaux sociaux ont partagé des dizaines de photos et de vidéos qui illustrent l'ampleur des dommages occasionnés. Le pont-route sur l'oued Ouair entre Fériana et Majel Bel Abbes s'est effondré laissant voir la grande fragilité de certains ouvrages de franchissement qui sont soit sous-dimensionnés par rapport à de tels épisodes pluvio-hydrologiques soit accusant des défaillances techniques évidentes que ce soit au niveau de la conception ou bien au niveau de l'exécution (Fig. 6a et 6b).



Figures 6a et 6b. Effondrement du pont-route sur l'oued Ouair entre Fériana et Majel Bel Abbes suite à la crue du 17 octobre 2018. À noter la nature très meuble du remblaiement employé sur les buses.

(Source : www.Facebook.com/feriana.tunisia)

Dans de nombreux endroits, le trafic a été coupé (Tab. 1). La délégation de Majel Bel Abbes fut complètement coupée de ses environs en raison de la crue des oueds qui l'entourent et des dégâts subis par le réseau routier.

Tableau 1. Routes coupées à la circulation suite aux crues du 17/10/2018 dans la région de Kasserine (D'après un communiqué de la Direction Générale de la Garde Nationale diffusé le 17/10/2018).

Route	Reliant	Coupée au niveau de	à cause de la crue de
Nationale 15	Feriana et Bouchabka à Kasserine	La région de Bouhaya	Oued Bouhaya
	Feriana et Majel Ben Abbes à Kasserine	Croisement avec oued Soula	Oued Soula
Nationale 17	Foussana et Khmouda	La région de Herich	Oued Herich
Régionale n°182	Kasserine à Bou Zegam	Kasserine	Oued Baïr
Locale n° 840	Foussana et la Nationale 17	Entrée de Foussana	Oued Gargour
Non numérotée	Khmouda et El-Ayoun à Kasserine	OuledBoujneh	Oued Khmouda
Non numérotée	El-Ayoun et Sebeitla à Kasserine	La région de Bark El Ayoun	Oued Bark
Non numérotée	Hassi El Ferid et Bir El Hfey	La région d'El Akra	Oued Akra
		La région de Hechim	Oued Hechim
Non numérotée	Hassi El Ferid et Feriana à Kasserine	Douar El-Fakka	Oued El-Fakka

Conclusion

La caractérisation et la compréhension de l'événement pluviométrique responsable des inondations du 17 octobre 2018 dans la région de Kasserine ainsi que l'analyse, quoique sommaire à ce stade de l'étude, des dégâts occasionnés par ces inondations revêtent un intérêt double. D'une part, elles ouvrent des perspectives intéressantes dans le domaine de la prévision de ce genre d'événements à risque. D'un autre côté, elles fournissent des informations très intéressantes sur le fonctionnement hydrologique des cours d'eau de la région lors de tels événements ainsi que sur le comportement de l'infrastructure qui s'est montrée fortement vulnérable en plusieurs endroits. En effet, cette vulnérabilité matérielle conjuguée à d'autres vulnérabilités en particulier sociales et fonctionnelles expliquent en grande partie, les conséquences dramatiques enregistrées suite à ces inondations. Un retour d'expérience approfondi sur ce qui s'est passé le 17 octobre dans cette région permettrait certainement de tirer des leçons qui aideront à améliorer la résilience de ces territoires face au risque d'inondation et à mieux gérer ce genre de crises.

Bibliographie

- Abdelkhalek A., 2015. Les très fortes pluies à risques dans la Tunisie centrale : cas de l'événement du 22 et 23 septembre 2009. In *Contribution à l'étude des aléas et des risques climatiques en Tunisie*, FSHS, 61-66.
- Dallel J., 2015. Les pluies à risques en Tunisie. In *Contribution à l'étude des aléas et des risques climatiques en Tunisie*, FSHS, p. 33-59.
- El Melki T., 2014. *Climatologie dynamique de la Tunisie*. FLAH de la Manouba, 438 p.
- Fehri N., 2014. L'aggravation du risque d'inondation en Tunisie : éléments de réflexion. *Physio-Géo*, **8**, 149-175.
- Fehri N., Samaali H. et Abaza Kh., 2009 : Les inondations catastrophiques du 13 octobre 2007 dans secteur de Sabbelet Ben Ammar entre aléa climatique et responsabilité anthropique. *Revue Tunisienne de Géographie*, **40**, 31-55.
- Henia L. et El Melki T., 2000. Circulation de « Retour d'Est » et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale. In *Publications de l'AIC*, **13**, 120-127.
- Oueslati A., 1999. *Les inondations en Tunisie*, 206 p.

ÉVOLUTION DE LA TENDANCE DES SÉQUENCES SÈCHES DANS LE BASSIN VERSANT DE LA LOBO (CENTRE-OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE)

ALLECHY F.B. (1), N' GUESSAN B.V.H. (1,2), YOUAN TA M. (1,2), YAPI A.F. (1) et AFFIAN K. (1,2)

(1) Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau et de l'Environnement, UFR STRM, Université Felix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire, fabriceallechy@gmail.com.

(2) Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection (CURAT), Université Felix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire, vami@outlook.com

Résumé : Depuis ces dernières années, la Côte d'Ivoire est confrontée à de graves problèmes d'inondation et de sécheresse. L'objectif de ce travail est d'étudier l'évolution de la tendance des séquences sèches à partir de générateur de temps (WeaGETS) dont le principe est basé sur les chaînes de Markov d'ordre 3. Cette méthode est appuyée par la méthode des indices climatiques (ETCCDMI) à travers le calcul des indices des jours secs consécutifs (CDD) et des jours pluvieux (R1mm). Des données journalières datant de 1984 à 2013 ont servi à prédire le champ de précipitations journalières pour la période de 2014-2043 et à calculer les indices climatiques. Les résultats montrent que les valeurs de CDD et de R1mm varient respectivement de 14 à 72 jours avec une persistance de 36 jours et de 136 à 237 jours avec une persistance de 196 jours sur la période de 1984-2013. Sur cette période, le bassin versant de la Lobo a connu une augmentation de 0,49 j/an soit 15 jours secs consécutifs et une baisse de 1,8 j/an soit 56 jours pluvieux. Durant la période de prévision, les valeurs de CDD se situeront entre 25 et 43 jours pour une moyenne de 32 jours et celles de R1mm varieront de 190 à 206 jours pour une moyenne de 200 jours. Ce bassin connaîtra alors une baisse de 0,0147 j/an soit 0,4 jour sec consécutif et une augmentation de 0,245 j/an soit 7 jours pluvieux pour la période de 2014 à 2043.

Mots clés: évolution, indices climatiques, WeaGETS, Lobo

Summary: In recent years, Côte d'Ivoire has faced serious problems of flooding and drought. The objective of this work is to study the evolution of the trend of dry sequences from weather generators (WeaGETS) based on Markov chains of order 3, supported by the method of climatic indices (ETCCDMI) through the calculation of consecutive dry day (CDD) and rainy day (R1mm) indices. Daily data from 1984 to 2013 were used to predict the daily precipitation field for the 2014-2043 period and to calculate climatic indices. The results show that the values of CDD and R1mm vary respectively from 14 to 72 days with a persistence of 36 days and from 136 to 237 days with a persistence of 196 days over the period 1984-2013. Over this period, the Lobo watershed experienced an increase of 0.49 day/year or 15 consecutive dry days and a decrease of 1.8 day/year or 56 rainy days. Over the forecast period, CDD values will range from 25 to 43 days for an average of 32 days and R1mm values will range from 190 to 206 days for an average of 200 days. This basin will have a decrease of 0.0147 day/year or 0.4 consecutive dry days and an increase of 0.245 day/year or 7 rainy days for the period 2014 to 2043.

Keywords: evolution, climatic indices, WeaGETS, Lobo

Introduction

La Communauté Internationale dans son ensemble accorde une importance de premier plan aux problèmes d'environnement avec une attention particulière aux changements climatiques depuis ces dernières décennies. Les changements climatiques sont à l'origine de plusieurs catastrophes naturelles (inondation, sécheresse, désertification, etc.) dans le monde (Fossou *et al.*, 2015). Certaines études ont montré que ce changement se traduit par une intensification des pluies et une succession des événements extrêmes (New *et al.*, 2001 ; Christensen *et al.*, 2007). Selon Houghton *et al.* (2001), les événements climatiques extrêmes devraient devenir plus fréquents avec le réchauffement climatique. Ces événements ont un impact négatif sur

l'agriculture, l'élevage et les ressources naturelles (Karimou Barké *et al.*, 2015) qui sont des secteurs sur lesquels reposent l'essentiel des économies nationales ouest-africaines. C'est le cas de la Côte d'Ivoire dont le développement économique est basé sur l'agriculture qui est du type pluvial donc dépendant des aléas climatiques. De ce fait, la connaissance du comportement des valeurs pluviométriques dans le bassin versant de la Lobo est nécessaire pour un développement socioéconomique durable. La présente étude propose donc d'étudier l'évolution de la tendance des séquences sèches à travers le calcul des indices pluviométriques (CDD et R1mm). Les données et méthodes utilisées sont présentées dans la seconde section. Dans la troisième section, les résultats sont exposés suivis de discussion dans la quatrième section.

1. Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant de la Lobo (Figure 1) est situé au centre-ouest de la Côte d'Ivoire entre les longitudes 6°05' et 6°55' Ouest et les latitudes 6°02' et 7°55' Nord (Figure 1). La majeure partie du bassin appartient à la région du Haut-Sassandra, le chef-lieu de région est Daloa. Il couvre les départements de Daloa, Issia, Vavoua et Zoukougbeu ; l'extrême Nord appartient au département de Séguéla ; tandis qu'il déborde dans le Sud, sur celui de Soubré.

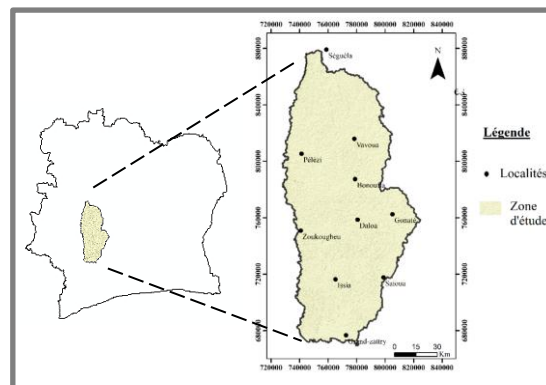


Figure 1. Localisation géographique du bassin versant de la Lobo

Le bassin de la Lobo est situé dans une zone de transition où existe deux types de climat : le climat équatorial de transition atténué (climat baouléen) qui s'observe dans la moitié nord du bassin et le climat équatorial de transition (climat attiéen) qui s'observe dans l'extrême sud. Deux grands types de relief se partagent le bassin. Ce sont les plaines dont l'altitude varie entre 160 et 240 m, localisées au sud du bassin et les plateaux occupant la majeure partie du bassin correspondent aux altitudes variant entre 240 et 320 m (Yao, 2014). Les sols sont essentiellement de type ferrallitiques fortement ou moyennement désaturés remaniés modaux avec recouvrement issus de schistes et de granites (Perraud, 1971).

2. Données et méthodes

Les données utilisées dans cette étude sont les pluies journalières de dix-sept stations météorologiques couvrant la zone d'étude et la période de 1984 à 2013 (30 ans). Elles proviennent du centre de réanalyse du système de prévision climatique (CFSR) disponible sur le site : <https://globalweather.tamu.edu/#pubs>.

Le premier traitement réalisé sur les séries de données a consisté à vérifier leur homogénéité avec le programme informatique RHtests développé par le Service Météorologique du Canada (Zhang *et al.*, 2005) implémenté avec le logiciel R. Par la suite, les données journalières de précipitation (2014 à 2043) ont été prédites à l'aide de Weather Generator École de Technologie Supérieure (WeaGETS) à partir du logiciel Matlab 2014a. Puis, le programme *ClimPACT 2*

Master accessible à partir du site web d'Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices (ETCCDMI) a permis de calculer des indices climatiques journaliers. Cependant, pour étudier l'évolution de la tendance des séquences sèches, deux indices ont été utilisés : les jours secs consécutifs (CDD) et le nombre de jours pluvieux (R1mm).

3. Résultats

3.1 Indice des jours secs consécutifs (CDD) et des jours pluvieux (R1mm) dans le bassin versant de la Lobo de 1984 à 2013

3.1.1 Indice des jours secs consécutifs (CDD)

La figure 2a présente l'évolution annuelle des jours secs consécutifs. L'analyse cette figure montre que l'indice CDD est compris entre 14 et 72 jours avec une moyenne de 36 jours pendant la période de 1984 à 2013. De 1984 à 1993, il varie de 24 à 55 jours et de 1994 à 2003 ce nombre est compris entre 14 et 72 jours. De 2004 à 2013, il se situe entre 25 et 67 jours. Sur toute la période d'étude, le nombre maximal de jours secs consécutifs augmente de 0,49 j/an soit 15 jours secs consécutifs. La longue séquence sèche est observée en 2001 et la petite séquence sèche observée en 1994.

3.1.2 Indice des jours pluvieux (R1mm)

La figure 2b met en évidence l'évolution annuelle des jours pluvieux. Durant la période de 1984 à 2013, le nombre de jours pluvieux varie de 136 à 237 jours avec une moyenne de 196 jours. De 1984 à 1993, ce nombre est comprise entre 201 à 237 jours et de 1994 à 2003 il est entre 137 et 224 jours. De 2004 à 2013, le nombre de jours pluvieux varie de 154 à 209 jours. Le bassin versant de Lobo a connu une baisse des jours pluvieux de 1,8 j/an soit 56 jours de 1984 à 2003. La plus grande séquence humide est observée en 1987 alors que la plus petite est observée en 2001.

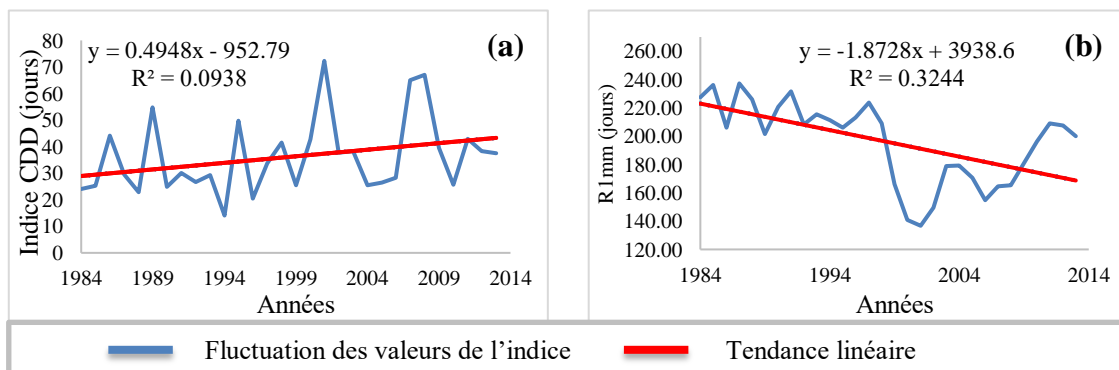


Figure 2. Fluctuations annuelles et tendances linéaires des valeurs des indices CDD et R1mm de 1984-2013

3.2 Indice des jours secs consécutifs (CDD) et des jours pluvieux (R1mm) dans le bassin versant de la Lobo de 2014 à 2043

3.2.1 Indice des jours secs consécutifs (CDD)

La fluctuation annuelle future et la tendance linéaire de CDD sont illustrées par la figure 3a. De 2014 à 2043, le nombre maximal de jours secs consécutifs se situera entre 25 et 43 jours avec une moyenne de 32 jours. De 2014 à 2023 ce nombre variera de 25 à 41 et de 27 à 43 jours de 2024 à 2033. De 2034 à 2043, le nombre de jours secs consécutifs sera compris entre 26 et 43 jours. De façon générale, le bassin de la Lobo connaîtra une baisse de 0,0147 j/an soit 0,4

jour sec consécutif. C'est pendant les années 2027 et 2038 qu'on observera les longues séquences sèches avec 43 jours. Les petites séquences sèches seront observées en 2014, 2023, 2034 et 2040 avec au plus 26 jours secs.

3.2.2 Indice des jours pluvieux (R1mm)

La fluctuation annuelle future et la tendance linéaire de R1mm sont illustrées par la figure 3b. De 2014 à 2043, les jours pluvieux seront compris entre 190 et 206 avec une moyenne de 200 jours. De 2014 à 2023, ces jours pluvieux se situeront entre 190 et 204 jours. De 2024 à 2033, ils oscilleront entre 195 et 204 et varieront de 197 à 208 sur la période de 2034 à 2043. Les jours pluvieux augmenteront de 0,207 j/an soit 6 jours pluvieux pour la période de 2014 à 2043 dans le bassin versant de la Lobo. Le nombre de jours pluvieux moins élevé sera observé en 2022 avec 190 jours pluvieux. Quant aux plus grands nombres de jours pluvieux, ils seront observés en 2035 et 2036.

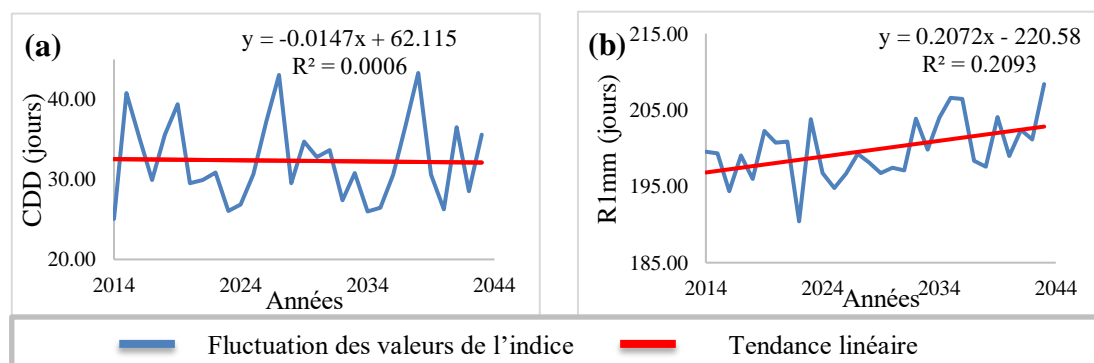


Figure 3. Fluctuations annuelles et tendances linéaires des valeurs des indices CDD et R1mm de 2014-2043

Les p-values des indices CDD et R1mm de 1984 à 2013 sont respectivement 0,57 et 0,19. Sur la période de prévision de 2014 à 2043, la p-value de CDD est 0,52 et celle de R1mm est 0,44. L'indice R1mm sur la décennie de 1994-2003 est significatif avec une p-value de 0,016.

4. Discussion

Cette étude montre l'évolution actuelle et future des jours secs consécutifs (CDD) et des jours pluvieux (R1mm) dans le bassin de la Lobo. L'approche méthodologique est basée sur l'utilisation des indices de pluies journalières proposés par les experts du ETCCDI qui ont l'avantage de décrire les caractéristiques particulières des extrêmes, y compris la fréquence, l'amplitude et la persistance. Les données de pluies journalières provenant du CFSR utilisées dans ce travail, sont aussi bonnes que les mesures d'une station météorologique comme l'ont montré les travaux de Fuka *et al.*, 2013. Aussi plusieurs études effectuées avec les données CFSR, ont indiqué leur validité (Najafi *et al.*, 2012 ; Dile et Srinivasan, 2014). En outre, différents travaux (Chèze et Jourdain, 2003 ; Liana et Elena, 2004 ; Lazri *et al.*, 2007) ont montré que les modèles markoviens décrivent bien les précipitations. Ils permettent de mieux apprécier l'influence du passé sur le comportement du phénomène pluvieux et de donner une meilleure description des précipitations. N'Guessan bi (2014) a utilisé les modèles de Markov d'ordre 1 et 2 pour la prévision des précipitations journalières dans le département de Sinfra, centre-ouest de la Côte d'Ivoire mais dans le cas de cette étude, c'est le modèle de Markov d'ordre 3 qui a été sélectionné pour générer de manière adéquate les données journalières de précipitation. Les travaux de Lennartsson *et al.* (2008), Chen *et al.* (2012) et Allard *et al.* (2015) confirment la bonne description des précipitations avec les modèles markoviens. L'étude a montré une hausse des jours secs consécutifs de 0,49 j/an pendant la période de 1984 à 2013.

Cette tendance indique que le bassin de la Lobo est frappé par une récession pluviométrique. Ces résultats sont similaires aux travaux de Dos Santos, 2014 ; Ozer *et al.*, 2017 ; Balliet *et al.*, 2016. En effet, dans leur étude pourtant sur l'évolution des extrêmes climatiques, Dos Santos (2014) a montré une hausse de CDD de 0,812 j/an pour la période de 1960-2000 au Brésil. Ozer *et al.* (2017) ont également indiqué dans leurs travaux au Niger une hausse de CDD de 0,29 j/an. Ces résultats corroborent ceux de Balliet *et al.* (2016) dans la région de Gôh en Côte d'Ivoire qui ont obtenu une augmentation de 0,28 j/an des jours secs consécutifs. La baisse de jours pluvieux de 1,8 j/an observée dans cette étude est également observée en Arabie Saoudite avec 0,22 j/an pendant la période de 1979 à 2008 (Athar, 2013) et dans la région de Beijing-Tianjin en Chine avec 0,57 j/an pour la période allant de 1960 à 2014 (Wei *et al.*, 2017). Sur la période de prévision de 2014 à 2043, le présent travail prévoit une légère diminution des jours secs consécutifs et une augmentation des jours pluvieux. Ces résultats sont conformes aux travaux de Zhou *et al.* (2014) et de Sarr et Camara (2017) qui prévoient respectivement une diminution de CDD au Nord de la Chine et dans le Centre et l'Est du Sahel avec le modèle RCA4. Ils prévoient aussi une augmentation de R1mm dans le Nord de la Chine, en zone guinéenne et au Nord-Ouest du Sénégal.

Conclusion

L'analyse de l'évolution des indices pluviométriques de 1984 à 2013 (30 ans d'observation) a mis en évidence une augmentation de l'indice CDD de 0,49 j/an et une baisse de 1,8 j/an de l'indice R1mm. Cependant sur la période de 2014 à 2043, l'indice CDD connaîtra une baisse de 0,0147 j/an et l'indice R1mm une hausse de 0,207 j/an dans le bassin de la Lobo. Ces résultats pourront aider à augmenter la résilience liée aux changements climatiques de certaines activités humaines telles que l'agriculture qui est une source de nourriture très importante pour la population ivoirienne.

Références bibliographiques

- Allard, D., Ailliot, P., Monbet, V. and Naveau, P. (2015) Stochastic weather generators: An overview of weather type models. *Le Journal de la Societ Francaise de Statistique*, **156**(1), pp. 101–113.
- Athar H. (2013). Trends in observed extreme climate indices in Saudi Arabia during 1979–2008. *International Journal of Climatology*, **34**, pp. 1561–1574
- Balliet R., Saley B., Sorokoby M., N'Guessan BI V. H., N'dri A., Dje K.B., Biemi J., (2016). Evolution des extrêmes pluviométrique dans la région du Goh (centre-ouest de la cote d'ivoire). *European scientific journal* vol 12. 14p.
- Chen J., Brissette P.F., Leconte R., Caron, A. (2012). A versatile weather generator for daily precipitation and temperature. *Transactions of the ASABE*, **55**(3), pp 895-906.
- Cheze I., et Jourdain S. (2003). Calcul des quantiles de données de retour de la température par la méthode gev. Calcul des températures à risque, *Météo France*, DP/SERV/BEC, Toulouse, France, pp.1-50.
- Christensen J.H., Hewitson B., Busuioc A, Chen A, Gao X, Held I., (2007). Regional Climate Projections. In : *Climate Change 2007: The physical Sciences Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M and HL Miller (eds.) *Cambridge University Press* : Cambridge, New York, pp 847-940.
- Dile, Y. T., R. Srinivasan, (2014). Evaluation of CFSR climate data for hydrologic prediction in data-scarce watersheds: an application in the Blue Nile River Basin. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)*. pp 1-16.
- Dos Santos C. A. C. (2014). Recent changes in temperature and precipitation extremes in an ecological reserve in federal district, Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **v.29**, n.1, pp. 13-20

- Fossou R.M.N, Lasm T., Soro N., Soro T., Soro G., De Lasme O.Z., Baka D., Onetie O.Z. Orou R (2015). Variabilité climatique et son impact sur les Ressources en eaux souterraines : cas des stations de Bocanda et de Dimbokro au centre-est de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'ouest), *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n°21, pp. 87-110
- Fuka, D.R., C.A. MacAllister, A.T. Degaetano, and Z.M. Easton. 2013. Using the Climate Forecast System Reanalysis dataset to improve weather input data for watershed models. *Hydrol. Proc.* DOI: 10.1002/hyp.10073.
- Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguier M., Van Der Linden P. J., Dai X., Maskell K. et Johnson C. A. (2001) : Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, New York, Cambridge University Press.
- Karimou Barke M., Ambouta K., Sarr B. et Tychon B. (2015). Analyse des phénomènes climatiques extrêmes dans le Sud-Est du Niger. XXVIII^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège, pp 537-542.
- Lazri M, Ameer S. et Haddad B. (2007). Analyse De Données De Précipitations Par Approche Markovienne. *Larhyss Journal*, N°6, Décembre. pp.7-20.
- Lennartsson, J., Baxevani, A. and Chen, D. (2008). Modelling precipitation in Sweden using multiple step Markov chains and a composite model. *Journal of Hydrology*, **363**(1), pp. 42–59.
- Liana C., et Elena C. (2004). Evaluation of the transition probabilities for daily precipitation time series using a Markov chain model. Dans : *The 3rd International Colloquium Mathematics in Engineering and Numerical Physics*, Oct 7-9, Bucharest, Romania, p.82-89.
- Najafi, M.R., H. Moradkhani, and T.C. Piechota, 2012. Ensemble Streamflow Prediction: Climate Signal Weighting Methods vs. Climate Forecast System Reanalysis. *Journal of Hydrology*, pp 442-443
- New M, Todd M, Hulme M and Jones P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, **21**(15), pp 1889-1922.
- N'Guessan bi V. H. (2014). Modélisation markovienne du champ de précipitations et du mode d'occupation du sol pour une prévision du risque d'inondation à l'aide de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques (SIG) : cas du département de Sinfra (centre-ouest de la Côte d'Ivoire), *Thèse Unique de Doctorat*, Université Felix Houphouët Boigny, Côte d'Ivoire, 194p.
- Ozer P., Laminou Manzo O., Tidjani A. D. Djaby B. et De Longueville F. (2017). Evolution récente des extrêmes pluviométriques au Niger (1950-2014), *Geo-Eco-Trop.*, **41**, 3, n.s. pp 375-383.
- Perraud A. (1971). Les sols in Avenard J. M., Eldin M., Girard G., Sircoulon J., Touchebeuf P., Guillaumet J.L., Adjanohoun E. et Perraud A. : Milieu naturel de Côte d'Ivoire. *Mémoire ORSTOM*, n°50, Paris, France, pp. 265-391.
- Sarr B. A et Camara M. (2017). Evolution des indices pluviométriques extrêmes par l'analyse de modèles climatiques régionaux du programme cordex: les projections climatiques sur le Sénégal. *European Scientific Journal*, édition Vol.13, No.17 ISSN: pp 1857 - 7881
- Wei W., Zhongjie S., Xiaohui Y., Zheng W., Yanshu L., Zhiyong Z., Genbatu G., Xiao Z., Hao G., Kebin Z. and Baitian W. (2017). Recent Trends of Extreme Precipitation and Their Teleconnection with Atmospheric Circulation in the Beijing-Tianjin Sand Source Region, China, 1960–2014. *Journal atmosphère*, 18 p
- Yao A. B. (2014). Evaluation des potentialités en eau du bassin versant de la Lobo en vue d'une gestion rationnelle (centre-ouest de la Côte d'Ivoire), *Thèse Unique de Doctorat*, Université Abobo-Adjamé, Côte d'Ivoire, 186p.
- Zhang X., Aguilar E., Sensoy S., Melkonyan H., Tagiyeva U., Ahmed N., Kutaladze N., himzadeh F., Taghipour A., Hantosh T.H., Albert P., Semawi M., Karam Ali M., Said Al-Shabibi M.-H., Al-Oulan Z., Zatari T., Khelet I.-A., Hamoud S., Sagir R., Demircan M., Eken M., Adiguzel M., lexander L., Peterson T.C., Wallis T. (2005). Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *Journal of Geophysical Research* **110**:D22104, DOI: 10.1029/2005JD006181.
- Zhou B., Han Wen Q., Xu Y., Song L., And Zhang X. (2014). Projected Changes in Temperature and Precipitation Extremes in China by the CMIP5 Multimodel Ensembles, *American Meteorological Society*, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00761.1, 21 p.

COLD WAVES IN THE CAPITAL CITIES OF THE BRAZILIAN SOUTH REGION

ALVES M.P.A. (1), SILVEIRA R.B. (1) et NASCIMENTO J.R.L. (1)

(1) Applied Climatology Laboratory (LabClima), Department of Geosciences, Federal University of Santa Catarina, Trindade, Florianópolis/SC, Brazil, maiconpassos@gmail.com ; rafael.brito@posgrad.ufsc.br; lindberg.junior@ufsc.br.

Summary: *A number of studies have shown that the world's mean air temperature has been increasing. In view of that, research on extreme heat events is usually more commonly carried out. However, it does not mean that research on extreme cold events is less important, as such events also have impacts on society in many sectors. This study aimed to analyze cold waves in the three capital cities of the South of Brazil, i.e. Curitiba, Florianópolis and Porto Alegre, based on the following parameters: frequency, duration and intensity. Cold waves were detected as per average daily air temperature within a period of 30 years. In general, the most intense cold waves were found in Curitiba, followed by Porto Alegre and Florianópolis. A greater number of cold waves was detected in Curitiba. It is possible to observe that, although they seem to be diminishing, the cold waves continue to occur, which can generate negative impacts.*

Keywords: *Cold Waves; Parameters; South Region of Brazil.*

Résumé : *Plusieurs études ont montré que la température moyenne de l'air augmente dans le monde. Dans cette perspective, les recherches sur les chaleurs extrêmes sont généralement plus courantes. Toutefois, cela ne signifie pas que la recherche sur les phénomènes de froid extrême est moins importante, puisque ces événements ont également des impacts dans plusieurs secteurs de la société. Cette étude vise à analyser les vagues de froid dans les trois capitales du sud du Brésil, à savoir : Curitiba, Florianópolis et Porto Alegre, sur la base des paramètres suivants: fréquence, durée, et intensité. Les vagues de froid ont été détectées selon la température quotidienne moyenne de l'air au cours d'une période de 30 ans. En général, les vagues de froid les plus intenses ont été observées à Curitiba, suivies de Porto Alegre et de Florianópolis. Un plus grand nombre de vagues de froid a été détecté à Curitiba. On peut observer que, même si elles semblent diminuer, les vagues de froid continuent de se produire, ce qui peut générer des impacts négatifs.*

Mots clés: *Vagues de froid; Paramètres; Région sud du Brésil.*

Introduction

Although the Brazilian territory is predominantly tropical, nearly the entire South of Brazil is under a subtropical climate condition, which results in contrasting characteristics of air temperature throughout the year. It is worth stressing that the highest areas of this region sometimes see episodes of snowfall (Grimm, 2009). Florianópolis (FLN) and Porto Alegre (POA) are capital cities with the Cfa climate type, according to the Köppen-Geiger classification, i.e. wet mesothermic climate with well distributed rainfall throughout the year. Curitiba (CWB) has the Cfb climate type, which is typical of a mesothermic environment with cool summers and typically dry winters (Danni-Oliveira, 1999).

CWB, FLN and POA (Figure 1) are the capitals of the states of Paraná (PR), Santa Catarina (SC) and Rio Grande do Sul (RS), respectively. In the 2010 Census, these cities, in the same order, had a population of approximately 1.7 million, 421,000 and 1.4 million inhabitants (IBGE, 2010). CWB is located at an altitude of approximately 1000 meters, making relief a geographic factor of great importance for the climate of the place, especially in terms of temperature. Mendonça and Danni-Oliveira (2007) point out that CWB is the coldest capital of the country. FLN is a coastal city, therefore, the maritime dimension is a key factor in temperature thermoregulation (Steinke, 2012). POA is located at a higher latitude compared to

the other capitals in question. Therefore, as Cavalcanti and Kousky (2009) emphasize, there is a greater number of cold front events (~ 40 per year).

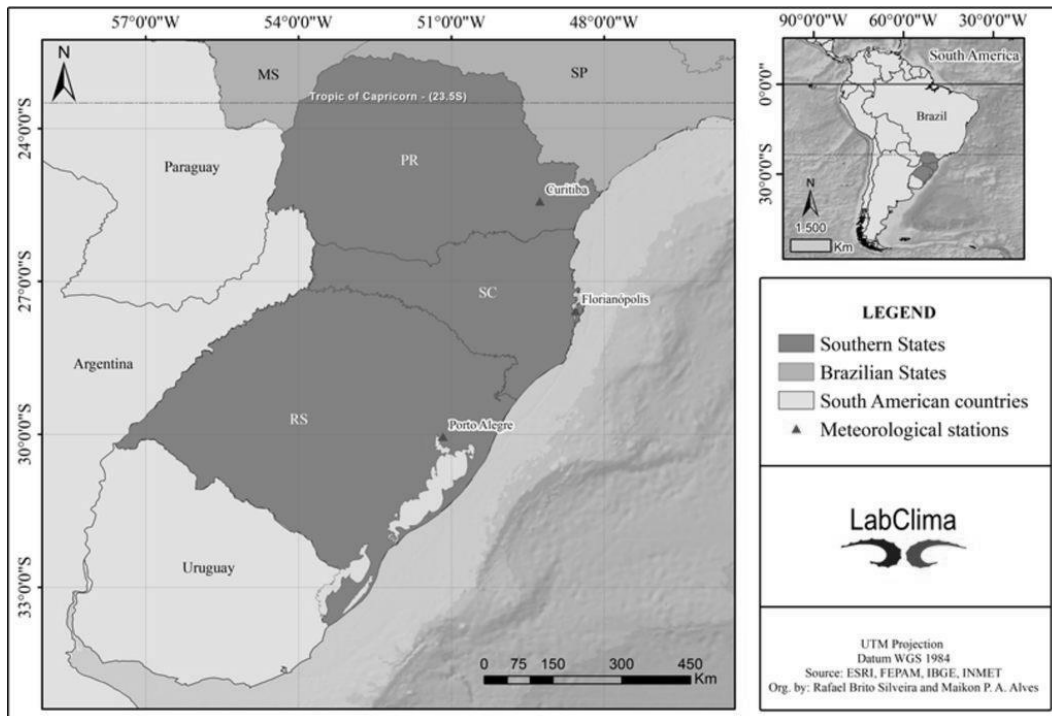


Figure 1. Location of the meteorological stations in the cities studied, and location of the South Region of Brazil in South America.

The Brazilian subtropical region is influenced by atmospheric systems of polar origin coming from the Antarctic continent. The conditions associated with such air mass events occasionally persist for consecutive days and may form a cold wave (Mendonça; Romero, 2012). Concerning the city of CWB between 1961 and 2016, Silveira et al. (2017) found 150 CW episodes, with more than 50% of the occurrences being in winter. Regarding the city of FLN from 2000 to 2010, Alves et al. (2017) identified a variation between 5 and 142 CWs when comparing ten different methods, except for the World Meteorological Organization (WMO) method. The authors observed that autumn and winter were the seasons with the greatest number of data records. As regards POA, there is no specific study counting cold waves; however, Firpo et al. (2008) studied CWs in the State of RS, Brazil, between 1967 and 2005, and detected an annual average of approximately one event per year in the cities of Torres and Encruzilhada do Sul, located near the capital. The authors also observed that winter is the season with the highest rates of cold wave occurrences. What the studies for these capitals have in common is that all the seasons of the year had cold waves even after winter. Earlier, Monteiro (1963), when studying the climate of southern Brazil, pointed to that possibility.

In view of the above, this study aimed to analyze cold wave occurrences in the three capital cities of the South of Brazil through the following parameters: frequency, duration and intensity.

1. Data and Method

1.1 Data source and detection method

Mean air temperature (\bar{T}) was obtained daily from the Meteorological Database for Education and Research (BDMEP) of the National Institute of Meteorology (INMET, Brazil)

within the period from 1970 to 2016. The weather stations utilized for the study are conventional ones and their locations can be observed in Figure 1.

Although the data collected comprised 47 years, some of them showed considerable failures, so the years presenting 15% or more of lack of data were excluded. Even after the exclusion of those years, the data set remained consistent, covering 30 years in the three cities, from 1970-1978, 1992-2000, 2002-2010 to 2012, 2014 and 2016.

For a wave to be considered a CW, \bar{T} must be less than or equal to the value of the daily climatic temperature (T_{cli}) minus two standard deviations (\bar{S}), for two consecutive days or more, thus, when $\bar{T} \leq (T_{cli} - 2\bar{S})$ during the established period, then there is a CW (VAVRUS et al., 2006). \bar{S} is given by the average annual value of the 366 (January 1 to December 31) daily standard deviations.

1.2 Parameter analysis

After CW events were identified, based on their respective daily thresholds, the quantitative data were grouped monthly and then annually, thus characterizing frequency. Duration and intensity also went through the same grouping process. Duration refers to the number of days that the event persisted. In addition, waves starting and ending in different months were counted for the month they started. Intensity is the arithmetic mean air temperature (\bar{T}) of the days with CWs.

2. Results

Figure 2 shows the daily temperature thresholds that indicate a cold day and possibly a CW. Based on these thresholds, it can be seen that the three cities presented variability between seasons, with emphasis on summer and winter. This is linked to the characteristics of the geographical factors of each location. CWB has the lowest thresholds since it is at an altitude of 1000 m. Fritzon et al. (2008) point out that in the State of PR, Brazil, temperature generally decreases by 1 °C every 126 m.

FLN notably has the least stringent thresholds, demonstrating the key role of ocean thermoregulatory action over air temperature, including when it comes to its own interannual variability. The ocean thermoregulatory action of the State of SC, Brazil, is pointed out by Peluso Jr. (1991) and Monteiro e Silva (2017), for example.

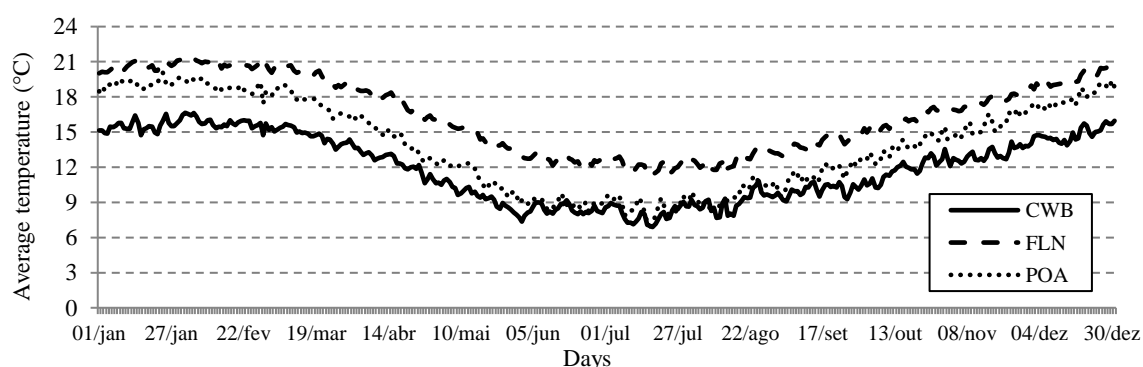


Figure 2. Daily thresholds of \bar{T} (°C) for cold day classification (366 days/values).

POA is in an intermediate position with respect to the thresholds when compared to FLN and CWB. In other words, it can be said that in this case the latitude factor does not overlap with the altitude factor; however, during the winter the thresholds for POA and CWB are

similar. This can be explained by the fact that winter is the season and/or period of greatest incursion of transient systems (Cavalcanti and Kousky, 2009, p. 139) and also because POA receives a lower incidence of sunlight; even being POA under the same subtropical condition as CWB.

2.1 Frequency

It was observed that the frequency of CW occurrences has been decreasing over the years in all three cities (Figure 3). In CWB, 81 CWs were detected throughout the period under study, which corresponds to an average of 2.7 CW/year. It is worth noting that the first half of the time series shows a higher frequency of CWs, especially in the years 1971 and 1972. The year 1971 was considerably cold, which generated a pioneering study conducted by Titarelli (1972), who discussed the CW of April 1971, an event that reached several regions of Brazil.

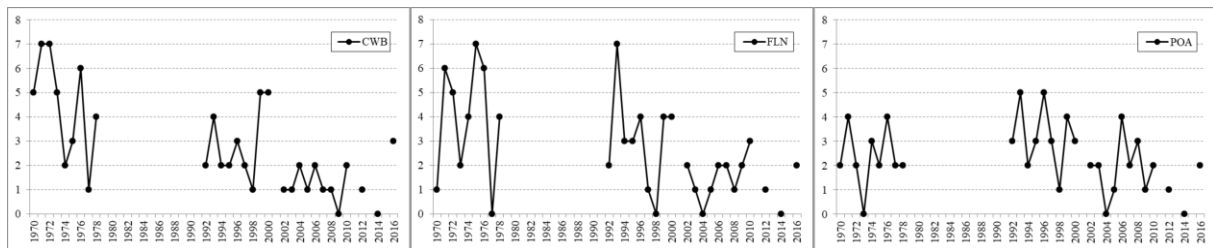


Figure 3. Cold wave annual frequency (number) by city between 1970 and 2016. Note: The years 1979-1991, 2001, 2011, 2013 and 2015, although mentioned in the graphs, were excluded from the analysis as they failed to meet the criterion adopted.

FLN is similar to CWB in terms of frequency distribution. In the same way, the first years of the time series demonstrate higher frequencies. However, the second half of the series for FLN shows greater amplitude compared to CWB. In FLN, the annual average of CWs is 2.6. POA notably differs from the other cities as the general amplitude of CW frequency is smaller, without high peaks of frequency. POA has an average of 2.3 CW/year, being the lowest average among the three cities.

2.2 Duration

It was noted that in CWB most of the years had CWs with a duration of less than 2.5 days on average. This demonstrates that these events in CWB last less time than in the other two cities. The year 2007 in CWB (Figure 4) stands out for having the longest average duration (5 days) and is as well the year with the highest average duration of the three cities studied. FLN and POA are similar in terms of CW duration. The highest average annual duration in FLN occurred in 2016 (4.5 days) and in POA in the year 2009 (4 days)

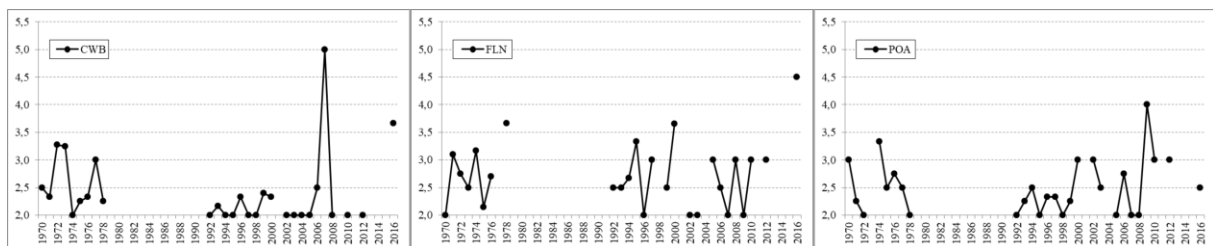


Figure 4. Average annual duration of CWs (days) by city between 1970 and 2016. Note: the absence of markers are years without CW occurrences rather than data failures, except for 1979-1991, 2001, 2011, 2013 and 2015.

Interestingly, the years with the highest duration are between 2007 and 2016, that is, in the decades that are closest to present times.

2.3 Intensity

The average annual intensity of the waves in FLN has low annual amplitude, varying between 15.3 °C and 10.6 °C, which are, comparatively, the least stringent CWs among the capitals of southern Brazil. CWB in general has CWs with the highest intensity, the year 1996 being the one with the lowest annual average, more specifically 4.6 °C.

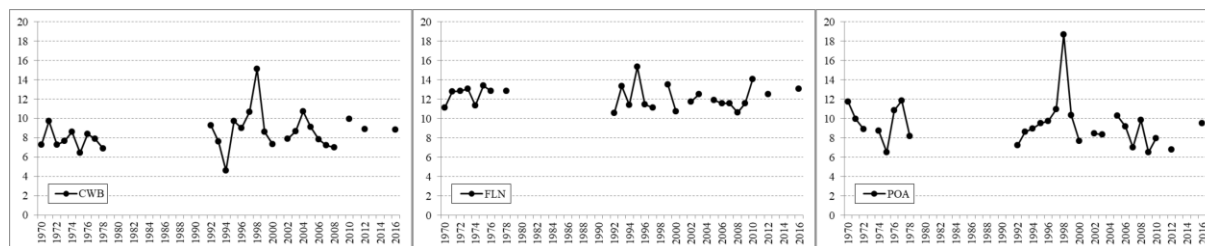


Figure 5. Average annual intensity of CWs (°C) by city between 1970 and 2016. Note: the absence of markers are years without CW occurrences rather than data failures, except for 1979-1991, 2001, 2011, 2013 and 2015.

The year 1998 in the city of POA was the one that showed CWs with the lowest intensity, that is to say, it was the year in which these events had the highest temperatures, with an average of 18.6 °C. In that year there was only one CW, specifically in February, so the annual average was atypical. The method used here to identify the waves and the climatic condition of the cities allowed detecting these events throughout the year, so there are cases in which an event can be considered a cold one for a particular season of the year, without necessarily being rigorously cold, as discussed by Alves et al. (2017, p. 308).

Conclusions and Discussion

The daily thresholds established to compose a possible CW are preponderantly conditioned by geographic factors. Even under a subtropical condition, it is noted that the altitude of CWB overlaps with the highest latitudes of FLN, and especially that of POA. However, the effect of latitude causes the city of POA to have more stringent thresholds than FLN, even taking into account the fact that FLN is a coastal city.

The frequency analysis in the present study is in line with what has been published by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), which, in its 5th Assessment Report, indicates that cold events will undergo a decrease (IPCC, 2013, p. 7, 20), as the graphics for CWB and FLN suggest. In addition, the frequency of CWs detected in this study for CWB confirms the findings by Silveira et al. (2017). For FLN, Alves et al. (2017) found an annual average of 2.2 CW/year, a subtle difference from what was found here.

None of the three cities shows abrupt changes in the annual average duration of CWs. Silveira et al. (2017) observed for CWB that approximately 90% of the CWs lasted from 2 to 3 days. Although considering the winter period, Alves and Minuzzi (2018) concluded that almost 85% of the CWs in FLN last from 2 to 3 days. Similarly, the average annual intensity in the three cities does not show much variation throughout the time series.

Data failures, especially in the 1980s, may have compromised the reaching of robust results. Although much of the most current research points to elevated average air temperature, this does not make extreme cold research less important, as such events also have impacts on society in various sectors.

Acknowledgments

The authors thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES, Brazil) for the doctoral scholarship granted to one of the authors (Process No. 1696632).

References

- Alves, M.P.A., Minuzzi, R.B., 2018. Climatologia das ondas de frio inverniais em Santa Catarina - Brasil. *Revista de Geografia (Recife)*, **35**, 308-323.
- Alves, M.P.A., Silveira, R.B., Bitencourt, D.P., Franke, A.E., 2017. Onda de frio? Análise de diferentes métodos de identificação. *Revista Brasileira de Climatologia*, **21**, 295-312.
- Cavalcanti, I.F.A., Kousky, V.E., 2009. Frentes frias sobre o Brasil. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, J.F.; Justí da Silva, M.G.A.; Silva Dias, M.A.F. *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Texto, **9**, 135-147, 2009.
- Danni-Oliveira, I.M., 1999. Aspectos climáticos de Curitiba, PR. *Raíza*, **3**, 229-253.
- Firpo, M.Â.F., Sansigolo, C.A., Assis, S.V., 2012. Climatologia e variabilidade sazonal do número de ondas de calor e de frio no Rio Grande do Sul associadas ao ENOS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **27**, 95-106.
- Fritzons, E., Mantovani, L.E., Aguiar, A.V., 2008. Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no estado do Paraná. *Revista de Estudos Ambientais*, **10**, 49-64.
- Grimm, A.M., 2009. Clima da Região Sul. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, J.F.; Justí da Silva, M.G.A.; Silva Dias, M.A.F. *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Texto, **17**, 259-275, 2009.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2010. *População no último censo: Censo Demográfico 2010*. Available in: <<https://cidades.ibge.gov.br/>>. Access in: 30 nov. 2018.
- IPCC, 2013. Climate change 2013: the physical science basis. Summary for policymakers, technical summary and frequently asked questions. (Org) T.F., Stocker; D., Qin.; G.K., Plattner; M., Tignor; S.K., Allen; J., Boschung; P.M., Midgley. *Working group I contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5)*. Cambridge Univ. Press, New York. Available in: <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL.pdf>. Access in: 30 nov. 2018.
- Köppen, W., Geiger, R., 1936. *Handbuch der klimatologie*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 44 p.
- Mendonça, F., Danni-Oliveira, I.M., 2007. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo, Oficina de Textos, 206 p.
- Mendonça, M., Romero, H., 2012. Ondas de frio, índices de oscilação e impactos socioambientais das variabilidades climáticas de baixa frequência na América do Sul. *Revista Acta Geográfica*, **2**, 185-203.
- Monteiro, C.A.F., 1963. O clima da Região Sul, Geografia do Brasil, Grande Região Sul. Rio de Janeiro, IBGE, 114-166. Available in: <<http://www.abclima.ggf.br/publicacoes.php>>. Access in: 30 nov. 2018.
- Monteiro, M.A., Silva, P.V., 2017. Fatores estáticos e dinâmicos na formação do clima de Santa Catarina. *Cadernos Geográficos*, **36**, 27-36.
- Peluso Júnior, V.A., 1991. *Aspectos geográficos de Santa Catarina*. Florianópolis: FCC./Ed. da UFSC, 288 p.
- Silveira, R.B., Rocha, G.S., Alves, M.P.A., 2017. Contabilização das ondas de frio em Curitiba - Paraná. In: Perez Filho, A.; Amorim, R.R.. (Org.). *Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*. Instituto de Geociências, **1**: 2162-2172, 2017.
- Steinke, E.T., 2012. *Climatologia fácil*. São Paulo, Oficina de Textos, 144 p.
- Titarelli, A.H.V., 1972. A onda de frio de abril de 1971 e sua repercussão no espaço geográfico brasileiro. In: *Climatologia*. São Paulo, EDUSP, **4**, 15 p., 1972.
- Vavrus, S., Walsh, J.E., Chapman, W.L., Portis, D., 2006. The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming. *International Journal of Climatology*, **26**, 1133-1147.

GESTION DES INONDATIONS AVEC LE PLAN DE CONTINGENCE DANS LA COMMUNE DE GRAND-POPO (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

ATIYE Y.E. (1), KOUMASSI H. (1), DJOSSOU R. (1), ATCHADE G. (1), DOUGNON D.L. (1), SOHOUNOU M. (1) et VISSIN E.W. (2)

(1) Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 526 Cotonou 01 ; E-mail :atiyeemile@yahoo.fr, kharidad1@gmail.com, gadjassi@gmail.com, akanni12@gmail.com dosg09@yahoo.fr et borismarcs@gmail.com

(2) Laboratoire Pierre PAGNEY : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement, Université d'Abomey-Calavi 01 BP 526, Cotonou 01 ; E-mail : exlaure@gmail.com

Résumé : *Au Bénin, le risque d'inondation reste très important à cause de son apparition cyclique liée au déroulement des saisons pluviométriques, à la mauvaise occupation et gestion de l'espace national. Cette recherche étudie la gestion des inondations à l'aide du plan de contingence dans la Commune de Grand-Popo. L'approche méthodologique s'articule autour de la collecte des données socio anthropologiques et leur traitement. L'analyse des activités de mise en œuvre du plan de contingence a été faite à l'aide du modèle SEPOCA. La mise en œuvre du PCC a permis de sensibiliser les populations à 90 % avant, pendant et après la catastrophe. En matière de l'alimentation 16,15 % de la population ont pris conscience et 15,77 % des bonnes pratiques de l'hygiène et assainissement. En matière de nutrition 50 % de la population ont bénéficiés des vivres. Grand-Popo n'a reçu que seize (16) tentes pour les inondations 2010. Pour remédier à ces problèmes il s'avère nécessaire d'introduire dans le processus d'actualisation du plan de contingence les étapes d'intégration du PCC/PAP dans le PAI/PAD et la mobilisation des ressources, de simulation du plan et de réponses à la situation d'urgence.*

Mots clés : *Commune de Grand-Popo, plan de contingence et cluster (Groupe thématique)*

Summary: *In Benin, the risk of flooding remains very important because of its cyclical appearance linked to the unfolding of the rainy seasons, to the bad occupation and management of the national space. This research studies the management of floods using the contingency plan in the municipality of Grand-Popo. The methodological approach is based on the collection of socio-anthropological data and their treatment. The analysis of the implementation activities of the contingency plan was done using the SEPOCA model. The implementation of the CCP has raised awareness to 90% before, during and after the disaster. In terms of nutrition 16.15% of the population became aware and 15.77% of good hygiene and sanitation practices. In terms of nutrition, 50% of the population benefited from food. Grand-Popo has only received sixteen (16) tents for the 2010 floods. To address these issues, it is necessary to introduce into the contingency plan update process the steps for integrating the CCP / PAP. in the PAI / PAD and Resource Mobilization, Plan Simulation and Emergency Response.*

Keywords: *Grand-Popo commune, contingency plan and cluster (Thematic Group)*

Introduction

Les pays d'Afrique de l'Ouest et ceux du Sahel en particulier, subissent aujourd'hui, après les sécheresses des années 70 et 80, les effets de fortes pluies et des inondations dévastatrices (ANPC, 2013). Les dommages et pertes liés à ces événements hydro-climatiques extrêmes ont été évalués à plusieurs centaines de milliards de francs. En outre, ces événements ont mis à mal les systèmes humains (pertes humaines et matérielles), les systèmes agricoles (cultures englouties) et les infrastructures économiques (routes, ponts, barrages détruits). Ces événements pourraient s'amplifier et devenir plus fréquents dans ce contexte de changement climatique (Issaou, 2014).

Le Bénin étant un pays de l'Afrique de l'Ouest n'échappe pas à cette réalité. A l'instar des pays de l'Afrique de l'Ouest, le Bénin est soumis à divers types de risques aussi bien naturels

qu'anthropiques. Les changements climatiques augmentent l'ampleur et l'intensité des risques naturels. Les inondations, la sécheresse, l'élévation du niveau de la mer, l'érosion côtière et continentale, les vents violents sont de plus en plus fréquents sur le territoire national (PNUD, 2011). En 2010, il a connu des inondations d'une exceptionnelle gravité, suite aux pluies diluviennes qui se sont abattues sur l'ensemble du territoire national, et en raison notamment des crues des principaux fleuves que sont le Niger, l'Ouémé, le Zou, le Mono et le Couffo (Koumassi, 2014). Ainsi dès le mois d'août 2010, en raison de ces fortes pluies diluviennes qui ont fait sortir les cours d'eau, les rivières et les fleuves de leur lit, de graves inondations ont touché le Bénin.

L'avancée de l'océan Atlantique très visible au Bénin induit des conséquences fâcheuses pour lesquelles Grand-Popo n'est pas épargnée. La montée des eaux et les flux et reflux des vagues ont déjà emporté plusieurs maisons dans le passé, plusieurs villages à Grand-Popo : Agbético, et aujourd'hui Docloboé qui ont totalement disparu. Des milliers de personnes vivant dans ces localités ont été contraintes de se déplacer. Outre les inondations et l'érosion côtière, les risques d'incendie existent à Grand-Popo (PCC Grand-Popo, 2010). La Commune de Grand-Popo, étant victime des inondations qui reste très important à cause de son apparition cyclique et de l'érosion côtière (PNUD, 2011) a initié l'élaboration d'un plan de contingence qui a été mis en œuvre en 2010 pour la gestion des inondations.

1. Site, données et méthodes

Le secteur d'étude qu'est la Commune de Grand-Popo est situé au sud-ouest du Bénin entre 6°13' et 6°31' de latitude nord puis 1°34' et 2°20' de longitude est, s'étend sur une superficie de 289 km².

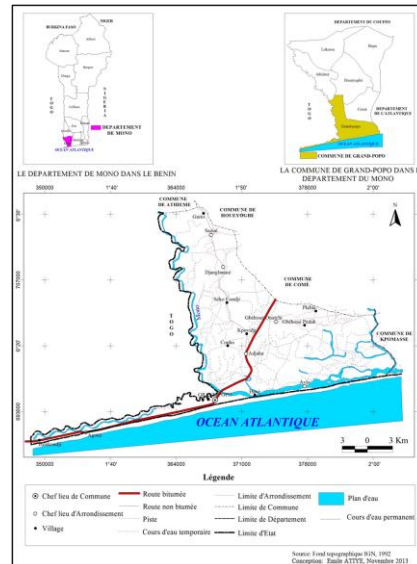


Figure 1. Situations géographique et administrative du secteur d'étude

L'évaluation rapide de la situation a été fortement participative impliquant les élus locaux, les partenaires sociaux à divers niveaux. Elle s'est déroulée en trois phases : Rencontre avec les autorités communales, séances de travail avec le comité de crise, entretien individuel avec les différents représentants des structures déconcentrées et Visite des localités sinistrées, des sites d'accueil avec entretiens individuels, focus group et observation directe. Au total : sept (07) arrondissements et dix-huit (18) villages ont été parcourus ; deux cent cinquante-cinq (255) ménages ont été interrogés. Parmi ces ménages, 212 sont des ménages agricoles, 25 ménages non agricoles ayant été victime des calamités et dix-huit (18) autorités communales dont quatre

chefs d'arrondissement ont été enquêtés pour raison de compréhension des activités exécutées au niveau local. Le traitement statistique a été réalisé à l'aide du logiciel XLSAT.

Le modèle SEPO a permis de faire ressortir les faiblesses en termes d'échec, les forces en termes de succès, les opportunités et les obstacles identifiés de la présente recherche. Chaque structure et acteur intervenant dans la mise en œuvre du plan de contingence élaboré pour les douze mois de couverture du plan de contingence, une feuille de route en vue de corriger les faiblesses et renforcer certaines forces pour mieux contourner les obstacles.

2. Résultats et discussion

Activités exécutées pendant la catastrophe sont liées à la mise en œuvre du PCC/PAP pour une réponse coordonnée et efficace aux catastrophes et de la réponse à apporter à la situation de crise, le déploiement des différents clusters.

2.1 Evaluation rapide des besoins

Il est question à ce niveau de : quantifier les dégâts (chiffrés), identifier les besoins urgents pour sauver les vies, évaluer les dégâts et les besoins secteur par secteur et quantifier le nombre de personnes à évacuer. Ainsi, la Plate-forme Communale de Réduction des Risques de Catastrophe et d'Adaptation au Changement Climatique participe aux évaluations rapides, à l'identification et à l'enregistrement des sinistrés, à l'accompagnement psycho-social, à la communication pour le changement de comportements et la distribution de secours et/ou d'appuis.

2.1.1 Activation des clusters

L'activation de groupes sectoriels signifie le déploiement de groupes sectoriels dans le cadre d'une intervention d'urgence de la communauté locale suite à une analyse des besoins humanitaires et des capacités de coordination sur le terrain comme l'indique la figure 2.

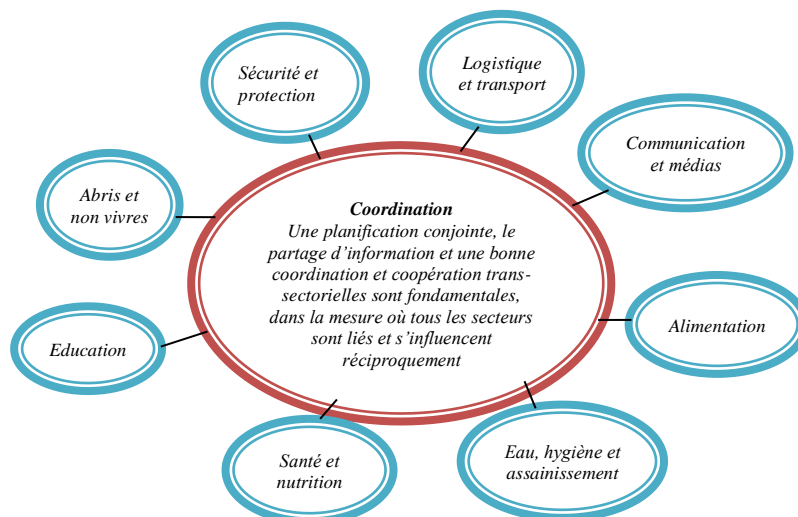


Figure 2. Activation des clusters ; Source : Enquête de terrain, 2013

En situation de crise, le Maire invite ou convoque tous les responsables de différents clusters dans les 24 heures pour activer les clusters afin de gérer l'urgence.

2.1.1.1 Cluster communication et médias

Le réseau IEC (Information Education et Communication) est représenté au niveau de chaque groupe sectoriel. Il a pour rôle de fluidifier les échanges d'informations avant, pendant et après les aléas pour que les intervenants de chaque secteur puissent prendre des mesures adéquates pour des actions pertinentes.

Le tableau 1 présente une synthèse des activités menées en matière de la communication.

Tableau 1. Frais de communication par an

Réseau de communication	Contrat/année CFA	Déplacement et restauration CFA
Mono FM	1200000	-
FM Ahémé	1200000	-
Golf TV	3000000	1600000

Source des données : Mairie de Grand Popo, 2013

Il ressort de l'analyse des données du tableau I que par an, la Mairie de Grand- Popo dépense au total 7 120 000 francs CFA pour la communication.

2.1.1.2 Cluster eau, hygiène et assainissement

Les investigations socio anthropologiques ont permis de constater que ce cluster a été activé à 15,77 %. Les populations ont été sensibilisées par rapport aux bonnes pratiques à adopter afin d'éviter les maladies et ont bénéficié des produits comme le montre le tableau 2.

Tableau 2. Répartition des produits par village

N°	VILLAGE	NOMBRE DE MENAGE	POPULATION	DONS		
				Natte	Moustiquaire	Aquatab
01	ADJAHHA	1469	6116	50	194	194
02	AGOUE	90	524	12	38	38
03	AVLO	349	4043	30	124	124
04	DJANGLANME	1063	5503	42	180	180
05	GBEHOUE	617	2808	20	90	90
06	GRAND-POPO	1731	7020	56	225	225
07	SAZUE	752	4638	40	149	149
TOTAL		6071	30652	250	1000	1000

Sources des données : Mairie de Grand-Popo et enquête de terrain, 2013

2.1.1.3 Cluster abris et non vivres

La planche photographique 1 illustre l'occupation des sites d'accueil par les sinistrés.



Planche 1. Site d'accueil des sinistrés ; *Prise de vue : de Souza, 2010*

La photo 1.1 illustre l'occupation de l'EPP de Houndjohoundji par les sinistrés. Quant à la photo 1.2, elle illustre l'occupation du marché de Onkuihoué par les sinistrés.

Au moins un site doit être identifié par arrondissement mais malheureusement la quasi-totalité des arrondissements du territoire communal est inondable. A ceci vient s'ajouter le fait

que 90 % de la population n'aiment pas se déplacer sous prétexte qu'elles seront dépouillées. Il est à noter que Grand-Popo n'a reçu que seize (16) tentes au cours des inondations de 2010.

2.1.1.4 Cluster logistique et transport

Au niveau de ce cluster des pirogues ont été achetées à une vingtaine de villages comme l'illustre la photo 1.



Photo 1. Pirogue octroyée à la Mairie ; *Prise de vue : de Souza, 2010*

On perçoit sur la photo 1 une pirogue octroyée à la mairie avec le partenariat de Montgeron. Les partenaires ont octroyé 20 pirogues pour le transport et la logistique et le coût s'évalue à 800 000. Les pirogues octroyées à la population ont facilité un temps soit peu le déplacement de la population en cas de crise. De même cela a aidé aussi les membres de PCRRC-ACC pour les visites de terrain en situation de crise. Selon les 80 % de la population, la logistique et le transport ont été mal assurés pire les pirogues ont été mal distribuées.

Tableau : Analyse de mise en œuvre du PCC Grand-Popo par SEPOCA

SUCCEES	ECHecs
<ul style="list-style-type: none"> › La capacité de mobilisation de la plateforme existe mais devra être améliorée › Bonne aptitude à répondre aux correspondances et sollicitations du préfet demandant diverses informations importantes et utiles sur l'inondation, incendie et érosion › Le leadership du maire a bien conduit les actions jusqu'au bout › Bonne aptitude dans l'organisation de la prise en charge des personnes en difficultés (bébé noyé, femmes en travail), mise en place d'un camp de déplacés) › Plusieurs idées de projets ont été formulées 	<ul style="list-style-type: none"> › Le flottement au niveau de la rapidité de certains membres des clusters à réagir › Faible performance dans la mobilisation des ressources › Inefficacité du mécanisme de communication et aptitude non satisfaisante à assumer avec célérité la responsabilité › Insuffisance de délégation des tâches et activités › Insuffisance de communication et sensibilisation › Faible utilisation des documents de planification et non prise en compte de ce dernier dans certaines prises de décisions › Mauvaise communication entre les acteurs › Absence d'harmonisation des statistiques › Insuffisance de coordination entre la Mairie, les ONG et les PTF › Mauvaises répartition des vivres et non vivres (ne tient pas compte des normes) › la faible délégation des tâches au niveau de la coordination › l'insuffisance de planification au sein des clusters › la non prise en compte du genre
POTENTIALITES	OBSTACLES
<ul style="list-style-type: none"> › Existence d'un plan de contingence au niveau de la commune › La disponibilité des compétences (structures déconcentrées, cadres de la mairie, Croix Rouge, Caritas, et diverses ONG.) présentes au sein de la plateforme augurent d'un succès de l'opérationnalité en cas de situation d'inondation, de l'incendie et d'érosion › l'existence dans la commune d'un site d'accueil pour les déplacés › la disponibilité des documents de planification › l'existence de compétences techniques locales › la disponibilité des outils de gestion de crise › l'existence d'un réseau des observateurs locaux de crue › Disponibilité des ressources humaines › Accumulation d'expériences (inondation cyclique) › Existence des radios communautaires (Mono FM et FM Ahémé) 	<ul style="list-style-type: none"> › la faible capacité financière de la commune à faire face à la situation d'urgence toujours présente › Non activation de certains clusters › l'insuffisance des moyens matériels et logistiques › faible appropriation du contenu du PCC des autorités politico-administratives › Absence de groupement de sapeur pompier dans la commune › Inexistence de système d'alerte météorologique de prévision › La non praticabilité des voies et pistes d'accès aux localités › Les mutations des acteurs et le non transfert des documents de planification › le non vulgarisation des PCC › la réticence de la population › le faible niveau de formation de certains acteurs dans le domaine

Conclusion

La mise en œuvre du plan de contingence a permis aux acteurs de s'approprier les différents outils et de collaborer en vue de l'amélioration de la préparation aux situations de crises, de mieux organiser la réponse et de renforcer la résilience des vulnérables. Avant les crises, un plan de communication est élaboré en tenant compte des différents clusters et des différents partenaires techniques et financiers. L'évaluation générale indique un gap de capacités de la Commune de Grand-Popo en termes de management des équipes et l'organisation technique au sein des clusters. De même, les fonctions de sauvetage, de recensement, d'évaluation rapide ont révélé quelques faiblesses. A cause de non-appropriation du plan de contingence, dans la commune de Grand-Popo, l'inondation de 2010 a occasionné, 19057 sinistrés créant 4105 sans-abris. La Commune de Grand Popo doit relever les défis d'une meilleure connaissance des risques de catastrophes liés aux changements climatiques, d'un système d'alerte rapide et efficace qui renforce la résilience nationale, d'une prévention adéquate basée sur une communication professionnelle et d'une réponse coordonnée au sinistre. Tout ceci dans la bonne exécution de son plan de contingence et l'utilisation de mécanismes appropriés de gestion des catastrophes.

Bibliographie

- ANPC, 2013. Guide d'élaboration du plan de contingence, 82 p.
- Issaou L., 2014. Risques climatiques dans le sud Togo : manifestations, impacts et stratégies d'adaptation. Thèse de Doctorat, Université de Lomé, 264p
- Koumassi D.H., 2014. Risques hydro climatiques et vulnérabilités des écosystèmes dans le bassin versant de laSota à l'exutoire de Coubéri. Thèse de Doctorat, Université d'Abomey-Calavi, 245p.
- Plan de contingence Communal, 2010, 74 p.
- PNUD, 2011. Rapport de la gestion des inondations de 2010 au Bénin, 86 p.

LE GEL EST-IL EN COURS D'ATTENUATION DANS LE SUD DE L'AQUITAINE ? L'APPORT DES POSTES CLIMATOLOGIQUES ATURINS (AIRE SUR L'ADOUR : ATURA)

AVILA F. (1)

(1) Docteur en géographie, frnd.avila@yhaoo.fr

Résumé: Des relevés de températures sont effectués depuis 1970 à Aire sur l'Adour. Dans la vallée de l'Adour, les gelées sont possibles de la mi-octobre à la fin avril. On appelle jour de gel, les jours avec maxima négatifs (peu fréquents, mais parfois marqués comme en janvier 1986 et 1987). Des gelées blanches au sol sont observées en septembre, en mai et début juin (3/1972, 1er/2006). L'Aquitaine offre des conditions favorables aux gelées car la nuit est claire, en moyenne, un jour sur deux (Avila, 1999,2004) et c'est une des régions les moins ventueuses de France (normales climatologiques 1951-80). L'Aquitaine (43° 42' N et 0° 15' W) est située à plus de 110 km de l'océan, une position relativement « continentale » qui favorise les gelées de rayonnement. Depuis près de 50 ans, trois postes climatologiques ont permis de définir des climats aturins, en particulier l'intensité et la fréquence du gel, sa répartition en fonction de la topographie (Geiger, 1966) et de la situation météo. Depuis 1971 à 2013, on peut distinguer une période pluvieuse ou brumeuse, sans froid rigoureux, suivie d'une période marquée par de fortes gelées. Depuis janvier 2014, le temps est redevenu perturbé et agité. La douceur croissante de l'hiver favorise la montée de la sève, les gelées tardives ont alors des effets néfastes sur les vignobles et les cultures maraîchères et fruitières.

Mots clés: Aquitaine, Aire sur l'Adour, anticyclone, gel, réchauffement.

Summary: Frost is possible in the aturin area, from mid-October to the end of April. Days with negative maxima (10 days in January 1985 and 8 days in January 1987) are scarce. White frosts are observed in September, May and early June. Southern Aquitaine, offers favorable conditions for nocturnal frosts, as it is located more than 110 km from the ocean relatively continental position in the middle course of the Adour River (43 ° 42 N and 0 ° 15 'W). Can global warming reduce the number of frosts ? Since 2014, winter is warmer, but late frost can damage the vineyards.

Keywords: Aquitaine, Aire sur l'Adour, anticyclone, frost, warming.

Nota bene: Photos, croquis et cartes sont de l'auteur et s'inspirent de documents tels Météo-hebdo, de l'Atlas 2000.

Introduction

Aire sur l'Adour se trouve au sud de la forêt landaise et du bassin Aquitain dans le sud-ouest de la France (figure 1). La vallée moyenne de l'Adour est bordée au sud par le plateau du Tursan (150 m), au nord par les collines d'Armagnac, 20 à 30 m au-dessus de la vallée, tandis que la crête des Pyrénées est à 100 km au sud figures 1 et 2).

La station d'Aire/CNES, située dans la vallée de l'Adour, à 79 m d'altitude, a fonctionné jusqu'en septembre 1991. Depuis 1981 un nouveau poste a été implanté dans la vallée à un

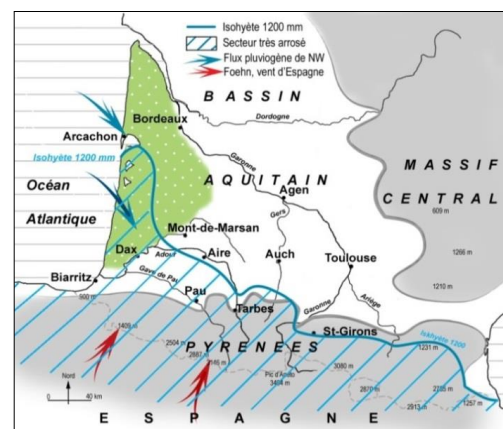


Figure 1. Aire sur Adour dans le bassin aquitain (Atlas 2000)

kilomètre du CNES, dans un environnement comparable, au quartier Bellevue à 84 m d'altitude (figure 2). D'autre part, pour étudier l'influence de la topographie sur le champ thermique un poste a été implanté en octobre 1985 par l'auteur, dans la cité scolaire Gaston Crampe, sur le rebord nord du plateau du Tursan à 150 m d'altitude. Il a fonctionné jusqu'à sa destruction accidentelle par un engin de chantier le 3 juillet 2003. Ces deux postes ont été implantés et gérés par l'auteur qui est aussi observateur bénévole depuis 1981. Le poste de référence dont les données sont utilisées dans ce résumé étendu est celui de la vallée, d'abord celui du CNES, puis celui de Bellevue. À partir des données de ces postes climatologiques, nous avons étudié la fréquence et l'intensité du gel à Aire sur l'Adour en cherchant à distinguer des périodes dans la série temporelle et les facteurs explicatifs à l'échelle locale (topographique) et à l'échelle synoptique (situations météorologiques).

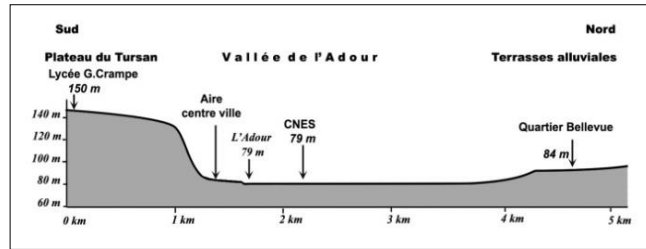


Figure 2. Position des stations climatologiques. Coupe d'après carte topo, IGN.

1. Trois périodes différentes depuis 1971

1.1 De 1971 à 1984

On note une quasi absence de vague de froid excepté en 1971. Les gelées sont faibles à modérées, les hivers sont souvent doux et très pluvieux avec de fortes tempêtes comme celle du 2/12/1976 avec 135 km/h (CNES). Décembre 1981 est le mois le plus pluvieux (270mm) depuis 1971. Par contre certains mois sont anticycloniques et très brumeux, comme décembre 1975 avec un total pluviométrique de 14 mm, 18 gelées dont un minimum absolu de $-6,0^{\circ}\text{C}$ et un jour de gel. La neige ne tient au sol que quelques heures comme le 27 janvier 1976 où la fusion s'est terminée à 14 h. Ainsi, de 1971 à 1984, il n'y a eu que 3 jours de gel seulement en 14 ans avec des maxima compris entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ et $-1,5^{\circ}\text{C}$.

1.2. De 1985 à 2013

Dans cette séquence, au contraire, la majorité des hivers connaît des périodes de froid et se singularise par des mois secs. La sécheresse a duré pendant cinq hivers consécutifs de 1988 à 1993, puis pendant les hivers 2001-2002 et 2005-2006. Autre cas, l'hiver et le début du printemps 1992-93, du 9 décembre au 31 mars, il n'y a eu pratiquement aucune pluie (6 mm en janvier 1993 et 8 mm en février 1993). L'Adour est à sec, cet hiver-là et le lac du Houga, lac artificiel de loisir de 28 ha situé à 8 km d'Aire sur l'Adour, est devenu un lac de boue. On relève 43 gelées supérieures ou égales à $-8,0^{\circ}\text{C}$ dont 19 fortes gelées comprises entre $-12,0^{\circ}\text{C}$ et $-10,0^{\circ}\text{C}$ et 9 supérieures ou égales à $-12,0^{\circ}\text{C}$.

1.3. La période 2014-2019

Elle se caractérise par le retour du temps perturbé et tempétueux et la baisse significative du nombre de gelées. Les mois d'hiver se réchauffent ; il pleut beaucoup et la douceur des températures ne cesse de s'affirmer. La normale de janvier est de $6,1^{\circ}\text{C}$ mais on relève une moyenne de $8,9^{\circ}\text{C}$ en 2014, $9,2^{\circ}\text{C}$ en 2016 : $9,4^{\circ}\text{C}$ et en 2018. Le minimum le plus élevé de janvier 2018 est de $14,6^{\circ}\text{C}$ (le 4). La moyenne annuelle de 2018 est de $15,0^{\circ}\text{C}$ et 11 mois sur 12 sont plus chauds que la normale 1981-2010. L'hiver 2018-2019 est également doux et on observe une seule gelée en novembre ($-0,3^{\circ}\text{C}$) et en décembre ($-0,1^{\circ}\text{C}$), à peine 9 gelées en

janvier et 7 en février 2019, gelées tempérées par une grande douceur le jour avec des maxima allant de 18°C à 21°C. Les mois de janvier et de décembre ont établi de nouveaux records de douceur ce qui confirme que le réchauffement progresse en hiver (comme pendant les autres saisons).

2. Le rôle de la topographie dans la répartition des gelées

« La vieille loi demeure, les surfaces concaves sont froides la nuit et les surfaces convexes sont chaudes » (Geiger, 1966). En effet la vallée de l'Adour est plus froide que les collines par nuit claire et vent calme. L'inversion thermique est marquée pour une dénivellation modeste de 70 m entre le fond de la vallée où coule l'Adour à 79 mètres d'altitude et les collines environnantes situées à 150 mètres d'altitude. On peut parler ainsi de topoclimat, comme le tableau 1 le montre (Avila, 1999, 2004, 2007).

Tableau 1. Moyennes des températures et gelées 1975-90, vallées et collines (Avila 1999, Avila 2007).

Postes thermoclimatologiques	Bahus* 1975-1990 colline	Maumusson** 1975-1990 mi-pente	G. Crampe*** 1986-2002 bord plateau	CNES 79m 1975-1990
Nombre de gelées/an	29,3	28,6	29	41,1
Moy. Minima annuels	8,5°C	8,3°C	8,6°C	7,8°C
Minima absolus le 8/01/1985	-14,3°C	-17,5°C	-9,5°C	-21,7°C
Minima absolus le 18/01/1987	-11,0°C	-10,6°C	-9,5°C	-14,7°C

*Bahus-Soubiran est un petit village au sommet d'une crête (altitude 149 m), entourée de deux talwegs.

**Maumusson est un poste qui se trouve à mi-pente du versant E (altitude 162 m) dans le vignoble du Madiran.

***La cité scolaire Gaston Crampe (150m) sur le rebord du versant N du plateau du Tursan.

Près d'une nuit sur deux en moyenne est claire et calme (Avila, 1999) en Sud-aquitaine, le vent est généralement très faible ou nul la nuit, ce qui favorise le refroidissement radiatif nocturne et les gelées en fond de vallée. Les formes topographiques concaves, (Geiger, 1966) vallées et dépressions, sont les secteurs qui connaissent le plus de gelées. Le sol rayonne sa chaleur vers l'espace et se refroidit, la couche d'air qui se trouve au contact du sol glisse vers les vallées en formant des lacs d'air froid qui épousent les formes de la topographie et des vallées.

3. Vagues de froid et fortes gelées, dues à des anticyclones continentaux thermiques

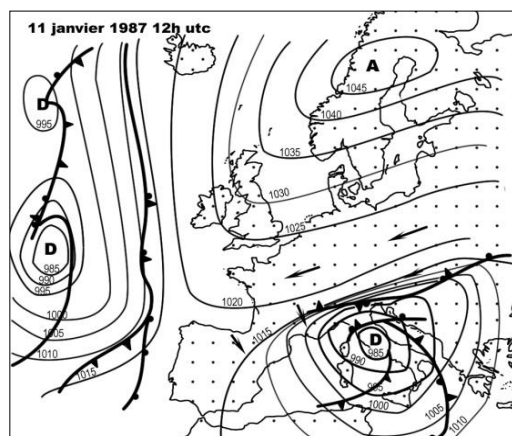


Figure 3. Analyse en surface 11/01/1987 à 00h utc. Anticyclone thermique le 11 Janvier 1987. Source Météo-hebdo.

C'est un anticyclone thermique positionné sur la Scandinavie du nord qui draine sur sa face orientale un flux d'origine continentale et arctique venant directement des régions polaires et du nord de la Sibérie, situation en janvier 1985 et en janvier 1987. Une dorsale de blocage s'installe sur la Scandinavie ou la Russie coiffant un anticyclone car le flux perturbé d'ouest, est détourné vers le sud. Dans ce type d'anticyclone, la coulée froide n'a qu'une épaisseur limitée, à peine 1 à 2 km. Elle est surmontée d'air chaud et d'une dorsale (dynamique). De 1985 à 2012, en 27 ans, il s'est écoulé en moyenne 3 ou 4 ans entre deux hivers froids et parfois moins d'un

an comme en janvier 2007 et novembre 2007. La dernière vague de froid est celle de février 2012 (tableau 2). Les épisodes de gel exposés dans le tableau 2 et couvrant la période de 1985 à 2012, sont d'ailleurs remarquables pour une région aussi méridionale. La vague de froid de janvier 1985 est tout à fait exceptionnelle. Elle est peut-être due à l'éruption du volcan El Chichón en mars 1982, au Mexique.

Tableau 2. Vagues de froid (1971-2012 et températures à Aire sur l'Adour

Hivers	1970 1971	1984 1985	1985 1986	1986 1987	1988 1989	1992 1993	2001 2002	2004 2005	2006 2007	2007 2008	2011 2012
Période froide	Jan. mars	Jan.	Fév.	Jan.	Nov.	Fév- ma.	Déc.	03- fév- ma.	Jan.	Mi- nov.	Fév.
Minima (°C) dates	-9,5° 2/01 -9,3° 1/01 -9,2° 6/03	-21,7° 8/01 -19,0° 9/01 -17,0° 16/01	-8,6° 11/02 -7,9° 12/02	-8,2° 15/01 -9,0° 17/01 -14,7° 18/01	-9,9° 22/11 -10,5° 23/02 -8,3° 24/11	-9,9° 25/02 -7,0° 26/12	-10,4° 15/12 -10,3° 16/12 -12,5° 25/12	-9,9° 01/03 -7,1° 02/03	-12,1° 26,1° -12,4° 27/01	-8,7° 16/11 -8,2° 17/11	-10,5° 11/02 -10,3° 12/02 -10,4° 8/02
J. de gel	0	10	1	8	0	0	3	0	3	0	2
Gelées	45	44	46	50	51	51	44	72	46	55	50
Enneigement	0	12 j	0	14	0	2	3	0	7	0	1
Gelées ≤ -5°	5	15	10	12	6	3	15	7	10	5	12
Gelées ≤ -8°	3	10	1	5	2	1	10	1	5	3	8

4. L'anticyclone dynamique subtropical génère un froid modéré souvent brumeux

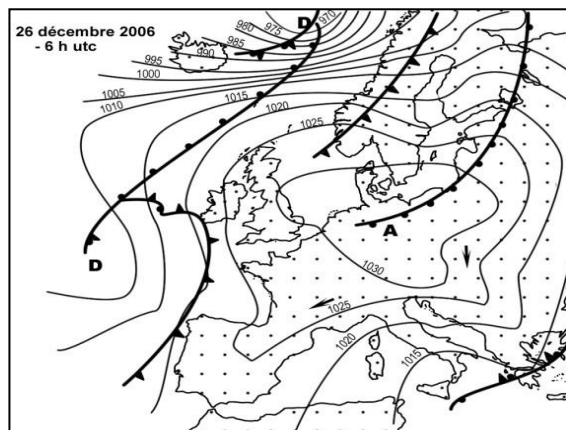


Tableau 3. Sondage aérologique du 23/12/2005, 00h UTC, Bordeaux (source : Wyoming University)

Air froid	Air froid	Air chaud	Air chaud	Air chaud
61 m -2,5°C	245 m -3,9°C	293 m + 1,0°C	444 m +5,6°C	1024 m +11,1°C

5. Hiver doux avec très peu de gelées

Nous présentons un hiver très doux pour illustrer l'hiver 2013-2014 (tableau 4)

Tableau 4. Un hiver très doux pour illustrer l'hiver 2013-2014

2013-2014	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
gelées	5	17	0	1	1	0
Minima 2013-2014	-5,7°C	-3,7°C	+ 0,3°C	-0,1°C	-0,3°C	3,3°C
Moy. Mois 2013-2014	8,8°C	6,5°C	8,9°C	8,2°C	10,4°C	14,4°C
Normale thermique	9,4°C	6,5°C	6,1°C	7,1°C	9,0°C	12,0°C
Ecart	+0,6°C	=	+2,8°C	+1,1°C	+1,6°C	+2,4°C

Du 23 novembre à la fin décembre 2013, un anticyclone est situé sur les îles britanniques. Il est responsable de 22 gelées, le minimum absolu de -5,7°C, puis l'anticyclone disparaît. Le défilé des perturbations devient incessant (vagues de froid sur le NE du continent américain) et se caractérise par un record de pluie en janvier avec 235 mm. Le 1er trimestre 2014 totalise 446 mm. La douceur des températures est étonnante et sans précédent : deux faibles gelées sont enregistrées : une en février (-0,1°C) et une en mars (-0,3°C) mais aucune en janvier ni en avril. Situation identique en 2015-16 et 2017-18, avec des records de douceur mensuelle en janvier : 8,9°C en 2014, 9,2°C en 2016 et 9,4°C en 2018 ainsi qu'un record de douceur nocturne : 14,6°C le 4 janvier 2018, le précédent record était de 13,7°C le 19 janvier 2007. On note aussi l'absence de gelées pendant les épisodes de foehn, vent orienté au secteur sud abondant perpendiculairement la chaîne des Pyrénées. Pendant l'hiver 1989-90, le foehn est responsable de maxima records : 23°C en décembre, 26,2°C en février, 28,4°C en mars. L'hiver 2000-01 n'a eu que 16 gelées surtout en février.

Tableau 5. Températures pendant un épisode de foehn en décembre 1989 à Aire sur l'Adour

22 h/14/12/ 1989 : 22°C	06h/15/12/1989 :19,0°C	22h/15/12/1989 : 22°C	22h/16/12/1789 : 23,0°
--------------------------------	-------------------------------	------------------------------	-------------------------------

Depuis 2013, les hivers sont perturbés par un flux rapide d'ouest donnant un temps souvent couvert avec de rares et de très faibles gelées (figure 6). Le froid cependant n'est pas absent bien que les vagues de froid soient de moins moins fréquentes. Par ciel clair dû à un anticyclone atlantique, en janvier 2017, on relève 17 gelées, dont 8 fortes gelées avec un minimum absolu de -7,1°C. Des gelées tardives ont lieu les 21 et 28 avril 2017, ce sont les plus tardives enregistrées à Aire sur l'Adour depuis 1971 tandis qu'on relève 21 gelées au 4^{ème} trimestre 2017. En 2018 après les records de douceur de janvier, retour du froid et retour des fortes gelées fin février 2018 lors d'une advection froide (-8,1°C le 27). Nouveaux records de douceur avec 9,4°C en janvier et 9,1°C en décembre, soit près de trois degrés au-dessus de la normale. Pourtant, le froid (minimum de -6,7°) s'est installé début janvier 2019, tout à fait « normal » pour cette période de l'année.

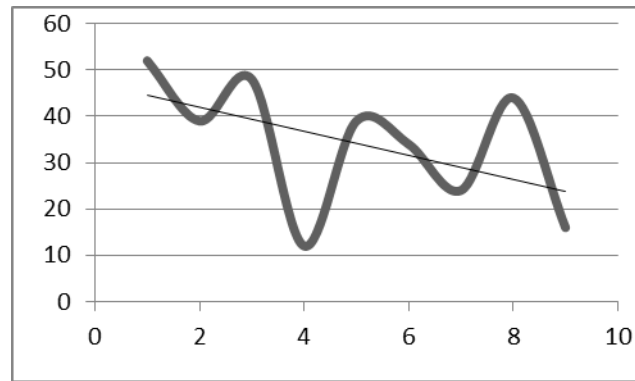


Figure 6. Baisse du nombre annuel des gelées à Aire sur l'Adour de 2009 à 2018 et courbe de tendance linéaire.

Conclusion

2018 est l'année la plus chaude, depuis plus d'un siècle avec une moyenne annuelle de 15°C (normale 1981-2010 : 13,5°C). Le nombre de gelées a nettement diminué depuis 2013 : 32 par an (2009-2018) dans la vallée, alors que la normale (1981-2010) était de 45 gelées par an. Il y a eu un véritable décrochage dans le domaine du gel par rapport à la normale. La fin de l'année 2018 est très douce, deux gelées seulement au quatrième trimestre avec -1,8°C le 20 novembre et -0,1° en décembre. Depuis la fin décembre, un anticyclone s'est installé sur le proche Atlantique (plus de 1040 hPa) favorisant un refroidissement nocturne mais peu durable avec 4 nuits seulement. Les situations anticycloniques génèrent toujours des gelées quand le ciel est clair : les minima ont atteint -0,9°C le 21 avril 2017 et -0,1°C le 28 avril 2017, la gelée la plus tardive depuis 1971. Ces gelées sont d'autant plus dangereuses pour les vignobles locaux (Armagnac, Tursan et Madiran) et les cultures délicates (maraîchères) que l'hiver est doux et que la première quinzaine d'avril était chaude (maximum 28,4°C) favorisant la montée précoce de la sève et le démarrage de la végétation. Lorsque les conditions favorables sont réunies, le froid peut encore survenir et avoir des conséquences néfastes.

Bibliographie

Archives météo inédites des postes d'Aire sur l'Adour.

Avila F., 1999. *Recherche sur les topo-climats thermiques en relief peu contrasté du moyen-Adour et des Landes*. Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 315 p. publié en 2002 à compte d'auteur.

Avila F., 2004. L'inversion thermique dans une vallée du sud de l'Aquitaine dans le secteur d'Aire sur l'Adour. *L'information géographique*, **3**, pp. 212-273.

Avila F., 2007. Climat local, changements climatiques et impact économique, trente-six ans d'observation climatologique. *Climatologie*, **4**, pp. 167-190.

Avila F., Avila 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*, **58**, I, pp. 5-22.

Avila F., M., 1991. *Tursan et Chalosse Orientale*. Avila éditeur, 207 p.

Autan, Bulletins climatologiques mensuels du Sud-Ouest 1992-2012, Météo-France.

Bulletins climatologiques mensuels des landes, 1985-1986, Météo-France.

Bulletins climatiques mensuels de Météo-France.

Beltrando G., 2004, *Les climats, processus, variabilités et risques*, U Armand Colin, 261 p.

Geiger R., 1966, *Climate near the ground*, Harvard university Press, 611 p.

LES EPISODES DE SECHERESSE SUR LA PLAINE DU FLEUVE PO EN ITALIE

BARONETTI A. (1), GONZÁLEZ-HIDALGO J.C. (3,4), VICENTE-SERRANO S.M. (5), ACQUAOTTA F. (1,2) et FRATIANNI S. (1,2)

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Torino, Italie (simona.fratianni@unito.it)

(2) Centro Interdipartimentale sui Rischi Naturali in Ambiente Montano e Collinare, Università di Torino, Torino, Italie

(3) Department of Geography, University of Zaragoza, Saragossa, Spain

(4) IUCA, University of Zaragoza, Saragossa, Spain

(5) Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), Saragossa, Spain

Résumé : La distribution spatiale et temporelle des épisodes de sécheresse dans la plaine du fleuve Po est étudiée sur une période de 50 ans (1965-2017). À cette fin, les données quotidiennes des précipitations et températures de 60 stations météorologiques ont été examinées. La distribution spatiale annuelle des précipitations et de la température a été analysée, puis des épisodes de sécheresse hebdomadaires à court (1 et 3 mois) et à long terme (12, 24 et 36 mois) ont été classés en événements faibles, moyens, forts et extrêmes. Dix principaux épisodes de sécheresse ont été détectés, mettant en évidence une grande complexité à l'échelle régionale. En effet, deux gradients de propagation différents (Nord-Sud et Est-Ouest) dans la plaine du Pô ont été détectés. Des tendances significatives et positives de l'ampleur de la sécheresse ont également été observées dans le secteur le plus pluvieux de la plaine du Pô.

Mots clés: températures, précipitations, sécheresse, méthodes géostatistiques, variabilité climatique.

Summary: A 50 year-period (1965-2017) of the spatial and temporal distribution of drought episodes is realised in the Po Plain. For this purpose, the daily precipitation and temperature data of 30 weather stations were examined. Annual precipitation and temperature spatial distribution was detected and subsequently weekly drought episodes at short (1 and 3 months) and long-time scales (12, 24 and 36 months) were characterised in weak, mean, heavy and extreme events. Then the 10 mayor drought episodes were detected, evidencing a high complexity at regional scale, in fact two different propagation gradient (North to South and East to West) in the Po Plain were checked. Significant and positive trends in the increase of drought magnitude were also observed in the rainiest sector of the Po Plain.

Keywords: temperatures, precipitation, drought, geostatistical methods, climate variability.

Introduction

La sécheresse est une caractéristique climatique normale et récurrente qui peut potentiellement se produire partout, même si ses caractéristiques, telles que la gravité, la magnitude, la fréquence, peuvent varier d'une région à l'autre. La sécheresse est l'un des risques climatiques les plus importants pouvant avoir des effets négatifs sur les systèmes naturels et socio-économiques (Van Loon et al., 2016). Les sécheresses sont des événements dont l'analyse quantitative de la distribution spatiale et temporelle est difficile.

La région méditerranéenne a été identifiée comme «hot spot» du changement climatique. En raison des caractéristiques spécifiques de cette région, l'un des principaux effets du changement climatique pourrait être l'intensification des épisodes de sécheresse, qui contribuerait à réduire les réserves d'eau douce. En conséquence, plusieurs indices de sécheresse ont été développés ces dernières années afin d'étudier et de caractériser les événements de sécheresse. En ce qui concerne l'Italie, la partie nord est historiquement riche en ressources en eau et la vallée du Pô est la région la plus fertile, mais au cours des derniers ans, les événements de sécheresses ont été augmentés, affectant également le principal fleuve d'Italie, le Po. Les objectifs principaux

de cette étude sont : a) la caractérisation climatique de la plaine du Po afin d'étudier la distribution spatiale et temporelle des principales variables climatiques ; b) la détection des principaux épisodes de sécheresse qui affectent la plaine du Po et l'analyse de leur évolution spatiale et temporelle.

1. Matériels et méthodes

1.1 Données météorologiques et région d'étude

Dans cette étude, 60 séries journalières de températures et de précipitations situées dans la plaine du fleuve Po et sa périphérie (fig. 1) dans le nord de l'Italie ont été obtenues auprès du Système national de collecte, de traitement et de diffusion des données climatiques (SCIA). Les stations météorologiques sélectionnées (fig. 1) sont situées à des altitudes variant entre 0 et 700 m et la période est comprise entre 1er janvier 1965 et le 31 décembre 2017. Le contrôle de qualité des données (CQ) a permis de détecter les ruptures possibles et les données manquantes (moins de 20%) dans les séries. Afin de faciliter la comparaison interannuelle des séries climatiques et d'éviter le problème des années bissextiles, chaque mois a été divisé en quatre semaines. Première semaine du 1er au 8e jour; deuxième semaine du 9ème au 15ème jour; troisième semaine du 16 au 22e jour; quatrième semaine du 23 à la fin du mois. Les séries faiblement fragmentées subséquentes (candidats) ont été reconstituées au moyen d'un processus de comblement de lacunes basé sur les moyennes des mesures observées aux stations voisines (série de référence) (Vicente-Serrano et al., 2017). L'analyse de l'homogénéité a ensuite été effectuée et le test d'homogénéité standard (SNHT) a été utilisé afin de détecter d'éventuels changements dans la série. La figure 1 montre également que 95% des stations météorologiques sont réparties dans les zones de plaines et de collines (moins de 700 m d'altitude), les 5% restants sont situés dans les zones montagneuses.

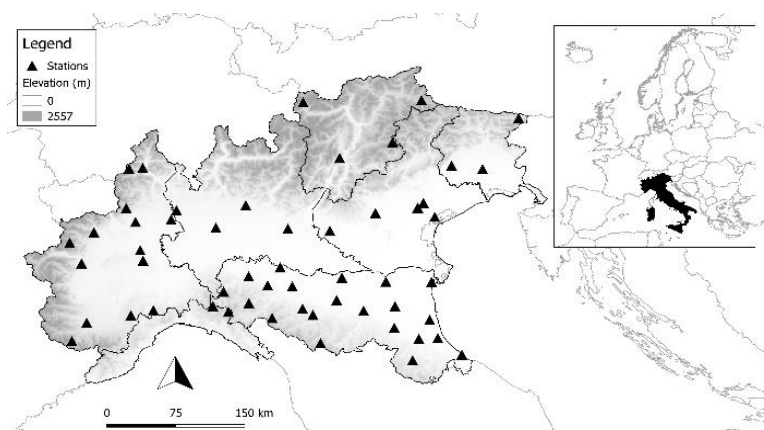


Figure 1. Localisation des stations météorologiques dans la plaine du fleuve Po et sa périphérie (Nord Italie).

1.2 Méthodologie

Après avoir analysé la distribution spatiale et temporelle des deux variables principales, les données annuelles des précipitations et températures ont été interpolées au moyen du krigeage universel (UK) (Baronetti et al., 2018). Une grille spatiale de 20 x 20 km de résolution a été produite et les variables auxiliaires comme la distance des stations météorologiques, l'altitude, la latitude, la longitude, la distance du rivage ont été prises en compte (Oliver et al., 2014). La tendance annuelle de la température et des précipitations observée dans la zone d'étude a été détectée (pour chaque grille utilisant le test de Mann Kendall) et un seuil de signification de 5% de la valeur p a été adopté. Par la suite, à partir de la température maximale et minimale, la

demande d'évaporation atmosphérique a été obtenue. À cette fin, la méthode de Hargreaves et Samani (HS) a été adoptée (Hargreaves et Samani, 1985). HS est un modèle empirique et l'influence de l'humidité est approximée avec l'amplitude thermique diurne (DTR) et le rayonnement solaire (Rs). En utilisant les données des précipitations et de la demande atmosphérique d'évaporation par quadrillage, nous avons calculé les indices de sécheresse. Au niveau mondial, plusieurs indices de sécheresse sont utilisés. En Europe, les deux indicateurs communs sont SPI et SPEI. L'indice de précipitation normalisé (SPI), est basé sur les données de précipitation et donne une représentation de l'humidité et de la sécheresse anormales (McKee et al., 1993). L'indice SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), est basé sur le bilan hydrique climatique, calculé comme la différence entre les précipitations et la demande d'évaporation atmosphérique (Vicente-Serrano et al., 2010). Les deux indicateurs ont été calculés à 1,3,12,14 et à 36 mois et les tendances ont été calculées. Par la suite, les épisodes de sécheresse ont été classés en trois catégories d'événements : faible, moyen, fort et extrême. La sélection a été basée sur trois paramètres : i) l'identification de seuils fixes (Tab.1); ii) une durée minimale de 3 semaines consécutives; iii) des conditions de sécheresse qui affectent au moins 25% de la zone d'étude (González-Hidalgo et al., 2018). Par la suite, les épisodes de sécheresse obtenus ont été caractérisés en identifiant les semaines de départ et de fin, la magnitude, la durée, l'intensité et le pourcentage de la zone couverte (Spinoni et al., 2015). Une fois que les événements ont été caractérisés, la propagation spatiale séquentielle des indices SPEI et SPI pendant les épisodes de sécheresse extrême présumés a été étudiée et les gradients de propagation spatiale ont été détectés.

Tableau 1. Classification des événements de sécheresse en quatre classes. R est la valeur observée de la sécheresse SPEI ou SPI.

Classe d'événement	Range
Faible	$-0.84 \leq R < 0$
Moyen	$-1.28 \leq R < -0.84$
Fort	$-1.65 \leq R < -1.28$
Extrême	$R < -1.65$

2. Résultats

2.1 Analyse de la répartition spatiale des T et P et leur tendance

L'analyse des tendances a mis en évidence une forte variabilité interannuelle des précipitations, détectant une diminution annuelle non significative des précipitations de -1,33 mm / an (entre -2,6 et -0,6 mm / an selon les régions). En ce qui concerne la température, les résultats ont montré une tendance annuelle générale significative et proche de zéro. En fait, pour la température maximale, une tendance de +0,01 °C / an a été enregistrée, tandis que pour la température minimale, la tendance observée est de $+1,77 \times 10^{-2}$ °C / an.

L'analyse de la distribution spatiale annuelle des précipitations a montré qu'elle dépend généralement de l'altitude et de la distance de la côte dans la zone d'étude. La figure 2 montre que les zones les plus pluvieuses sont les Apennins de la Ligurie orientale, les localités proches des Apennins toscans et éмилиens (2300 mm / an) et la partie nord du Piémont (1800 mm). Des précipitations moins abondantes sont observées dans la plaine du fleuve Po (650-1000 mm).

Les résultats de la distribution spatiale et temporelle de la température ont montré que les températures sont très strictement influencées par l'altitude (Nigrelli et al., 2018). En fait, la

figure 2 montre que la température diminue lors du passage des altitudes basses à élevées et que les valeurs les plus élevées sont enregistrées le long de la plaine du Po entre 11,8 et 15,3 ° C.

2.2 Analyse des épisodes secs

L'analyse des tendances de la sécheresse a montré que la partie occidentale de la plaine du Po, correspondant à la région du Piémont, se caractérisait par une aggravation de la sécheresse au cours des cinq dernières décennies par rapport à la partie orientale, et que SPEI a enregistré des tendances négatives plus intenses que le SPI. En particulier la zone intéressée par une sécheresse plus sévère est accrue. En effet, au cours des 12 mois de SPEI, sur les zones occidentales de la plaine, une tendance négative a été observée de -3 par an, et en particulier dans la plaine et les collines du Piémont (Nord Ouest d'Italie), une intensification de la sécheresse a été enregistrée (-2 par an).

La caractérisation des événements de sécheresse a montré que les deux indices détectaient les mêmes événements et que, dans les quatre classes d'événements, la durée des épisodes de sécheresse augmentait, passant d'une échelle temporelle à une autre. En particulier, le résultat d'événements forts et extrêmes a montré une nette différence entre les indicateurs SPEI et SPI. En fait, la comparaison a montré que le SPEI est plus susceptible aux épisodes de sécheresse extrême. En particulier, l'analyse des épisodes extrêmes a montré que les épisodes de SPI sont identifiés par des magnitudes supérieures (SPEI -4,7 au lieu de -4,2 de SPI à un mois). Les événements SPEI sont également plus intenses. En fait, le pourcentage de superficie totale en condition de sécheresse est de 80,5% pour l'indice SPEI au lieu de 61,3% pour le SPI. Des résultats similaires sont également observés pour les échelles de temps longues, par exemple 36 mois, une magnitude de -2,9 et une intensité de 47,9% ont été identifiées par le SPEI, tandis que le SPI a mis en évidence des événements caractérisés par une magnitude supérieure (-3,73) et une zone de sécheresse de 31,9%.

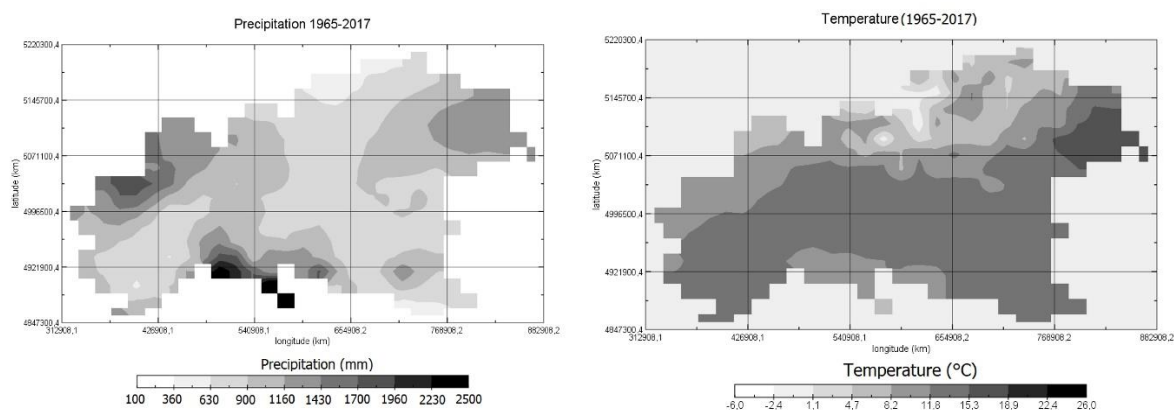


Figure2. Distribution spatiale des précipitations et températures pendant les derniers cinquante ans.

Enfin, la caractérisation des épisodes de sécheresse a mis en évidence le fait que 10 épisodes de sécheresse majeure sont signalés (Tab. 2) et qu'ils sont plus fréquents à partir des années 2000. Parmi les événements sélectionnés, deux sont caractérisés par deux gradients de propagation différents. Le premier, avec une propagation est-ouest, est observé entre le 9 août 2003 et le 23 avril 2004 sur une durée de 35 semaines. Cet événement a concerné le nord-est de la plaine Po et le pic plus élevé de gravité a été enregistré le 9 janvier 2004 avec 58,4% de la superficie en situation de sécheresse. La propagation spatiale suggère que la zone a été affectée par la phase négative de l'Oscillation de la Méditerranée Occidentale (WeMO), affectant la majeure partie de l'Europe centrale et occidentale, et caractérisée par un grave déficit de précipitations de l'été 2003 au printemps / été 2004 (Rebetez et al., 2006). Le deuxième, avec une propagation du sud au nord, a été enregistré du 23 décembre 2011 au 16

octobre 2012 soit 47 semaines. Cet événement a concerné la Ligurie (SW de la plaine Po) et il est caractérisé par deux pics de sévérité, le 23 avril 2012 avec 55,4% du territoire en sécheresse et le 23 juillet 2012 avec 47,8% de la zone d'étude touchée par la sécheresse. La propagation spatiale suggère que la zone est affectée par la phase positive des valeurs des Oscillations Méditerranéennes (MO), déterminant des précipitations supérieures à la moyenne et des vents rapides sur le nord de l'Europe, ainsi que des précipitations inférieures à la moyenne et des vents faibles sur le sud et le centre de l'Europe (Jerez et al., 2013).

Tableau 2. Principaux épisodes de sécheresse observés de 1961 à 2017 par SPEI et SPI. Pour chaque événement détecté, le gradient de propagation, la semaine de début, la semaine de fin et la durée (nombre de semaines) sont indiqués.

Gradient	SPEI	Durée	SPI	Durée
EO	9/11/1983-23/02/1984	15	9/11/1983-16/02/1984	14
EO	16/01/1989-23/07/1987	26	9/01/1989-1/07/1987	24
EO	9/04/1990-9/02/1991	41	1/07/1990-16/10/1991	15
SN	9/10/1997-23/09/1998	44	16/10/1997-1/09/1998	43
SN	9/10/2002-23/05/2002	20	9/01/2002-16/05/2002	18
EO	9/08/2003-23/04/2004	35	16/09/2003-1/03/2004	23
SN	1/03/2007-9/04/2008	54	1/10/2007-9/04/2008	25
SN	23/12/2011-16/11/2012	47	23/12/2011-16/11/2012	74
SN	23/05/2017-23/12/2017	29	9/05/2017-23/12/2017	31

Conclusion

En complément des nombreux articles consacrés à l'étude des sécheresses dans le sud de l'Italie, ce travail est une contribution à la caractérisation de la sécheresse dans une zone généralement riche en ressources en eau, la plaine du fleuve Po. A partir de cinq décennies de séries journalières de précipitations et de températures enregistrées par 60 stations *in situ*, la méthodologie appliquée a permis de caractériser au mieux les principaux épisodes de sécheresse et de les classer en quatre classes d'événements à différentes échelles de temps afin d'étudier les différents comportements et effets sur les ressources en eau et l'agriculture. L'étude a également souligné que l'application d'un seul indice n'est pas suffisante pour la détection des épisodes de sécheresse. Enfin, cette étude a vérifié la complexité de chaque épisode de sécheresse et l'observation de deux gradients de propagation récurrents et a mis en évidence une relation possible avec deux modèles de circulation différents (l'Oscillation Méditerranéenne et l'Oscillation de la Méditerranée Occidentale). En conclusion, les résultats de cette recherche confirment l'importance de surveiller les épisodes de sécheresse dans une région apparemment riche en ressources en eau, afin de mieux comprendre et atténuer les effets des épisodes de sécheresse et de garantir l'approvisionnement en eau pendant les périodes de sécheresse, devenues fréquentes ces dernières années.

Bibliographie

- Baronetti A., Acquotta F., Fratianni S., 2018. Rainfall variability from a dense rain gauge network in North-West Italy. *Climate Research*, **75**, 201-213.
- González-Hidalgo J. C., Vicente-Serrano S. M., Peña-Angulo D., Salinas, C., Tomas-Burguera M., Beguería S., 2018. High-resolution spatio-temporal analyses of drought episodes in the western Mediterranean basin (Spanish mainland, Iberian Peninsula). *Acta Geophysica*, **66**, 381-392.
- Hargreaves, G.H., Samani Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.*, **1**, 96-99.
- Jerez S., Trigo R. M., Vicente-Serrano S. M., Pozo-Vázquez D., Lorente-Plazas R., Lorenzo-Lacruz J., Santos-Alamillos F., Montávez J. P., 2013. The impact of the North Atlantic Oscillation on renewable energy resources in southwestern Europe. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52(10)**, 2204-2225.
- McKee T.B.N., Doesken J., Kleist J., 1993. *The relationship of drought frequency and duration to timescales*. Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Boston, pp 179-184.
- Nigrelli G., Fratianni S., Zampollo A., Turconi L., Chiarle M., 2018. The altitudinal temperature lapse rates applied to high elevation rockfalls studies in the Western European Alps. *Theoretical and Applied Climatology*, **131(3-4)**, 1479-1491.
- Oliver M. A., Webster R., 2014. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. *Catena*, **113**, 56-69.
- Rebetez M., Mayer H., Dupont O., Schindler D., Gartner K., Kropp J. P., Menzel A., 2006. Heat and drought 2003 in Europe: a climate synthesis. *Annals of Forest Science*, **63(6)**, 569-577.
- Spinoni J., Naumann G., Vogt J. V., Barbosa P., 2015. The biggest drought events in Europe from 1950 to 2012. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, **3**, 509-524.
- Van Loon A.F., Gleeson T., Clark J, Van Dijk, A. I. J. M., Stahl, K., Hannaford, J., Di Baldassarre, G., Teuling, A. J., Tallaksen, L. M., Uijlenhoet, R., Hannah, D. M., Sheffield, J., Svoboda, M., Verbeiren, B., Wagener, T., Rangelcroft, S., Wanders, N., and Van Lanen, H. A. J (2016) Drought in the Anthropocene. *Nat. Geosci.* **9**, 89-91.
- Vicente-Serrano, S. M., Tomas-Burguera, M., Beguería, S., Reig, F., Latorre, B., Peña-Gallardo, M., González-Hidalgo, J. C., 2017. A high resolution dataset of drought indices for Spain. *Data*, **2(3)**, 22.
- Vicente-Serrano S.M., Begueria S., Lopez-Moreno J.I., 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Clim.* **23**:1696-1718.

INDICE DE RISQUE INCENDIE EN TUNISIE : APPLICATION REGIONALE, SAISONNIERE ET INTERANNUELLE 1950-2007

BELHAJ KHEDHER C. (1), MOUILLOT F. (2) et EL MELKI T. (1)

(1) U.R. Géomatique et Géosystèmes, Université de La Manouba (Tunisie), FSHST-IRD Tunisie [chiraz_belhadj@yahoo.fr], lmlkitfik@gmail.com.

(2) CEFE, UMR 5175, CNRS-Université de Montpellier-Université Paul-Valéry Montpellier-EPHE-IRD [florent.mouillot@ird.fr]

Résumé : La Tunisie est régulièrement touchée par des incendies forestiers et couvre un fort gradient climatique de sécheresse permettant une analyse spatiale et temporelle de cet aléa. Pour la période 1985-2010, nous avons fait un calcul d'un indice de sécheresse (DI) mensuel pour la Tunisie (zone forestière). Nous avons constaté que plus un gouvernorat est occupé par de la forêt, plus la fraction de surface forestière incendiée pour un même indice de sécheresse est importante et aucune surface incendiée en dessous d'un seuil $DI=0.3$. Nous avons appliqué ce modèle aux données historiques climatiques depuis 1950 et comparé aux surfaces incendiées annuelles. Le risque mensuel basé sur la sécheresse qui a donné de bon résultats pour la représentation régionale et saisonnière est apparu moins performant pour simuler la variabilité interannuelle. Nous montrons ici que les températures maximales absolues annuelles $>46^{\circ}\text{C}$ permettent de simuler les années de fortes surfaces incendiées. Les facteurs anthropiques de troubles sociaux semblent être responsables de la variabilité non expliquée par les facteurs climatiques.

Mots clés: risqué; incendies; modélisation; Tunisie

Summary: Tunisia is regularly affected by forest fires over an important drought gradient allowing for a spatial and temporal analysis of this natural hazard. Over the period 1985-2010, we calculated a monthly drought index DI over Tunisia. We show that more important forest cover per administrative unit, increases the fraction of burned area per DI, and that no burned area is observed when DI is lower than 0.3. We applied this model since 1950 when daily climate data are available and compared simulated annual burned area to observations. The monthly fire hazard based on drought developed for the regional and seasonal modelling appeared less performant for simulating interannual variability. We showed that absolute maximal temperatures $>46^{\circ}\text{C}$ could improve the model in capturing high fire years. Social troubles seem to be responsible for the remaining unexplained variability.

Keywords: risk; fires; modeling; Tunisia

Introduction

L'effet du climat sur la fréquence des incendies et les surfaces brûlées sur la rive Nord de la méditerranée a été largement étudié (Urbieta et al. 2015). L'« indice feux Météo », (Stocks, B.J et al, 1989), combine les indices de sécheresse, de température, de vent et d'humidité de l'air apparaît comme l'indice générique le plus fiable pour une représentation du risque journalier. Au pas de temps annuel, l'analyse de la relation entre la sécheresse et les incendies a été conduite au travers d'indicateurs climatiques de sécheresse, qui est apparu comme le facteur prépondérant pour simuler la variabilité interannuelle des surfaces incendiées (Turco et al. 2017). Cependant, l'applicabilité opérationnelle des indices d'aléa climatique pour les incendies dépend des facteurs locaux de végétation et de contexte socio-économique.

Belhadj Khedher et al. (2017) ont précédemment montré en Tunisie que l'aléa saisonnier des incendies en Tunisie pouvait être simulé par un indice de sécheresse générique sur le gradient climatique Tunisien, mais que la relation entre les surfaces mensuelles réellement incendiées et cet indice de sécheresse étaient dépendant du taux de couvert forestier de chaque région. Les conclusions de ce travail étaient donc une première approche pour un indice d'aléa

incendie uniquement basée sur la sécheresse. Son application sur la variabilité interannuelle des incendies n'avait pas été évaluée pour une potentielle application dans un contexte de changement climatique et de projection à long terme. Cette étude prolonge donc le premier travail engagé en Tunisie en proposant une évaluation interannuelle de cet indice sur la période 1950-2007 pour laquelle les données climatiques sont disponibles.

1. Matériel et Méthode

1.1 Zone d'étude

La zone d'étude couvre le nord de la Tunisie (7°E 35°N / 12°E 38° N) où prédominent les écosystèmes forestiers méditerranéens dans l'étage bioclimatique Méditerranéen humide et semi-aride. La Tunisie couvre une superficie totale de 165 000km², parmi lesquels 9 416km² sont couverts par de la forêt et du maquis. Le nord du pays est caractérisé par des précipitations annuelles variant de 700 à 1500mm et une température moyenne de 16°C, tandis que la partie centrale du pays est caractérisée par des précipitations annuelles de 400mm. La Tunisie est composée de régions administratives appelées « gouvernorats » qui servent de référence pour la centralisation des informations climatiques et sur le recensement des incendies (figure 1). La caractérisation de chacun des gouvernorats est présentée en tableau 1.

Tableau 1. Gouvernorats du nord de la Tunisie et symbologie de leurs noms, leur température moyenne annuelle (MAT), précipitation annuelle moyenne (MAP), et leurs surfaces de forêts et maquis (en ha et % de de la surface administrative).

gouvernorat	MAT(°C)	MAP(mm)	Forêts ha (%)	Maquis ha (%)
Beja (BE)	17.7	662	48 117 (13.1)	32 063 (8.71)
Bizerte (BZ)	18	527	35 658 (9.98)	55 157 (15.43)
Jendouba (JE)	18	504	98 714 (32.08)	14 964 (4.86)
Kairouan(KA)	17.9	293	36 879 (5.56)	34 773 (5.25)
Le Kef (KF)	16.3	521	77 729 (15.31)	38 088 (7.5)
Kasserine (KS)	16.9	289	132 326 (16.04)	26 717 (3.23)
Nabeul (NB)	17.9	358	42 410 (14.99)	26 664 (9.42)
Siliana (SI)	16.9	423	82 399 (17.78)	45 963 (9.91)
Tunis (TN)	18.1	448	21 471 (8.37)	13 623 (5.31)
Zaghouan (ZA)	17.9	483	52 575 (18.49)	25 291 (9.92)

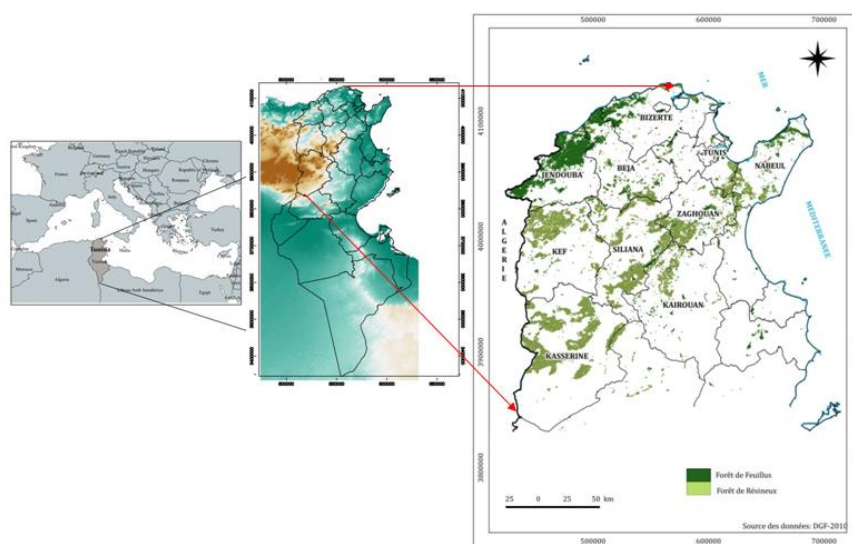


Figure 1. Carte de la Tunisie représentant les gouvernorats du nord et les surfaces forestières.

1.2 Base de données incendies

En Tunisie, les incendies sont enregistrés par la direction générale des forêts en format numérique depuis 1985. Belhadj Khedher et al (2018) ont analysé et corrigé cette base de données en utilisant les surfaces incendiées obtenues par télédétection (images Landsat) et en filtrant les incendies de végétation uniquement. Nous utilisons cette base de données corrigée de référence sur la période 1985-2007, complétées par les surfaces incendiées annuelles au niveau national (non corrigées) depuis 1950.

1.3 Données climatiques

Les données climatiques journalières de l'institut national de la météorologie (INM) de Tunisie ont été utilisées sur la période 1950-2007, référençant les informations de température minimum ($T^{\circ} \text{ min}$ en $^{\circ}\text{C}$), température maximum ($T^{\circ} \text{ max}$ en $^{\circ}\text{C}$), et précipitation (en mm) disponibles pour chacune des capitales de gouvernorat. Les données manquantes ont été comblées en interpolant les $T^{\circ} \text{ min}$ et $T^{\circ} \text{ max}$ sur la base de la régression entre la température du gouvernorat et la température de la station complète de Tunis (méthode du « multiple régression model » proposé dans Xia et al. (1999)). Pour les précipitations, les données manquantes ont été complétées par les enregistrements de la direction générale de la ressource en eau de Tunis (DGRE) disponibles depuis 1968.

1.4 Indice de sécheresse de Linacre

Parmi les indices de sécheresse existants dans la littérature (Dai, 2010), l'indice journalier de Linacre (1973) a été retenu parce qu'il est basé sur l'évapotranspiration potentielle ETP, la précipitation ainsi que la réserve utile (available water content AWC) du sol pour prendre en compte l'hétérogénéité climatique et pédologique de la région d'étude.

L'évapotranspiration potentielle ETP est obtenue selon la formule de Priestley-Taylor (package R cran 'sirad') avec la constante de Priestley-Taylor fixée à 0.26, utilisant les informations de rayonnement net, et la température moyenne du jour. Le rayonnement net est calculé à partir de la constante solaire $C_s = 1369 \text{ W.m}^{-2}$ à l'aide des packages R cran 'solar' et 'Insol' selon la chaîne de processus proposée par Kumar et al. (1997), puis de l'interception par l'atmosphère calculée à partir de $T^{\circ} \text{ min}$ et $T^{\circ} \text{ max}$ selon la formule de Hargreaves (Allen et al, 1998). Le rayonnement net est finalement estimé pour un albédo générique de 0.2.

Le modèle de bilan hydrique journalier de Linacre (1973) estime l'évapotranspiration réelle du jour i (ETR_i) d'un sol selon l'équation (Eq 1) :

$$ETR_i = \min(AET_{max} * (W_{i-1}/AWC)^2, ETP_i) \text{ (Eq 1)}$$

avec la fonction $\min(A,B)$ représentant la valeur minimum entre A et B, AET_{max} , la transpiration maximale fixée à 5mm (Chakroun et al, 2014), W_i : teneur en eau du sol en mm du jour i , AWC : eau du sol disponible en mm, ETP_i : évapotranspiration potentielle du jour i . La teneur en eau du sol au jour i W_i est ensuite calculée selon l'Eq 2:

$$W_i = \min(AWC, W_{i-1} + P_i - ETR_i) \text{ (Eq 2)}$$

avec P_i la précipitation du jour en mm.

La teneur en eau disponible du sol AWC pour la Tunisie a été choisie à 400mm pour les terrains fertiles du nord de la Tunisie et 200mm pour la zone de la dorsale (Belhadj Khedher et al. 2017).

1.5 Analyse des données

L'objectif du travail est de trouver des relations génériques entre les surfaces incendiées mensuelles et les conditions climatiques de sécheresse. Dans un premier temps, nous avons testé pour chaque gouvernorat la relation linéaire entre l'indice de sécheresse DI mensuel et la surface incendiée en ha. Les incendies étant un phénomène stochastique, les régressions linéaires ont été testées sur la moyenne des DI mensuelles sur la période 1985-2007 et les moyennes des surfaces incendiées mensuelles (BA) sur la même période avec la fonction 'glm' du logiciel R cran. Pour chaque gouvernorat, la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression ont été estimées. Dans un deuxième temps, nous avons calculé la régression entre la pente de la régression mensuelle entre BA et DI et la fraction de surface forestière dans chaque gouvernorat.

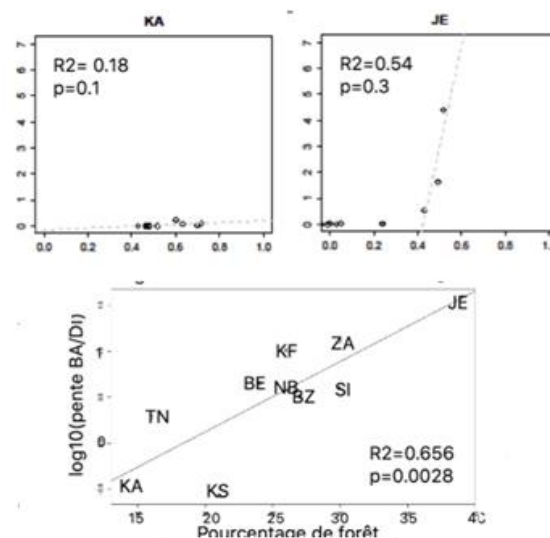
A partir du modèle générique ainsi obtenu, nous avons calculé la surface incendiée annuelle pour chaque gouvernorat et la somme annuelle nationale sur la période 1950-2007 pour comparaison avec les surfaces incendiées observées sur la même période. L'anomalie entre les surfaces incendiées observées et simulées a ensuite été corrélée aux températures maximales absolues enregistrées pendant la période de sécheresse pour chaque gouvernorat.

2. Résultats

2.1 Relation surface incendiée (BA) et sécheresse (DI) par gouvernorat

La figure 2 représente la pente de la droite de régression (entre surfaces incendiées mensuelle BA et l'indice de sécheresse DI représenté pour les gouvernorats de Kairouan KA et Jendouba JE), calculée pour chaque gouvernorat, et le pourcentage de surface forestière dans chaque gouvernorat. En faisant une transformation logarithmique des pentes BA-DI, nous avons obtenu une relation linéaire significative ($p < 0.05$) de telle manière que nous pouvons estimer la relation BA-DI en fonction du pourcentage de couvert forestier pour un indice générique sur la Tunisie entière.

Figure 2. Graphes des relations entre le pourcentage de surface forestière incendiée (axe Y) et l'indice de sécheresse DI (axe X) pour chacun des gouvernorats de Kairouan KA et Jendouba JE. Les droites représentent les régressions linéaires pour chaque gouvernorat (gris plein : $p < 0.05$, gris pointillé : $p < 0.1$, rouge : $p > 0.1$). La relation entre le pourcentage de forêt (%) et la pente de la régression entre surfaces incendiées et DI. R2 représente le coefficient de corrélation et p la p-value de la régression (modèle linéaire généralisé glm)



Nous avons obtenu l'équation suivante :

$$P_{BA-DI} = 10^{(A+B \cdot pF)} \quad (Eq\ 3)$$

avec $A = -1.402$ et $B = 0.0763$, $pF =$ pourcentage de couvert forestier et P_{BA-DI} la pente de la relation surface incendiée BA en fonction de l'indice de sécheresse DI.

La surface incendiée par gouvernorat est ainsi :

$$BA_{\text{gov}} = S_{\text{foret}}_{\text{gov}} * P_{\text{BA-DI}} * (1/100) * \max(0, DI_{\text{gov}} - 0.4) \text{ (Eq 4)}$$

2.2 Evaluation des surfaces incendiées annuelles simulées sur la période 1950-2007 et prise en compte de la température maximale estivale

A partir de l'équation générique (Eq 4), nous avons calculé l'aléa incendie sur la période 1950-2007 à partir des variables climatiques journalières. La figure 3A représente ainsi pour la période 1950-2007 les surfaces incendiées annuelles observées (en rouge) et les surfaces incendiées simulées avec notre indice générique basé sur la sécheresse uniquement (en gris). Nous remarquons dans ce calcul que la variabilité interannuelle est très peu marquée par nos estimations avec une corrélation assez faible avec les surfaces incendiées observées. Nous avons donc analysé les effets potentiels des températures de l'air comme variable supplémentaire pouvant affecter le risque incendie.

Nous avons donc analysé dans un deuxième temps l'anomalie entre les surfaces incendiées observées (en rouge) et les surfaces simulées (en gris). La figure 3B représente la relation entre cette anomalie annuelle et la température maximale absolue de l'air enregistrée pendant la période estivale. Nous observons qu'en dessous de 46°C, les anomalies (par ratio) sont proches de 1, indiquant peu d'anomalie pour cette gamme de température. A partir du seuil de 46°C, nous observons une régression linéaire significative de telle manière que les températures estivales maximales supérieures à 46°C induisent des surfaces incendiées multipliées par 2.5 pour un écart de +1°C et 4 fois plus pour un écart de +2°C.

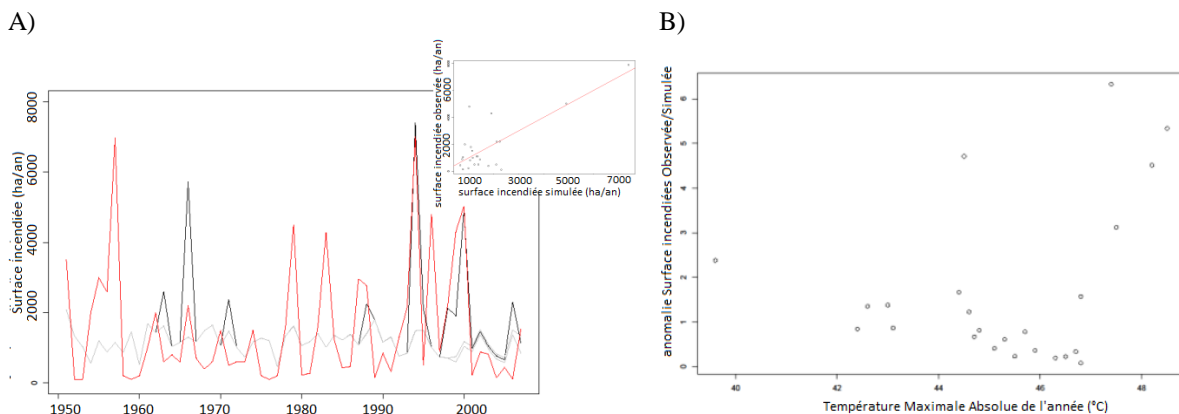


Figure 3. A) Surface incendiée annuelle observée (rouge), simulée par l'indice générique basé sur la sécheresse (gris) et en prenant en compte l'effet de la température (noire). La corrélation entre les surfaces incendies simulée et observée finale est en encadré. B) Anomalie (par ratio) entre les surfaces annuelles incendiées (1985-2010) et simulées par l'indice de sécheresse (axe Y) en fonction de la température maximale absolue enregistrée pendant la période de sécheresse (axe X).

En prenant en compte ce nouvel indice dans l'équation d'aléa basé sur la sécheresse nous obtenons une corrélation significative entre les surfaces incendiées observées et simulées (figure 6). La courbe rouge (figure 3A) montre ainsi les années 1994, 1998, 1999 et 2000 comme étant fortement affectées par les incendies du fait des fortes chaleurs estivales enregistrées ces années. Sur la période 1950-2007, nous observons donc que les années 1963 et 1966 auraient aussi été affectées par les fortes températures estivales. Les informations sur les surfaces incendies avant 1985 restent cependant incertaines et non vérifiées par manque d'images satellitaires à cette période.

Discussion/Conclusion

Nous avons développé ici l'approche hydro-centrée d'un risque d'incendie proposé par (Belhadj Khedher et al, 2017). Nous avons montré que caractériser la période de sécheresse par un indice de bilan hydrique prenant en compte le climat et les informations édaphiques, ainsi que le taux de couvert forestier permet de présenter un indice générique valable pour simuler la saisonnalité mensuelle moyenne par gouvernorat et la variabilité spatiale sur le gradient climatique et édaphique en Tunisie. Lorsque nous appliquons cet indice pour une estimation de la variabilité interannuelle des surfaces incendiées, nous avons montré la faiblesse de ce modèle générique qui ne permet pas de simuler les événements extrêmes. Nous avons testé l'effet de la température maximale absolue enregistrée pendant la période de sécheresse et nous avons montré que cette prise en compte permettant de fortement améliorer la variabilité interannuelle des surfaces incendiées et sa meilleure corrélation avec les surfaces observées sur la période 1985-2007. En projetant cet indice sur la période 1951-2007, la corrélation reste faible. On notera que la période 1957-1962 pendant laquelle de grandes surfaces incendiées sont enregistrées correspond à la période de troubles politiques important en Afrique du Nord pendant la guerre de décolonisation. Cette forte activité incendie pourrait donc être indépendante de facteurs climatiques et qu'il faudrait prendre en considération. Le prolongement de cette étude sur la période 2010-2018 pendant laquelle la Tunisie a subi d'important troubles sociaux permettra aussi de tester cette hypothèse de la prévalence des événements sociaux sur la variabilité climatique pour l'aléa incendie en Tunisie.

Références bibliographiques

- Allen R.G., Pereira L S., Raes D., Smith M., 1998 : Crop évapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome.
- Belhadj Khedher C., Koutsias N., Karamitsou A., El Melki T, Ouelhazi B., Nouri H., Mouillot F. 2018. A revised historical fire regime analysis in Tunisia (1985-2010) from a critical analysis of the national fire database and remote sensing. *Forests* **9**(2) : art N° 59.
- Belhadj Khedher C., Melki T., Mouillot F. 2017. Analyse spatiale et temporelle de la pertinence d'un indice de sécheresse en relation avec le risque incendies en Tunisie. XXXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Sfax, 415-422.
- Chakroun H., Mouillot F., Nasr Z., Nouri M., Ennajah A., Ourcival J.M. 2014 : Performance of LAI-MODIS and the influence on drought simulation in a Mediterranean forest. *Ecohydrology*, **7**(3), 1014-1028.
- Dai A. 2010. Drought under global warming : a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews : climate change*.
- Kumar L., Skidmore A.K., Knowles E. 1997. Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment. *International Journal of Geographical Information Science*. **11**: 475-497.
- Linacre E.T. 1973. A simple empirical expression for actual evapotranspiration rates – a discussion. *Agricultural Meteorology* **11** : 451-452.
- Stocks, B.J., B.D. Lawson, M.E. Alexander, M.E., C.E. Van Wagner, R.S. McAlpine, T.J. Lynham, D.E. Dube. 1989. *The Canadian Forest Fire Danger Rating System: An Overview*. *Forestry Chronicle* Vol. 65 issue **6** : 450-457.
- Turco M., von Hardenberg J., AghaKouchkak A. et al. 2017. On the key role of drought in the dynamics of summer fires in Mediterranean Europe. *Scientific report* **7** art N° 81.
- Urbietta IR., Zavala G., Bedia J., et al. 2015. Fire activity as a function of fire weather seasonal severity and antecedent climate across spatial scales in southern europe and Pacific western USA. *Env. Res. Letters* **10**(11) : art N° 114013.
- Xia Y., Fabian P., Stohl A., Winterhalter M. 1999. *Forest Climatology : estimation of missing values for Bavaria, Germany*. *Agricultural and Forest Meteorology* **96** : 131-144.

FEUX DE VÉGÉTATION ET CONDITIONS PLUVIOMÉTRIQUES À MADAGASCAR (2001-2017)

BIGOT S. (1), DUMAS D. (2), BROU T. (3), CURT T. (4) et RAZANAKA S. (5)

(1) UGA - Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), F-38000 Grenoble, France ; sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr

(2) Université Lyon 3 - Environnement Ville Société (EVS, UMR 5600), F-69362 Lyon, France ; dominique.dumas@univ-lyon3.fr

(3) Université de La Réunion - ESPACE-DEV (UMR 228), F-97744 Saint-Denis, France

(4) Irstea, UR RECOVER, F-13185 Aix-en-Provence, France

(5) Centre National de Recherche en Environnement (CNRE), Antananarivo, Madagascar

Résumé : Les saisons des feux de végétation à Madagascar dépendent à la fois des contraintes hydroclimatiques qui imposent la variabilité intrasaisonnière et interannuelle de ces régimes, mais aussi très largement des choix et pratiques associés aux socio-agrosystèmes. Les données satellitaires MODIS AFP permettent de suivre les feux journaliers à l'échelle nationale sur la période 2001-2016 et de les comparer aux données pluviométriques CHIRPS sur la même période. Les dates de démarrage de la saison des feux apparaissent très corrélées aux cumuls pluviométriques antécédents. Mais des contre-exemples existent lors d'années atypiques durant lesquelles l'usage du feu ne suit plus le calendrier agricole, mais est plutôt contraint par des crises nationales qui renforcent la déforestation et l'usage des incendies.

Mots clés: feux de végétation, précipitations, saisonnalité, télédétection, Madagascar.

Summary: Wildfires seasons in Madagascar depend both on the hydroclimatic constraints that impose intraseasonal and interannual variability, but also on choices and practices that depend on socio-agrosystems. The MODIS AFP daily satellite data make it possible to monitor wildfires at the national scale over the 2001-2016 period and to compare them with the rainfall data CHIRPS over the same period. The start dates of the fire season appear to be highly correlated with past rainfall amounts. But counter-examples exist in atypical years during which the use of fire no longer follows the agricultural calendar but is rather constrained by national crises that reinforce deforestation and use of fires.

Keywords: wildfires, precipitation, seasonality, remote sensing, Madagascar.

Introduction

Les pressions d'origine anthropique sur les formations arborées sont très fortes à Madagascar (recherche de pâturages, cultures sur brulis, production illicite de charbon, braconnage et trafic de bois précieux), et les taux annuels de déforestation restent élevés ces dernières années (entre 0,4 et 0,9 % selon les régions ; Vieilledent *et al.*, 2018). Les formations herbacées savanicoles, qui représentent l'essentiel du territoire national, subissent également la pression des incendies saisonniers utilisés comme technique agricole traditionnelle pour gérer les pâturages. Parallèlement, les contraintes bioclimatiques (notamment pluvio-thermiques) évoluent significativement du fait des changements climatiques régionaux (CPGU, 2017). Mais les études menées à l'échelle malgache croisent encore très rarement les informations biogéographiques et celles climatologiques, continuant souvent plutôt de faire d'un côté la cartographie des espaces déforestés ou reboisés (selon les contraintes anthropiques) et de l'autre, l'étude de la variabilité climatique (selon les principaux forçages océano-atmosphériques). Il n'y a ainsi pas de cartographie saisonnière ou interannuelle établissant la part de sensibilité des incendies (nombre et intensité) aux variations pluviométriques, alors même que cela conditionne ensuite beaucoup la vulnérabilité écologique ou agro-

sylvopastorale des différents espaces affectés (et leur potentielle modélisation), que ce soit les savanes, les forêts naturelles ou les zones agricoles.

L'objectif de ce travail est d'établir sur la période 2000-2017 un bilan préliminaire des corrélations intrasaisonnières et interannuelles entre les anomalies pluviométriques enregistrées à l'échelle du territoire malgache et le volume d'incendies de végétation (répartition et intensité) ; sachant que le déterminisme d'une large part des incendies provient évidemment de critères anthropiques (agricoles, politiques, socio-économiques) dont il faut tenir compte dans ces évaluations spatio-temporelles.

1. Rappels sur l'usage des feux de végétation dans le socio-agrosystème malgache

Demeurant le facteur clé de la déforestation et de la dégradation des espaces forestiers à Madagascar, ainsi que la principale technique des systèmes agricoles, le recensement des incendies à l'échelle nationale peut apporter une compréhension des différentes formes d'exploitations agro-sylvo-pastorales en partie dépendantes des conditions bio-géophysiques, notamment celles climatiques et écologiques (figure 1). Mais à Madagascar, les incendies sont également dépendants de nombreux facteurs socio-économiques et culturels, certains pics annuels correspondant par exemples à des événements ou crises politiques intérieures, à des phases épisodiques de migrations nationales, d'exploitations minières ou de protestations foncières, de coutumes liées à des cérémonies rituelles ou bien encore à des variations du contexte réglementaire et commercial international. Car le feu est alors le vecteur courant de contestation et de destruction utilisé par les populations malgaches (Tabor *et al.*, 2017).

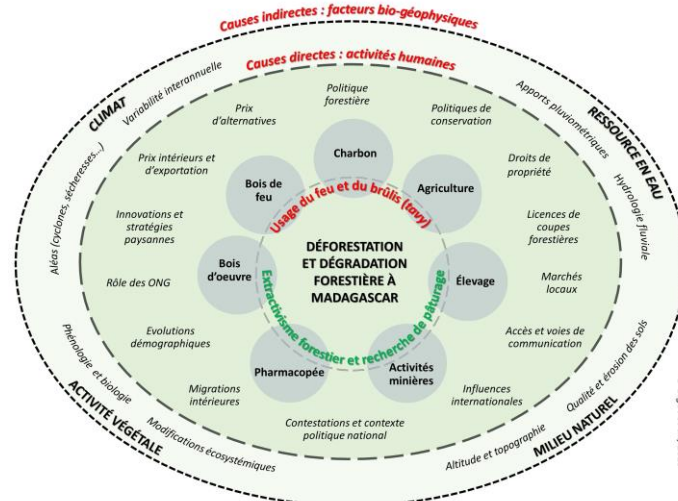


Figure 1. Schéma résumant les principales causes indirectes (bio-géophysiques) et directes (anthropiques) modulant la déforestation et l'usage du feu à Madagascar (les causes liées aux pratiques culturelles et religieuses ne sont pas intégrées à ce schéma).

2. Les données satellitaires analysées pour le suivi des incendies et des précipitations

Les données de feu analysées sont les produits satellitaires MODIS AFP (*Active Fire Products* ; archives MCD14ML distribuées par l'Université du Maryland), qui fournissent les coordonnées géographiques de tous les feux détectés sur la période 2000-2017 à l'échelle journalière (les incendies de surface sont discriminés à l'aide d'un algorithme qui exploite leur forte émission de rayonnement infrarouge moyen ; Giglio *et al.*, 2016). En conditions d'observation idéales (à proximité du nadir, sans fumée et aérosol, avec une surface relativement

homogène, etc.), des feux d'une superficie de 100 m² peuvent théoriquement être détectés par les capteurs MODIS, et même en deçà si le ciel est totalement clair. Le dernier algorithme (fournissant la 'Collection 6') a permis d'améliorer significativement ces produits AFP, en corrigeant le biais dû aux fausses détections provenant de petites trouées forestières et de l'omission de grands feux obscurcis par une fumée épaisse. Il existe en complément les données CMG (*Climate Modelling Grid*) décrivant l'activité spatio-temporelle des incendies pour des grilles mensuelles ou journalières à une résolution spatiale de 0,5° ou 0,25°. Le lien avec l'occupation du sol peut être étudié grâce aux données provenant de l'ESA-CCI LC (*European Space Agency - Climate Change Initiative Land Cover*): www.esa-landcover-cci.org/

La variabilité pluviométrique est analysée par le biais des données CHIRPS (*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data*) disponibles à l'échelle quasi-planétaire, et débutant en 1981 avec un pas de temps journalier ou pentadaire. Elles intègrent à la fois des données satellitaires (résolution de 0,05°) et des chroniques *in situ* de stations de références (Funk *et al.*, 2015). Sans être évidemment une mesure aussi fiable que les précipitations *in situ*, ces estimations sont suffisamment précises pour étudier sur une profondeur temporelle pluridécennale les régimes pluviométriques tropicaux ainsi que leurs variabilités intra-saisonnière et interannuelle, en particulier dans les régions aux réseaux météorologiques déficients, comme c'est typiquement le cas à Madagascar (Bigot *et al.*, 2018).

3. L'évaluation interannuelle des régimes d'incendies à l'échelle nationale

Les incendies détectés grâce aux données MODIS AFP sont cartographiés afin d'établir un classement simple du nombre d'incendies enregistrés par les 6 provinces malgaches, et de calculer les densités spatiales à l'échelle du pays sur la période d'étude 2001-2017 (figure 2).

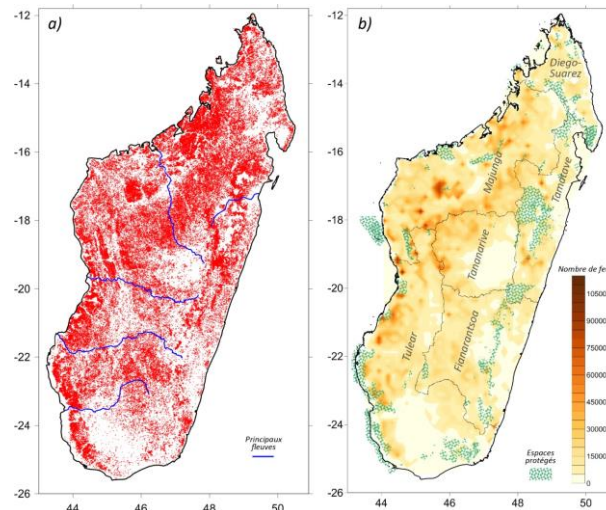


Figure 2. Cartographie des feux de végétation détectés à Madagascar par MODIS AFP sur la période 2001-2017 et possédant un indice de confiance supérieur à 80 % (*i.e.* sans biais instrumentaux ou aérologiques) : a) pour l'ensemble des localisations des feux indiqués en rouge (les principaux fleuves sont indiqués), b) pour la densité spatiale interpolée à une résolution de 0,2° (les limites des 6 provinces malgaches ainsi que des espaces protégés sont indiquées).

La province de Majunga cumule ainsi plus de la moitié des feux ici référencés, avec 52,1 % (contre 15,4% pour Tuléar, 13,8% pour Tananarive, 8,4% pour Fianarantsoa, 5,8% pour Tamatave et 4,5% pour Diego-Suarez). Ce classement indique que ce sont les deux provinces les plus grandes, avec les plus importantes superficies en aires protégées et avec les pourcentages annuels de déforestation les plus élevés (environ 0,4 %/an) qui enregistrent le plus d'incendies. En revanche, ce ne sont pas les plus peuplées puisqu'elles n'arrivent

respectivement qu'en 5^{ème} et 4^{ème} position nationale. Par ailleurs, Majunga n'est pas la province la plus forestière du pays (mais seulement la 3^{ème} avec 16 627 km², après Tuléar avec 34 388 km² et Tamatave avec 19 441 km²). Cette répartition provinciale des feux est assez stable sur les 17 années étudiées, même si la proportion semble augmenter significativement pour celle de Tamatave depuis 2009. La majeure partie de l'île est affectée par les incendies, en dehors des zones subdésertiques du sud, de certains reliefs ou régions savanicoles des hauts plateaux, ainsi que d'espaces de forêts ombrophiles d'altitude à l'ouest. Si la façade orientale est affectée par des taux de déforestation élevés avec des incendies intervenant saisonnièrement au sein de ces formations pluviales, c'est bien la façade ouest, la moins arrosée et avec les formations forestières sèches, qui possèdent les plus fortes densités de feux, en particulier avec certains hotspots dans les provinces de Tulear (exemple de la région d'Atsimo Andrefana) et Majunga (exemple de la région de Boeny), et souvent en marge de grands espaces (à priori) protégés.

L'analyse interannuelle du régime moyen d'incendies à l'échelle nationale révèle plusieurs points (figure 3) : 1) en estimant les dates de début et de fin de saison des feux grâce respectivement aux seuils de 5 et 95 % des feux actifs détectés dans l'année (Jacquin, 2010), les dates moyennes sont le 12 mai pour le début et le 25 novembre pour la fin ; 2) les dates de début de saison (variant entre le 27/04 et le 06/06) sont beaucoup plus variables que celles de fin (variant entre le 18/11 et le 05/12) ; 3) certains régimes annuels sont très atypiques, en particulier 2004 et 2005 pour leur précocité, ou à l'inverse 2002, 2007 et 2011 pour leur démarrage tardif.

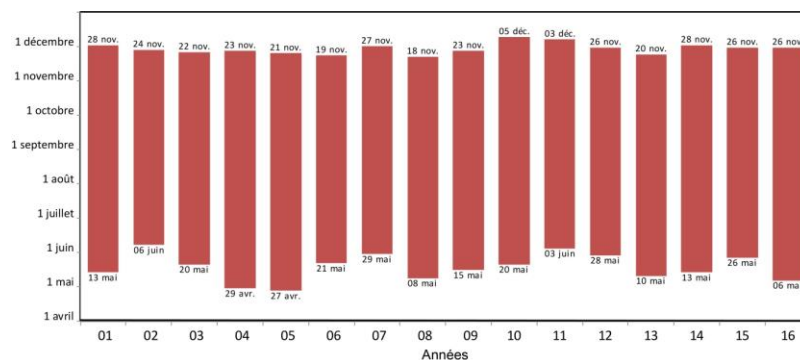


Figure 3. Calendrier de début (seuil à 5 %) et fin (seuil à 95 %) de la saison des feux calculé à l'échelle de tout Madagascar pour les années 2001 à 2016 à partir des données MODIS AFP.

Les feux précoces intervenant dans la saison sèche favorisent plutôt le développement des espèces ligneuses, en désavantageant les espèces herbacées (Jacquin, 2010). Mais les observations indiquent que ce même type de feux favorise aussi le développement de nouvelles pousses avec une forte valeur fourragère et qu'ils sont aussi plus facile à contrôler, donc contraignent moins le risque d'érosion des sols que les feux tardifs de la fin de saison sèche.

Afin de pouvoir à terme analyser ces régimes de feux à une échelle géographique plus fine, il faut pouvoir comprendre le poids des critères typiquement climatiques (surtout les cumuls pluviométriques saisonniers, en partie dépendant à Madagascar de téléconnexions océano-atmosphériques de l'aire indopacifique) de ceux issus des pratiques culturelles et des influences socio-politiques. Car si l'influence bioclimatique des épisodes ENSO est importante dans la variabilité interannuelle des feux, celle des événements politiques et des financements internationaux est déterminante sur la déforestation et en conséquence, les incendies (Tabor *et al.*, 2017). Ces auteurs observent en particulier la forte corrélation entre les périodes électorales présidentielles de 2006 et 2013 et les taux de déforestation (du fait des lacunes des autorités durant ces périodes de tension sociale ou encore du renouvellement du personnel et des services à la suite des élections). Les taux sont également élevés jusque fin 2007, période à partir de

laquelle les investissements internationaux dépendant du programme REDD+ (*Reducing Emissions from Deforestation and Forest Degradation*) ont débuté. Les taux d'incendies sont aussi repartis à la hausse lors du coup d'Etat de 2009, et jusqu'en 2012 lorsque de grandes étendues forestières sont restées sans surveillance ni gouvernance (et aussi parce que de nombreux investisseurs avaient retiré leur financement immédiatement après le coup d'Etat de 2009, et jusqu'en 2014). Tabor *et al.* (2017) montrent une corrélation très forte à Madagascar entre la hausse des investissements en faveur de la conservation ou du reboisement et la réduction significative des incendies. Par exemple, deux années d'investissements réguliers sur un territoire agro-forestier conduisent à une réduction de la probabilité d'incendie de 26 %.

4. L'influence des précipitations sur la saison des feux

Dans la limite de cette étude préliminaire synthétique, et à la lumière d'un espace représentatif des fortes densités de feux (figure 3b), un exemple est choisi à l'échelle du district de Kandreh, dans l'ouest du pays (province de Majunga, région de Betsiboka). C'est l'une des régions malgaches les moins peuplées mais pourtant atteinte par la déforestation, avec un taux annuel en progression, passé de 0,14 % en 2005-2010 à plus de 0,25 % pour 2010-2013 (d'après le tableau de bord environnemental de l'Office National de l'Environnement : www.pnae.mg/tbe/). Deux échantillons d'années sont sélectionnés (figure 4) : 3 années présentant une saison des feux précoce (2008, 2013 et 2016) et 3 autres avec à l'inverse un démarrage tardif de la saison des feux (2007, 2012 et 2015).

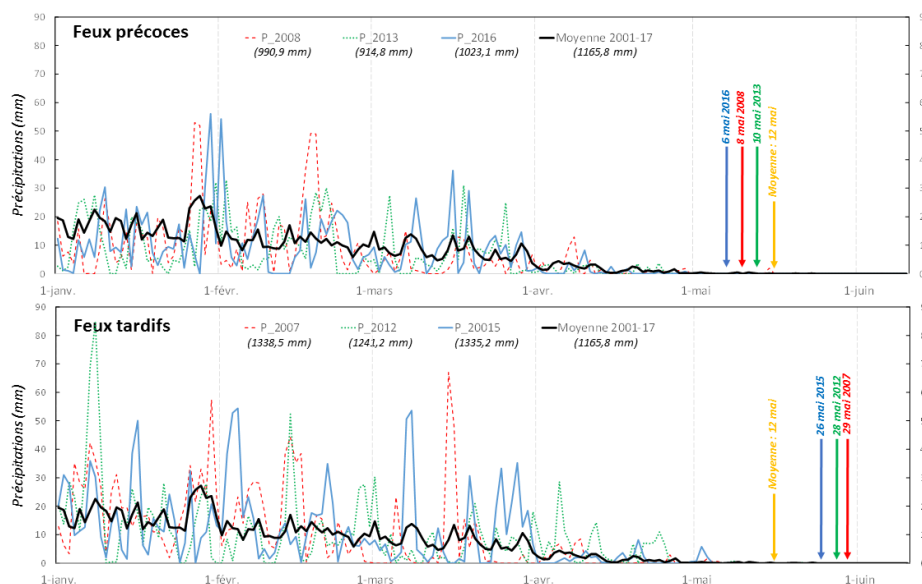


Figure 4. Précipitations quotidiennes du 1^{er} janvier au 10 juin (en mm, selon les données CHIRPS) : en haut, pour 3 années à début de saison des feux précoce : 2008, 2013 et 2016 ; en bas, pour 3 années à début de saison des feux tardif : 2007, 2012 et 2015 (la moyenne 2001-2017 est indiquée par la courbe en gras). Les cumuls JFMAM de chacune des années ainsi que la moyenne 2001-2017 sont également indiqués entre parenthèse ; les dates de démarrage de la saison des feux pour chaque année sont indiquées par des flèches.

L'examen des cumuls pluviométriques précédents la saison sèche et les incendies montre qu'il y a un lien direct entre d'une part les cumuls et leur répartition durant toute la période pluvieuse de janvier à avril, et d'autre part la date de démarrage de la saison des feux. Des pluies anormalement élevées en début d'année peuvent a priori être corrélées à un décalage de la saison des incendies en mai, retard qui peut dépasser 15 jours (comme en 2007 et 2012), ce qui est théoriquement très significatif en termes de volumes de végétation épargnés par les incendies par rapport à une année sèche, ainsi qu'en atteintes aux états de surface forestiers.

Mais le cas de l'année 2010 montre qu'une saison des incendies peut aussi durer plus longtemps qu'habituellement (en se terminant même en décembre) et en enregistrant plus de feux qu'habituellement, alors même que le pays n'a pas enregistré de déficits pluviométriques significatifs cette même année. Mais l'absence de gestion forestière qui règne dans plusieurs régions du pays suite au coup d'état de 2009 et à la crise institutionnelle n'a fait que renforcer l'usage du feu pour le *tavy* (culture sur brulis) et certaines pratiques pastorales incontrôlées. A Madagascar, il est donc complexe de déterminer la part de déterminisme des variations pluviométriques dans les régimes d'incendies, les précipitations pouvant en partie seulement être le facteur prédominant qui influence régionalement la teneur en eau de la végétation, sa quantité et sa combustibilité potentielle (Mondal et Sukumar, 2016).

Conclusion

Ces premiers résultats descriptifs et ponctuels suggèrent que l'étude de l'évolution des pyro-paysages malgaches, en lien avec la déforestation, nécessite une analyse conjointe de la variabilité climatique et des mécanismes affectant les socio-agrosystèmes. La télédétection fournit désormais des données de qualité, sur une profondeur temporelle suffisante pour suivre les régimes pluviométriques et les incendies de végétation. Mais les métriques de la saison des feux sont plus complexes qu'une seule équation bioclimatique, devant aussi intégrer pour être complète les facteurs socio-économiques affectant la mosaïque des formations végétales du pays. Seule cette approche fusionnée permettra d'aller vers une modélisation intelligente des futurs stocks de carbone affectés par les perturbations naturelles et humaines, ainsi que vers une meilleure connaissance de la chronologie des régimes des feux en vue d'appuyer les politiques régionales de protection et de conservation des espaces de forêt, de plantation et de savane.

Bibliographie

- Bigot S., Dumas D., Brou T., Ramboarison R., Razanaka S., Descroix L., Philippon N., Gwiazdzinski L., 2018. La difficulté du monitoring climatique à une échelle fine dans une région fortement impactée par la déforestation tropicale : la forêt sèche du Parc National d'Ankarafantsika (Madagascar). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **31**, 356-361.
- CPGU, 2017. *Strategic program for climate resilience: Madagascar pilot program for climate resilience*. Cellule de prévention et gestion des urgences (CPGU) - Bureau national de coordination des changements climatiques (BNCCC), 232 p.
- Funk C., Peterson P., Landsfeld M., Pedreros D., Verdin J., Shukla S., Husak G., Rowland J., Harrison L., Hoell A., Michaelsen J., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations – a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, **2**, 150066.
- Giglio L., W. Schroeder, C. O. Justice, 2016. The collection 6 MODIS active fire detection algorithm and fire products. *Remote Sensing of Environment*, **178**, 31-41.
- Jacquin A., 2010. *Dynamique de la végétation des savanes en lien avec l'usage des feux à Madagascar. Analyse par série temporelle d'images de télédétection*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 146 p.
- Mondal N., Sukumar R., 2016. Fires in seasonally dry tropical forest: testing the varying constraints hypothesis across a regional rainfall gradient. *PLoS ONE*, **11**, 7, e0159691.
- Tabor K., Jones K. W., Hewson J., Rasolohery A., Rabeloson A., Andrianjohaninarivo T., et al., 2017. Evaluating the effectiveness of conservation and development investments in reducing deforestation and fires in Ankeniheny-Zahemena Corridor, Madagascar. *PLoS ONE*, **12**, 12, e0190119.
- Vieilledent G., Grinand C., Rakotomalala F. A., Ranaivosoa R., Rakotoarijaona Jean-Roger, Allnut T. D., Achard F., 2018. Combining global tree cover loss data with historical national forest cover maps to look at six decades of deforestation and forest fragmentation in Madagascar. *Biological Conservation*, **222**, 189-197.

LE DEFICIT PLUVIOMETRIQUE COMME UN PHENOMENE CLIMATIQUE DE RISQUE DANS LA DEPRESSION DE SEVERIN- ROUMANIE.CAUSES ET EFFETS

CARABLAISA S. (1), GRECU F. (2) et TEODOR M. (2)

(1) Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Station Géographique Orșova, 2 Rue Panfil Șeicaru, 225200, Orșova, jud. Mehedinți, Roumanie, cgsorin@yahoo.com;

(2) Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard N. Bălcescu, 010041, Sector 1, Bucarest, Roumanie, grecu@geo.unibuc.ro, mada.teodor@yahoo.com

Résumé : *Le but du travail est la mise en évidence des années normales, les excédents et les déficits en termes de la pluviométrie dans la Dépression Severin, ainsi qu'avec les risques pluviométriques donnés par l'excédent et le déficit de précipitations. Pour l'étude ont été utilisés les registres des quantités de précipitation effectuées au cours des années 1961-2017, avec les données annuelles des précipitations de la station météorologique Drobeta Turnu Severin, situé au centre de la dépression à la limite ouest de la Plaine Romaine. Pour déterminer les variations des quantités de précipitation ont été utilisés : la courbe globale de l'ASP pour les valeurs annuelles, Angot. Une méthode utilisée et constitué par l'indice normalisé des précipitations (ASP). Ceci est appliqué pour les valeurs annuelles des quantités de précipitation et des saisons. Afin de déterminer le caractère pluviométrique de chaque mois, on a aussi à l'index mensuel pluvial Angot.*

Mots clés: *précipitations, Anomalie Standardisée de Précipitations, l'index pluvial Angot, Severin*

Summary: *The aim of the paper is to highlight the frequency of the normal, excess and depleted years in the Severin Depression, as well as the years with the rainfall risk given by the surplus, as well as the precipitation deficit. For the study were used the recordings of the precipitation quantities carried out in the period 1961-2017, with the annual and precipitation data from the Drobeta Turnu Severin Meteorological Station, located centrally in the western border of the Romanian Plain. To determine variations in precipitation amounts, we used: cumulative ASP curve for annual values, Angot pluvial indices. A method used is the standardized rainfall index (ASP). This is applied to the annual values of rainfall and seasonal quantities. To determine the pluviometric character of each month, the Angot pluvial monthly index was also used.*

Keywords: *precipitation, Standardized Precipitation Index, Angot pluvial index, Severin*

Introduction

Les précipitations sont considérées comme le paramètre climatique le plus variable, car les températures mondiales augmentent, en général, les déclins et la variabilité des précipitations, ainsi que la distribution spatiale et temporelle. Les risques de sécheresse et de précipitations devraient être plus élevés à 2° C par rapport au réchauffement planétaire de 1,5° C, et les phénomènes qui y sont associés auront un impact beaucoup plus marqué dans de nombreuses régions, y compris l'hémisphère Nord. (IPCC, Octobre 2018). En Roumanie, la variabilité et les tendances des précipitations au cours des dernières décennies préoccupent tous les chercheurs, des tendances spécifiques étant identifiées pour chaque région étudiée. L'objectif principal de cet article était d'étudier les périodes de carence pluviométrique, vues du point de vue du risque climatique de ces périodes.

1. Localisation de la zone d'étude

La Dépression de Séverin, est une unité de dépression du contact entre le piémont Gétique et le plateau de Mehedinți (figure 1), présentée comme un lien entre le défilé du Danube et les

terrasses. Dans son ensemble, la dépression est fortement fragmentée dans le nord-ouest et se caractérise par des entrelacs et des terrasses allongés entrecoupés de vallées torrentielles et une faible zone d'accumulation, qui se sont développées à la confluence de Topolnița et du pied des collines au piedmont. Le nom de Champ du Severin reflète, l'aspect général du plateau lisse et fragmenté, à 45-50 m du Danube, légèrement incliné au sud.

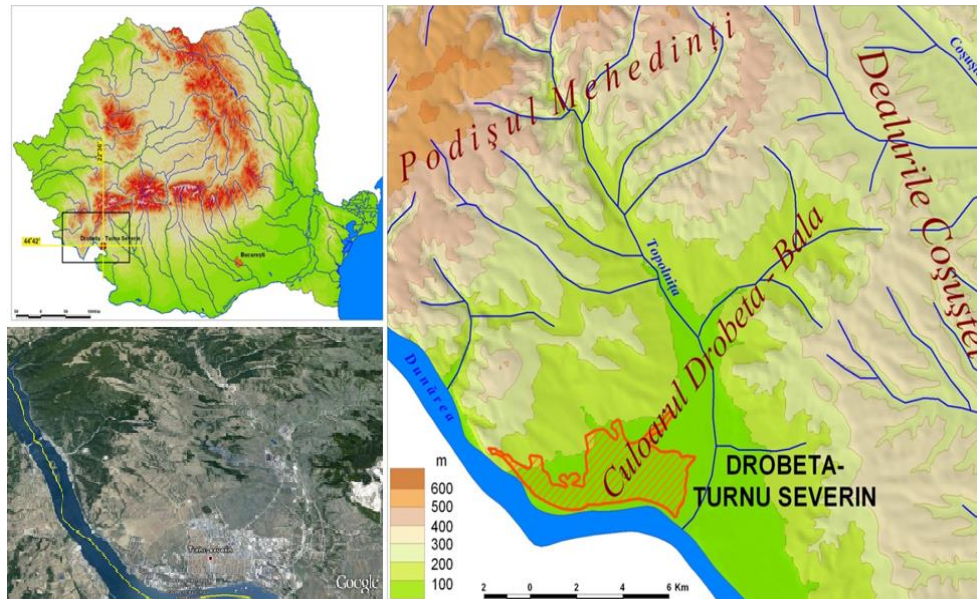


Figure 1. Dépression du Severin - position géographique.

Par sa position géographique au sein du continent, la Dépression du Severin bénéficie d'un climat continental tempéré à transition modérée d'influences ouest-océanique, sud-méditerranéenne et sud-méditerranéenne, présentant une série de particularités climatiques distinctes des zones environnantes, notamment dans l'aspect thermique et pluvial.

2. Données et méthodes utilisées

Les travaux sont basés sur des observations de terrain et des cartes, ainsi que sur l'analyse de séries chronologiques de précipitations (quantités mensuelles et annuelles de 1961 à 2016, données sur 56 ans fournies par l'Administration Météorologique Nationale Roumaine) à la station météorologique de Drobeta Turnu Severin, principale station météorologique dans la zone d'étude.

La méthode de travail est une méthode statistique, basée sur le calcul et l'interprétation des valeurs de précipitations annuelles et :

- pour déterminer le caractère pluviométrique de chaque mois, nous avons calculé l'indice mensuel pluviométrique d'Angot basé sur la :

$$K = q * 365 / Q * n,$$

où K est l'indice Angot, q représente le cumul mensuel de précipitations, $365 =$ le nombre des jours d'une année, n le nombre de jours par mois (28, 29, 30, 31) et Q le cumul annuel de précipitations.

- la seconde méthode à utiliser est l'Anomalie de Précipitation Normalisée « ASP » « SPA » en anglais correspond aux anomalies centrées réduites et la formule de calcul est la :

$$ASP = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

ou ASP : l'Anomalie Standardisée de Précipitations ; x_i - quantité mensuelle ou annuelle des précipitations dans une certaine ; \bar{x} - moyenne multi annuelle des quantités mensuelles ou annuelles de ; σ - représente la déviation standard.

3. Résultats et discussions

Les précipitations atmosphériques ont généralement un lien étroit avec la circulation générale de l'atmosphère. Territorialement, en raison de facteurs physiques et géographiques locaux, la pluviométrie annuelle, répartie en valeurs moyennes pendant presque un siècle, est répartie dans la vallée du Danube en général, diminuant d'ouest en est. L'explication est fournie par l'influence de la montagne adjacente où ils se trouvent au lieu d'intensifier les processus frontaux et thermo-convectifs et de s'ouvrir largement à l'est. En Occident, l'activité des cyclones méditerranéens est plus intense et, pendant la saison chaude, la convection thermique est amplifiée par la dynamique (ascension forcée sur les pentes de la montagne), ce qui se traduit par un montant annuel plus élevé en amont de Calafat dans les secteurs dépressionnaire, montagneux et montagneux, par rapport de la vallée du Danube.

Le régime pluviométrique pour la période 1961-2016 (tableau 1), indique une moyenne pluriannuelle de 676,4 mm, avec une amplitude de 882,3 mm, ce qui correspond à la plus faible quantité annuelle de précipitation de 285,6 enregistrée en 2000, à l'opposé de 1167, 9 mm enregistrés en 2014.

Tableau 1. Le régime pluviométrique pour la période (1961- 2000), (1961-2016) ; La plus faible quantité annuelle la plaine d'Olténie et son écart négatif.

Station météorologique	Période	Mensuelles												Moyennes pluriannuelles	Quantité (mm)	Ecart
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Dr.Tr.Severin	1961-2016	46.8	44.4	45.4	61.8	72.1	66.1	61.8	41.6	49.4	49.7	58.8	66.8	676.4	285,6	-390.8
Dr.Tr.Severin	1961-2000	51.4	47.9	49.3	57.2	80.7	72.2	49.3	38.2	45.1	66.4	71.5	61.2	662,2	285,6	-376.6
Calafat	1961-2000	39.2	38.0	38.1	47.9	55.1	60.5	43.2	35.6	37.1	39.4	44.2	40.0	518,3	263,8	-254,2
Craiova	1961-2000	35.7	35.7	38.9	50.5	63.4	70.2	59.7	43.6	38.6	36.5	50.7	46.6	569,9	293,5	-276,4

Dans la plaine d'Olténie, Drobeta Turnu Severin est la seule station où l'écart par rapport à la moyenne pluriannuelle est supérieure à 300 mm (-390,8 mm), où, outre les influences climatiques générales (océanique et sous-méditerranéenne) ajouter les locales - la basse altitude à laquelle la station est située (77 m), l'exposition des versants au sud à la circulation de l'air tropical, ainsi que sa proximité avec la montagne, qui joue le rôle de barrage orographique.

Les graphiques (figure 2) mettent en évidence une première période 1961-1982 dominée par des années pluvieuses avec des précipitations supérieures à la moyenne pluriannuelle avec de petites oscillations avec des années inférieures à cette moyenne. Pour la période 1983 à 1998 on observe des précipitations inférieures à la moyenne pluriannuelle, sans jamais la dépasser. En fait, les deux périodes se suivent dans une période d'un an seulement et compte tenu du fait que même dans cet intervalle, les quantités enregistrées ne dépassent pas de 5 à 10 mm la moyenne pluriannuelle, on peut donc dire que le déficit de la période s'est étalé sur une période de 16 années.

Cet aspect avec des années de sécheresse suivies immédiatement par des années avec des précipitations abondantes sur de courtes périodes ou des saisons de longues périodes de sécheresse suivies immédiatement par de courtes périodes de régime pluviométrique extrêmement riche, entraînant des risques météorologiques qui génèrent à leur tour des risques hydro géomorphologiques avec de fortes influences sur la dynamique des pentes, données par la tendance actuelle au réchauffement climatique.

L'analyse de l'indice d'Angot a été suivie par celle de la variation des quantités de précipitations mensuelles au cours de l'année, montrant les précipitations excédentaires ($k > 1$) et la sécheresse ($k < 1$) et l'évaluation de la sensibilité à l'érosion et au relief par glissement de terrain conformément au régime, aux caractéristiques pluviométriques de la zone étudiée (figure 2).

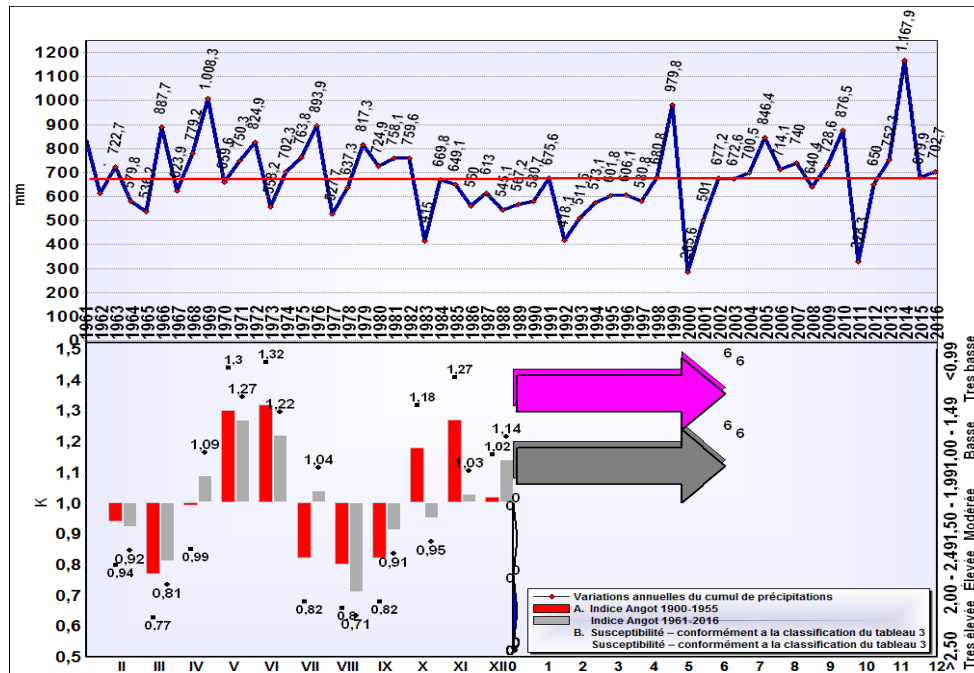


Figure 2. Précipitations de 1961 à 2016 relevées à la station météorologique de DrobetaTurnu Severin, variations de l'indice Angot (1900-1955 ; 1961-2016). A) Valeurs moyennes mensuelles. B) Susceptibilité – conformément à la classification du tableau 3 (selon Dragotă *et al.* 2008).

L'évolution du régime pluviométrique au cours des 56 dernières années peut être constatée en comparant l'indice Angot pour deux périodes : 1900-1955, 1961-2016 (tableau 2).

Tableau 2. L'indice mensuel pluviométrique d'Angot

Station météorologique	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Période
Dr.Tr.Severin	0,88	0,84	0,77	0,9	1,3	1,3	0,8	0,8	0,8	1,1	1,2	1,0	1900-1955
Dr.Tr.Severin	0,69	0,66	0,6	0,9	1,1	1,7	1,3	1,0	0,9	0,8	0,9	1	1961-2016

Source : l'Administration Nationale de la Météorologie (A.N.M.)

Il a été constaté que les différences entre les valeurs des deux périodes sont globalement insignifiantes. Pour la dépression de Severin le troisième type de distribution spatiale des précipitations atmosphériques (selon Dragotă, C., 2006) est observé. Les caractéristiques de ce type de variation annuelle des précipitations sont : une amplitude considérablement réduite, et deux maxima et deux minima bien individualisés.

Le pic principal du mois de mai est dû à l'intensification de la convection thermique et de l'intensification de l'activité du front polaire, et le pic secondaire de novembre ou décembre de l'intensification des cyclones méditerranéens qui traversent le sud-ouest de la Roumanie au-dessus de la zone d'étude, avec leurs systèmes frontaux. Les deux maximales sont presque égales en valeur, avec une légère avance du maximum d'été. Le changement le plus significatif est lié à l'occurrence du pic secondaire et de la période de précipitation minimale. Ainsi, si avant 1955, le deuxième pic de précipitations était en novembre, les précipitations maximales

secondaires se situent entre 1961-2016 en décembre. La susceptibilité du terrain aux processus géomorphologiques est donc, à l'échelle multi annuelle, de faible à très faible (tableau 3).

Tableau 3. La susceptibilité du sol pour les processus géomorphologiques, en fonction de la quantité de pluie, selon l'Indice Angot :

Classes de susceptibilité	Très basse	Basse	Modérée	Elevée	Très élevée
Valeur de l'indice d'Angot	<0.99	1.00 – 1.49	1.50 – 1.99	2.00 – 2.49	>2.50

Les stations météorologiques situées dans ces régions dans la plaine d'Olténie, ont les plus basses valeurs moyennes mensuelles de l'indice Angot par rapport au reste de la Roumanie, les plus basses amplitudes pluviométriques et le plus bas nombre de mois à susceptibilité modérée.

Pour mettre en évidence la fréquence des anomalies pluviométriques (positives ou négatives) dans la région étudiée, on a calculé la méthode de l'Anomalie Standardisée de Précipitations (ASP). La méthode permet également de mettre en évidence les périodes d'excès et/ou déficit pluviométrique, comme cela a été le cas au cours des 15 dernières années en Roumanie (Dumitraşcu *et al.*, 2001 ; Cheval *et al.*, 2003 ; Gaceu O., 2002).

En analysant l'ASP pour caractériser l'intensité du risque, il résulte que la majorité de la période considérée est dominée par la fréquence des années normales sans risque pluviométrique (75%). Les années déficitaires (inférieures à -1σ) sont au nombre de 6 sur 56 et représentent 10.7%. Les années excédentaires (supérieures à $+1\sigma$) sont légèrement plus nombreuses (8 années sur 56) et représentent un pourcentage de 14,3%, dont une années extrêmement humides (1.79%) (Figure 3. b).

Tableau 4. Interprétation des valeurs de l'Anomalie standard de Précipitation (ASP).

Valeur de L'indice	> 2,5	2,0...2,5	1,5...2,0	1,0...1,5	1,0...-1,0	-1,0...-1,5	-1,5...-2,0	-2,0...-2,5	< -2,5
Interprétation	Except. sèche	Excessiv. sèche	Très sèche	Sèche	Normale	Pluvieuse	Très pluvieuse	Excessiv. pluvieuse	Except. pluvieuse

Source : Gaceu, 2002

Si on représente l'indice ASP, c'est-à-dire les anomalies centrées réduites (Figure 3. a), et si on s'occupe des valeurs supérieures à $1,5\sigma$ ou inférieures à $-1,5\sigma$, c'est-à-dire celles qui sont associées à un risque fort.

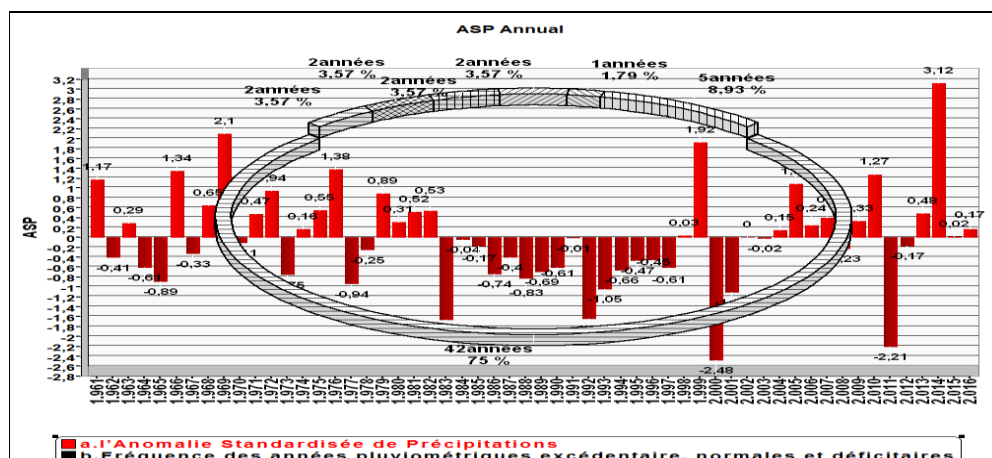


Figure 3. a. Pluviométrie standardisée en Drobeta Turnu Severin (1961-2016). b. Fréquence des années pluviométriques excédentaires et déficitaires selon les classes de valeurs d'ASP (%).

Ainsi, en termes d'excès pluviométrique, on dénombre 3 années (1969, 1999, 2014) avec un risque fort, notamment l'année 2014 (indice supérieur à $2,5\sigma$). Ceci représente une fréquence

faible (3 années sur 55 soit 5.3%). Pour le déficit pluviométrique, on dénombre 4 années (1983, 1992, 2000, 2011) avec un risque moyen correspondant principalement à la période d'anomalies négatives (sauf pour 2011) et une année avec un risque fort (2000), soit une probabilité de 7,1% (4 années sur 56 ans).

Suite à l'analyse faite sur les valeurs ASP pendant la période 1961-2016, on constate que pendant les 15 dernières années il y a une intensification des extrêmes avec une alternance des années exceptionnellement pluvieuse avec des années de sécheresse. Ainsi l'année 2000 extrêmement sèche a été précédée par une année d'excédent ; de même, dans une moindre mesure, la période sèche de 2011 a suivi une année assez pluvieuse en 2010. Finalement l'année 2014 confronté e de nombreuses inondations suite à des chutes importantes de pluie pendant le semestre froid, a été suivie par un 2015 considéré comme une année record au niveau mondial. Cette alternance et augmentation d'aléas climatiques (augmentation des valeurs ASP vers les extrêmes) pendant les dernières années, est associée à une multiplication des catastrophes hydro morphologiques aussi bien dans le temps que dans l'espace augmentant ainsi le risque sur la période analysée (Carablaisa S., et al., 2016).

Conclusion

L'analyse comparative de certains indices d'appréciation des phénomènes de sécheresse ou, au contraire, des précipitations excédentaires, et à partir des données de la Station Severin, indique une augmentation de l'intensité de ces phénomènes au cours de la dernière période, dans la Dépression de Severin. Les évolutions des principaux paramètres climatiques au cours des dernières décennies justifient les affirmations selon lesquelles on assiste actuellement à une radicalisation du climat au sens de multiplication de phénomènes météorologiques contrastés.

La complexité des risques climatiques produits et susceptibles de se produire dans cet espace est donnée non seulement par leur ampleur, leur intensité, leur fréquence et leur durée, mais également par une série de manifestations à caractère local (précipitations excessives du 29 juillet 1999) ou généralisée (sécheresse en 2000) or passage d'un risque à un autre (été 2014, chaleur en août, suivie de fortes précipitations en septembre).

Bibliographie

- Carablaisa S., Grecu F., Chitan A., 2016: Tendances pluviométriques et risques geomorphologiques dans le Parc Naturel des Portes de Fer en Roumanie,; XXIXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Lausanne - Besançon 2016. Pg. 243-248. ISBN 978-2-907696-22-7
- Cheval S., Croitoru, A.-E., Dragne, D., Dragota, C., Gaceu, O., Patriche, C.-V., Popa, I., Teodoreanu, E., Voiculescu M., 2003: *Indici si metode cantitative utilizate in climatologie*, Editura Universitatii Oradea.
- Dragota, C., 2006: *Precipitatii excedendare in Romania*, Editura Academiei Romane.
- Dragotă C., Micu M., Micu D., 2008: The relevance of pluvial regime for landslides genesis and evolution. Case study: Muscel Basin (Buzău Subcarpathians) *Present environment and sustainable development*, **2**, 242-257
- Dumitrascu, M., Dumitrascu, C., Douquedroit, A., 2001: Seceta si impactul ei asupra mediului in Campia Oteniei, *Revista Geografica*, VII, Serie noua, Academia Romana, Institutul de Geografie, Bucuresti, 166-172
- Gaceu O., 2002: *Elemente de climatologie practica*, Editura Universitatii din Oradea.
- *** (1961-2010), Arhiva Administratiei Nationale de Meteorologie, Bucuresti.
- *** (2010-2014), www.ncdc.noaa.gov. *** (2018), IPCC, Octobre

ANALYSE SPATIALE DE L'ÉVOLUTION DU RISQUE DE GEL SUR LA VIGNE EN BOURGOGNE-FRANCHE-COMTÉ

GAVRILESCU C. (1), BOIS B. (1, 2), CASTEL T. (1,3), LARMURE A. (3,4), OUVRIÉ M. (5) et RICHARD Y. (1)

(1) CRC – UMR Biogeosciences, Université Bourgogne Franche-Comté / CNRS, 6, Bd Gabriel, 21000 Dijon, France. catinca.gavrilescu@u-bourgogne.fr, yves.richard@u-bourgogne.fr

(2) Institut Universitaire de la Vigne et du Vin, Université Bourgogne Franche-Comté, rue Claude Ladrey, 21000 Dijon, France. benjamin.bois@u-bourgogne.fr

(3) Institut National Supérieur des sciences agronomiques de l'alimentation et de l'environnement, 26, boulevard Docteur-Petitjean, 21000 Dijon, France. thierry.castel@u-bourgogne.fr

(4) Institut National de la Recherche Agronomique, UMR Agroécologie, 17, rue Sully, 21000 Dijon, France. a.larmure@agrosupdijon.fr

(5) Vineis Projets, 32, rue du Cottage, 21121 Fontaine les Dijon, France. marc.ouvrie@vineis-projets.com

Résumé : Le réchauffement climatique n'implique pas nécessairement une diminution du risque de gel pour l'agriculture/viticulture. En réponse à un changement environnemental, comme par exemple le changement climatique, les plantes sont susceptibles d'évoluer. La vulnérabilité des plantes et les conditions climatiques (aléa gélif) doivent donc être considérées conjointement pour évaluer l'évolution du risque lié au gel. Cette étude vise à documenter l'évolution spatio-temporelle du risque de gel dans les sous-régions viticoles de Bourgogne-Franche-Comté. La période entre le débourrement et la date de la dernière gelée de printemps est celle où la vigne est la plus vulnérable. On considère que la plante subit un stress causé par un événement gélif (stress gel) lorsque la température est inférieure à -1°C après la date de débourrement. Trois paramètres quantitatifs sont utilisés pour qualifier spatialement le risque de gelée : le nombre d'événements gélifs après le débourrement, la fréquence d'années avec au moins un événement gélif après le débourrement et l'intensité du « stress gel ». Selon nos résultats, le risque de gel dans les sous-régions vitivinicoles de Bourgogne-Franche-Comté tendrait à se maintenir, voire à augmenter, à horizon 2050.

Mots clés: changement climatique, risque de gel, viticulture, vulnérabilité de la plante

Summary: The warming undergone by the global climate does not necessarily entail a decrease in frost risk in agriculture/viticulture. Since both plant and climate are likely to evolve under changing environmental conditions, plant vulnerability and the meteorological phenomenon (frost) should be considered jointly when assessing the evolution of frost risk. This study aims at documenting the spatial and temporal frost risk changes in the winegrowing subregions of Bourgogne-Franche-Comté. The period between budburst and the last spring frost occurrence date has been considered as the most vulnerable for grapevines. We considered a plant as being stressed by a frost event when the temperature drops below -1°C after budbreak. Three quantitative parameters are used to spatially quantify frost risk: the number of frost events after budbreak, the frequency of years with at least one frost event after budbreak and the intensity of the frost stress. According to our results frost risk in the vitivincultural subregions of Bourgogne-Franche-Comté tends to either maintain or increase by 2050.

Keywords: climate change, frost risk, viticulture, plant vulnerability

Introduction

Le changement climatique menace la stabilité, la durabilité et la qualité de nos systèmes agricoles/viticoles (Jones et Davis, 2000). L'augmentation des températures (IPCC, 2013), ainsi que les changements dans leurs variabilités spatio-temporelles, peuvent potentiellement entraîner des impacts conséquents sur le long terme (Giorgi and Bi, 2005). Ces changements sont généralement associés à des modifications régionales en termes de date d'occurrence, de fréquence, d'intensité et de durée d'événements météorologiques extrêmes tels que le gel et la sécheresse (Tebaldi et al., 2006). L'agriculture reste largement déterminée et contrainte par le climat et les dégâts dus au gel représentent une préoccupation majeure pour de nombreux

agriculteurs. En viticulture, le risque de gel reste l'un des facteurs principaux utilisé pour déterminer l'emplacement des parcelles, ainsi que le choix de la variété et celui du style de vin (e.g. vin de glace). Les forts épisodes de gel de 2016 et de 2017 subis par plusieurs régions de France ont soulevé de nombreuses questions quant à l'évolution de ce risque dans un climat futur plus chaud. Plusieurs études ont montré que soit un maintien soit une augmentation du risque futur lié au gel est à attendre dans des différentes régions du monde et sur de nombreuses cultures telles que les pois d'hiver (Castel *et al.*, 2017), le blé (Lecomte *et al.*, 2003) et la vigne (Molitor *et al.*, 2014 ; Mosedale *et al.*, 2015).

À mesure que le climat se réchauffe, les conditions environnementales de croissance sont modifiées (IPCC, 2013), entraînant ainsi une perte de synergie entre la plante et son environnement. Étant donné la forte relation de la vigne à la température (van Leeuwen *et al.*, 2004), son comportement physiologique serait fondamentalement changé sous un climat futur, surtout au niveau de l'enchaînement des phases phénologiques (Webb *et al.* 2007). L'avancement de la phénologie (plus proche de l'hiver) est le résultat immédiat de réponse plastique des vignes au changement climatique (Sadras *et al.*, 2009 ; Gavrilesco *et Bois*, 2016). Au printemps, lors de l'initiation du cycle végétative, les vignes sont particulièrement vulnérables aux températures inférieures à 0 °C. Le risque de gel devient ainsi un phénomène fortement dépendant de la date de l'éclatement des bourgeons. Même si un passage à un climat plus chaud pourrait entraîner une diminution de la fréquence et de l'intensité des phénomènes météorologiques extrêmes froids (IPCC, 2013), le risque de gel et son impact futur sur la viticulture restent incertains.

L'objectif de cette étude est d'analyser l'évolution spatio-temporelle du risque de gel tardif sur les territoires viticoles de la région Bourgogne-Franche-Comté (BFC). Plusieurs indices de risque de gel et d'occurrence de gel ont été développés en s'appuyant sur l'utilisation des températures minimales journalières issues de 18 Modèles de Circulation Générale (MCGs) désagrégés à une échelle régionale, ainsi que sur un modèle de simulation de la date de débourrement de la vigne (BRIN).

1. Matériel et méthodes

Les sous-régions viticoles de BFC sont les suivantes : Côte de Nuits et Hautes Côtes de Nuits, Côte de Beaune et Hautes Côtes de Beaune, Côte Châtillonnaise, Chablis, Côtes du Couchois, Côte Chalonnaise, Mâconnais, Jura et Nièvre.

Afin d'estimer le risque de gel printanier dans les zones susmentionnées, nous avons utilisé une approche plante-climat, conçue sous la forme des trois étapes suivantes : 1) spatialisation et description de l'évolution du climat régional ; 2) identification de la période de vulnérabilité de la vigne à travers la simulation de la date de débourrement et 3) réalisation d'un croisement du point 1) et point 2) afin de déterminer le stress induit par le gel de la vigne.

1.1 Données climatiques

Les températures minimales (Tmin) et maximales (Tmax) quotidiennes ont été utilisées en tant que variables climatiques principales. Les données ont été analysées pour deux séries temporelles : 1980-2005 représente la période de référence, tandis que 2020-2050 correspond aux projections climatiques du futur proche. Tmin et Tmax ont servi à calculer la température moyenne quotidienne qui ensuite a été incrémentée au modèle phénologique.

Les bases de données initiales sont des simulations climatiques effectuées par 18 MCGs dits "couplés océan-atmosphère" dans le cadre de l'initiative CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project*). Les simulations ont été réalisées selon le scénario RCP8.5. Les

MCGs ont ensuite été statistiquement désagrégés à une résolution spatiale ~12 km et débiaisés avec la méthode de quantile mapping (QQMap) sur la BFC. Les données ponctuelles de Météo-France, interpolées sur une grille de ~12 km sur la région BFC, ont servi comme base de correction des biais (Brulebois et al., 2017).

1.2 Modélisation du débourrement de la vigne

La date de débourrement a été simulée pour la région BFC à l'aide du modèle phénologique BRIN (Garcia de Cortazar Aauri et al., 2009). Les simulations ont été réalisées exclusivement pour la variété *Vitis vinifera* Chardonnay. Le calcul de la date débourrement a été effectué pour un total de 546 de 12 * 12 pixels pour la période de référence (1980-2005) ainsi que pour la période futur (2020-2050). Une date de débourrement a ensuite été obtenue pour chaque pixel, année et MCGs.

1.3 Les indices gel et les seuils de température

Les indices calculés liés au gel peuvent être divisés en deux catégories : 1) des indices concernant l'évolution du gel en tant que phénomène météorologique et 2) des indices concernant l'évolution du gel en tant que risque pour la production des raisins et du vin.

Dans la première catégorie, des indices tels que le *nombre de jours de gel d'avril à juin* et la *date du dernier gel de printemps* ont été analysés. Un jour de gel est défini comme un jour où la température de l'air est inférieure ou égale à 0°C. Le risque de gel a été calculé en fonction de l'évolution du gel (phénomène météorologique) par rapport à l'évolution de la date de débourrement (vulnérabilité de la plante) en utilisant un seuil de température de -1°C (Webb et al., 2017). Une fois la date de débourrement simulée, les jours au-delà de cette date indiquant une température inférieure ou égale à -1°C ont été sélectionnés comme représentant un stress gel potentiel pour la plante. Enfin, une différence est calculée entre la température seuil et la température journalière pour ensuite être cumulée en tant que stress gel annuel pour tous les pixels, années et MCGs confondus. Le seuil de température utilisé pour l'estimation de risque de gel a été fixé à -1°C afin d'éviter une perte d'informations due à la nature discrète des inversions thermiques.

Le stress gel simulé a été quantifié sous forme de trois indices différents. Cela a permis de réaliser une analyse spatiale et temporelle de risque de gel lié à la vigne, référencé dans la deuxième catégorie, en termes de *nombre d'événements de gel après la date de débourrement* (avec un potentiel d'impact sur les tissus verts), de *fréquence d'années gélives* (avec au moins un jour/événement de gel) ainsi que de *d'intensité des événements gélifs* (le stress gel moyen cumulé pour un pixel donné).

2. Résultats

L'évolution des températures minimales indique un climat futur (2020-2050) plus chaud que celui de la période de référence (1980-2005). Une augmentation d'environ 1°C est observée. Elle s'accompagne d'une diminution du nombre de jours de gel pendant la période de débourrement (d'avril à juin). Il en résulte une avancée de la date du dernier gel de printemps (jusqu'à 9 jours) dans toutes les sous-régions viticoles de la BFC. Dans le même temps, la phénologie de la vigne évolue. Ainsi, l'occurrence de la date de dernière gelée de printemps peut, en moyenne sur les 30 ans, intervenir après le débourrement du Chardonnay, tant pour la période de référence que pour la période future (Figure 1). L'écart entre les deux indices varie selon la région, devenant temporellement plus contrasté dans les sous-régions de Chablis, du Châtillonnais et du Jura. L'évolution est moins marquée dans les vignobles de la Côte d'Or et de Saône-et-Loire. Notons également que la date de débourrement a tendance à avancer plus

rapidement que la date du dernier gel de printemps pour toutes les sous-régions, années et MCGs. Les sous-régions viticoles où le débournement serait susceptible d'avancer plus rapidement que la date du dernier gel du printemps seraient les plus exposées au risque (Figure 2). Trois groupes peuvent être constitués : forte augmentation (les trois indicateurs augmentent - Figure 2a), augmentation moyenne (deux indicateurs augmentent - Figure 2b) et faible augmentation (un seul indicateur augmente - Figure 2c). Parmi les sous-régions viticoles avec une forte augmentation du risque de gel, se trouve Chablis, Jura et Nièvre. Finalement, une augmentation moyenne du risque de gel a été observée dans la sous-région du Châtillonnais, tandis que les vignobles de la Côte d'Or et de Saône-et-Loire montrent aucune évolution du risque par rapport à la période de référence (1980 -2005).

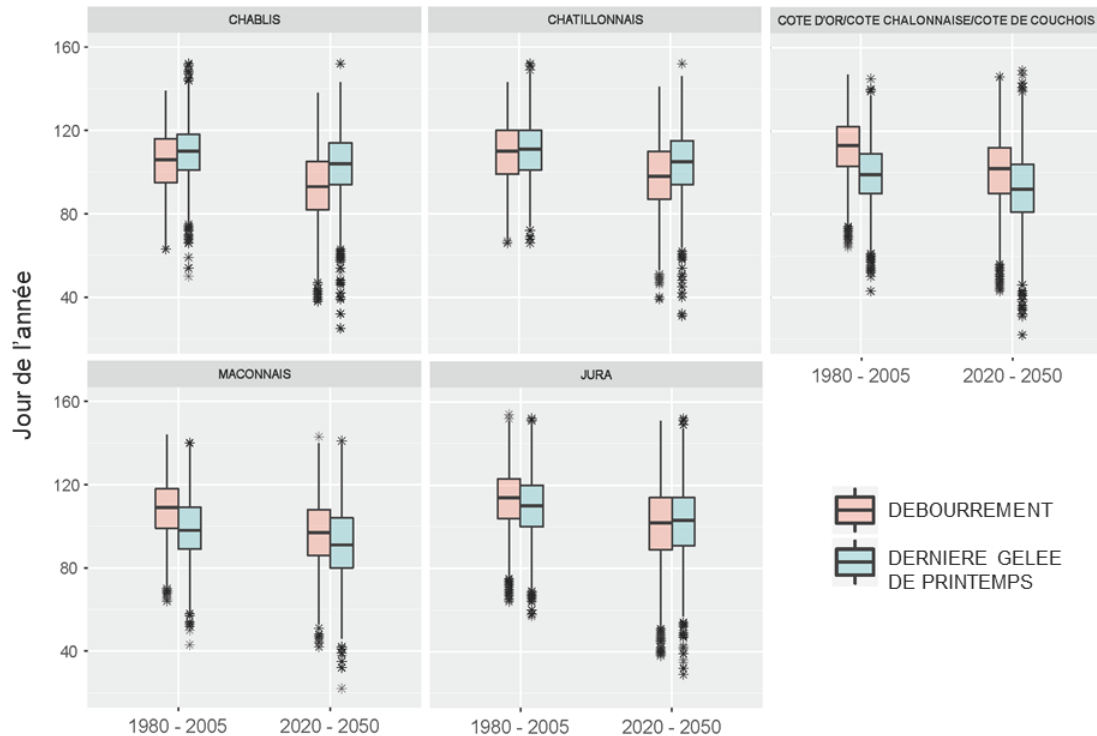


Figure 1. Boîte à moustaches indiquant la date de débournement (beige-rose) de la variété *Vitis vinifera* Chardonnay et la date de dernière gelée de printemps (bleue) dans les sous-régions de Bourgogne-Franche-Comté. Les indices ont été simulés à l'échelle régionale sur une période de référence (1980-2005) et une période projetée (2020-2050) en utilisant des données de température issues de 18 MCG.

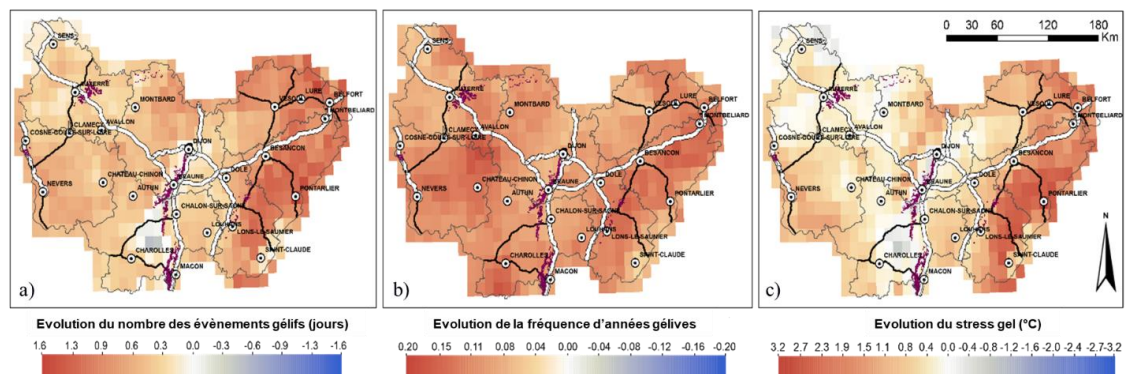


Figure 2. Cartes des évolutions (futur-historique) du risque de gel de la vigne simulées avec le modèle phénologique BRIN avec un seuil de température minimale fixé à -1°C . Chaque carte représente un des trois indices de gel suivants : a) l'évolution (en nombre de jours) du nombre d'événements de gel après le débournement; b) l'évolution de la fréquence des années sujettes à au moins un événement de gel après le débournement et c) l'évolution (en $^{\circ}\text{C}$) du stress/intensité de gel moyenne.

Conclusions et Discussion

Le risque de gel printanier a été évalué et décrit spatio-temporellement sur l'ensemble des sous-régions viticoles de BFC. La simulation de la date de débourrement et de la date de la dernière gelée de printemps, avec un seuil de température prédéfini à -1 °C, a permis de calculer le stress gel pour le cépage Chardonnay dans deux contextes climatiques différents (passé récent 1980-2005 et futur proche 2020-2050). En utilisant une approche plante-climat, nous avons pu associer à chaque sous-région viticole une trajectoire d'évolution du risque de gel simulée à partir des données provenant d'un ensemble de 18 MCGs.

Les 18 MCGs désagrégés par *quantile mapping* avec une résolution de 12km sur la région BFC donnent des résultats cohérents. Quelle que soit la sous-région viticole de BFC, le risque des dégâts causés par le gel printanier se maintient, voir augmente. En effet, le modèle de plante (BRIN) simule des dates de débourrement qui avancent partout au moins aussi vite que les dates de dernière gelée de printemps simulées par les 18 MCGs. Des variations spatiales sont observées : le risque augmente peu pour les vignobles de la Côte-d'Or et de Saône-et-Loire. Il augmenterait pour ceux du Châtillonnais. Enfin, il augmenterait encore plus nettement dans les sous-régions de Chablis, Jura et Nièvre

L'interprétation de ces résultats impose une certaine prudence. Les incertitudes liées aux simulations climatiques et plus encore aux simulations des dates de débourrement sont dépendantes des modèles. En particulier, l'influence de la température sur le développement des bourgeons reste encore mal comprise. Cela rend difficile la simulation précise de la date de débourrement sur laquelle l'estimation du risque de gel repose.

Remerciements

L'étude a bénéficié du soutien financier du Conseil Régional de Bourgogne-Franche-Comté. Les auteurs souhaitent remercier Météo-France, le Bureau Interprofessionnel des Vins de Bourgogne (BIVB), le Comité des vins de Champagne (CIVC), la Direction régionale de l'alimentation, de l'agriculture et de la forêt (DRAAF) et la Chambre d'Agriculture de Côte-d'Or pour avoir partagé leurs données. Enfin, nous remercions Marie-Charlotte Anstett (Biogéosciences CNRS / Université de Bourgogne) pour sa précieuse contribution scientifique au projet.

Bibliographie

- Brulebois E., Richard Y. et Castel T., 2017. Modalités et robustesse de la régionalisation du climat de la Bourgogne-Franche-Comté. *Note technique d'avancement sur le projet Prosys*, 10.
- Castel T., Lecomte C., Richard Y., Lejeune-Hénaut I., Larmure A., 2017. Frost stress evolution and winter pea ideotype in the context of climate warming at a regional scale. *OCL* 24, D106.
- García de Cortázar-Atauri I., Brisson N., Gaudillere J.P., 2009. Performance of several models for predicting budburst date of grapevine (*Vitis vinifera* L.). *Int J Biometeorol* **53**, 317–326.
- Gavrilescu C. et Bois B., 2016. Plasticité des vins issus de cépage Chardonnay au climat : une approche géographique à l'échelle planétaire. *39ème Congrès Mondial de la Vigne et du Vin*. doi.org/10.1051/bioconf/20160701013.
- Gavrilescu C., Richard Y., Joly D. and Bois B., 2018. Climate zoning of the Burgundy winegrowing region. *XII Congreso Internacional Terroir*. doi.org/10.1051/e3sconf/20185001003.
- Giorgi F., and Bi X., 2005. Regional changes in surface climate interannual variability for the 21st century from ensembles of global model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13701.
- Giorgi F., 2006. Climate change Hot-Spots. *Geophys. Res. Lett.* **33**. doi.org/10.1029/2006GL025734.

- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. and Midgley P.M. (eds.), *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Jones G.R. and Davis E., 2000. Climate influences on grapevine phenology, grape composition, and wine production and quality for Bordeaux, France. *Amer. J. Enol. Vitic.* **51(3)**, 249-261.
- Lecomte C., Giraud A., Aubert V., 2003. Testing a predicting model for frost resistance of winter wheat in natural conditions. *Agronomie*, **23**, 51-66.
- Menzel A., Sparks T.H., Estrella N., Koch E., Aasa A., Ahas R., Alm-Kübler K., Bissolli P., Braslavská O., Briede A., et al., 2006. European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Glob Chang Biol.*, **12**:1969–1976.
- Molitor D., Caffarra A., Sinigoj P., Pertot I., Hoffmann L., Junk J., 2014. Late frost damage risk for viticulture under future climate conditions: a case study for the Luxembourgish winegrowing region. *Australian Journal of Grape and Wine Research*, **20**, 160 – 168.
- Mosedale, J.R., Wilson, R.J., Maclean, I.M.D., 2015. Climate Change and Crop Exposure to Adverse Weather: Changes to Frost Risk and Grapevine Flowering Conditions. *PLoS ONE 10(10)* : e0141218.
- Sadras V.O., Reynolds M.P., de la Vega A.J., Petrie P.R., Robinson R., 2009. Phenotypic plasticity of yield and phenology in wheat, sunflower and grapevine. *Field Crops Res.*, **110**, 242–250.
- Sgubin G., Swingedouw, D., Dayon G., García de Cortázar-Atauri I., Ollat N., Pagé, C., et al., 2018. The risk of tardive frost damage in French vineyards in a changing climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 250–251: 226–242.
- Tebaldi C., K. Hayhoe J. M. Arblaster and G. A. Meehl, 2006. Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change*, **79**, 185–211.
- van Leeuwen C., Friant P., Chone X., Tregoat O., Koundouras S. et Dubourdieu D., 2004. Influence of climate, soil, and cultivar on terroir. *American Journal of Enology and Viticulture*, **55(3)**: 207-217.
- Webb L.B., Whetton P.H., Barlow E.W.R., 2007. Modelled impact of future climate change on the phenology of wine grapes in Australia. *Aust J Grape Wine Res.*, **13**:165–175.
- Webb A. M., Pirie A., Kidd D., Minasny B., 2017. Spatial analysis of frost risk to determine viticulture suitability in Tasmania, Australia: Analysis of frost risk for viticulture in Tasmania. *Australian Journal of Grape and Wine Research*. doi.org/10.1111/ajgw.12314

ENSO ET LES IMPACTS DES ÉVÉNEMENTS PLUVIAUX EXTRÊMES À CURITIBA (BRÉSIL)

GOUDARD G. (1) et MENDONÇA F.A. (1)

(1) Université Fédérale du Paraná - LABOCLIMA - Laboratoire de Climatologie, Centro Politécnico – Ed João Jose Bigarella, sl. 210. 81531-970. Curitiba/PR. Brésil. [gabigoudard.ufpr@gmail.com]; [chico@ufpr.br].

Résumé : *Considérant les scénarios du changement climatique global et l'intensification des risques climatiques, la compréhension des mécanismes associés à la variabilité pluviale devient pertinente. À Curitiba, ville située au Sud du Brésil, les événements pluviaux extrêmes et les inondations sont des processus récurrents, ainsi que les scénarios du GIEC prévoient des augmentations pluviométriques et des extrêmes climatiques. De plus, les téléconnexions tel qu'ENSO constituent des modes importants de variabilité interannuelle. Cette étude présente une analyse de la variabilité pluviale associée à ENSO, ainsi que les événements extrêmes et leurs impacts à Curitiba au cours de la période de 1980 - 2015. Les résultats indiquent des augmentations des précipitations, de la fréquence des événements extrêmes et des impacts négatifs durant les années El Niño.*

Mots clés: *événements pluviaux extrêmes; ENSO; risques climatiques; Curitiba; Brésil.*

Summary: *Regarding the scenarios of global climate change and intensification of climate risks, the understanding of the mechanisms associated with rainfall variability becomes relevant. In Curitiba, a city in southern Brazil, extreme rainfall events and floods are recurring processes, and IPCC scenarios predict increases in rainfall and climatic extremes. In addition, teleconnections as ENSO are important modes of interannual variability. In this regards, this study highlights an integrated analysis of the rainfall variability associated with ENSO, as well as the extreme events and their impacts in Curitiba during the period of 1980 - 2015. The results indicate increases in rainfall, frequency of extreme events and negative impacts in the El Niño years.*

Keywords: *Extreme rainfall events; ENSO; climate risks; Curitiba; Brazil.*

Introduction

Les sociétés humaines sont de plus en plus exposées aux risques climatiques, donc la connaissance des complexités inhérentes au système atmosphérique, notamment les relations océan-atmosphère-surface, devient nécessaire pour comprendre les variabilités climatiques et leurs impacts.

Au Sud du Brésil, où se trouve la zone d'étude (Figure 1), les inondations urbaines représentent les catastrophes naturelles d'origine pluviale les plus importantes (Tucci, 2003). De plus, les scénarios présentés par le GIEC (2013) prévoient des augmentations pluviométriques (de 5% à 10% d'ici 2040 et jusqu'à 30% d'ici la fin du siècle), ainsi qu'une augmentation de la fréquence et de l'ampleur des événements climatiques extrêmes (PBMC, 2014).

Ces facteurs sont exacerbés par le fait qu'à Curitiba (Figure 1) les événements pluviaux extrêmes (EPE) et les inondations sont des processus récurrents ayant des impacts très significatifs sur l'environnement urbain (Mendonça, 2012 ; Goudard, 2015 ; Goudard et Mendonça, 2017 ; Goudard et Mendonça, 2018), d'où la nécessité d'une compréhension plus détaillée des relations établies entre la variabilité océan-atmosphère, les EPE et leurs impacts.

Parmi les modes couplés océan-atmosphère ENSO (El Niño - Oscillation Australe), marqué par le réchauffement / refroidissement du centre-est du Pacifique, joue un rôle très important sur la variabilité interannuelle au Brésil, notamment sur les régimes de pluie. Le Sud du Brésil est l'une des régions les plus sensibles en ce qui concerne les téléconnexions ENSO, lors de la

phase chaude (El Niño) la fréquence des EPE augmente, alors que pendant la phase froide (La Niña) les pluies diminuent considérablement (Grimm *et al*, 1998 ; Grimm et Tedeschi, 2009 ; Grimm, 2009).

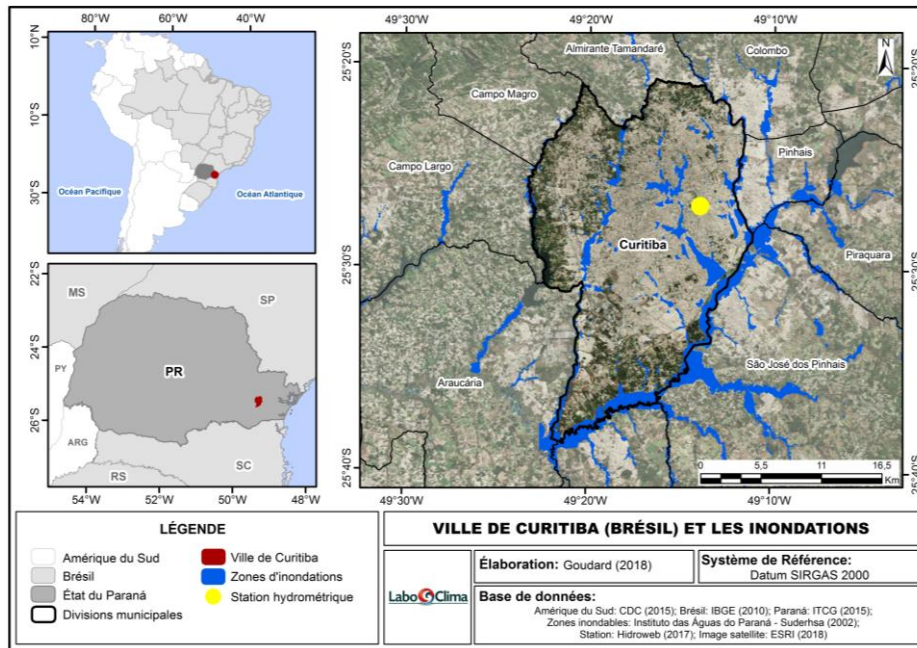


Figure 1. Localisation de la ville de Curitiba et des zones d'inondations. Organisation : Goudard (2018).

De cette façon, la présente étude met en évidence une analyse intégrée des aspects suivants: I) la variabilité d'ENSO et des anomalies de précipitations, II) les EPE associées à ENSO, III) la fréquence des impacts des inondations pour la période de 1980 à 2015. Ainsi, cette étude vise à contribuer à une meilleure compréhension de la variabilité pluviale et à l'amélioration de la gestion des risques climatiques urbains.

1. Données et Méthodes

1.1 Identification des événements ENSO

L'identification des événements ENSO a été réalisée à partir de l'indice ONI (*Oceanic Niño Index*). Cet indice est établi par le Centre de prévision du climat (CPC / NOAA), en tenant compte de la moyenne mobile sur trois mois des données de la température de surface de la mer (TSM) pour la région de Niño. 3.4. La classification des types et intensités de l'ENSO a été réalisée sur la base d'études de Andreoli *et al* (2016), Kayano *et al* (2016) et le Centre de prévisions météorologiques et études climatiques - CPTEC / INPE (2018).

À partir de cet indice et ces études, deux événements caractéristiques de la phase chaude et de la phase froide ont été sélectionnés : 1988 – 1989 (La Niña) et 1997 – 1998 (El Niño). La spatialisation de la variabilité de TSM et des précipitations dans ces événements a été réalisée à partir de la base de données NOAA (Division des Sciences Physiques), présent sur le site : <https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>.

1.2 Caractérisation de la variabilité pluviométrique associée à ENSO

La caractérisation de la variabilité pluviométrique de la station météorologique de Curitiba (2549006, Figure 1) est basée sur les analyses statistiques suivantes: I) vérification du coefficient de variation (équation 1) et de l'écart type des pluies de 1980 à 2015; II)

classification des années en fonction de la quantité de pluie par quantiles (q) appliquée en considérant les classes suivantes: extrêmement sec ($q < 0,10$), sec (q entre 0,10 et 0,35), normal (q entre 0,35 et 0,65), pluvieux (q entre 0,65 et 0,90) et très pluvieux ($q > 0,90$), selon Nascimento Junior (2013).

$$CVP = \left[\frac{X1-M}{M} \right]$$

Équation 1. CVP correspond au coefficient de variation annuel des précipitations ; X1 aux précipitations annuelles et M désigne la moyenne des totaux des précipitations constituant la série historique (1980 – 2015).

1.3 Identification des événements pluviaux extrêmes et de leurs impacts

Pour l'identification des EPE, les données quotidiennes de la station de Curitiba (Figure 1) sur la période 1980 - 2015 ont été utilisées. Le seuil correspondant aux EPE a été fixé à 48,6 mm/24h, correspondant au 99^e percentile pour la période analysée et ces événements ont été caractérisés par la fréquence (nombre de jours pluvieux où l'intensité est \geq au 99^e percentile).

Les impacts associés à ces précipitations ont été collectés et analysés à partir de sources documentaires (journal Gazeta do Povo) sur la base du seuil de 48,6 mm/24h. L'analyse a été faite en prenant en compte le jour de l'événement extrême et le jour suivant sur la période 1980 - 2015. Ainsi, il a été possible d'analyser les relations entre les EPE et leurs impacts, ainsi que l'influence d'ENSO dans ces processus.

2. Résultats et discussions

Au cours de la période analysée dans cette étude, 16 événements ENSO ont été identifiés, dont dix épisodes El Niño (EN) et six épisodes La Niña (LN) avec différents types (EP – Canonique, CP - Modoki, MIX) et intensités (faible, modérée, forte, très forte) - Tableau 1.

Tableau 1. Événements ENSO : types et intensité (1980-2015).

El Niño (EN)	Type	Intensité	La Niña (LN)	Type	Intensité
1982 - 1983	EP	Forte	1988 – 1989	CP	Forte
1986 - 1987	MIX	Modérée	1995 - 1996	MIX	Faible
1991 - 1992	MIX	Modérée	1998 - 2001	MIX	Modérée
1994 - 1995	CP	Faible	2007 - 2008	CP	Modérée
1997 - 1998	EP	Très forte	2010 - 2011	MIX	Modérée
2002 - 2003	CP	Modérée	2011 - 2012	MIX	Faible
2004 - 2005	CP	Faible			
2006 - 2007	EP	Faible			
2009 - 2010	CP	Modérée			
2015 - 2016	EP	Forte			

Sources : Andreoli *et al* (2016), Kayano *et al* (2016) et Centre de prévisions météorologiques et études climatiques - CPTEC / INPE (2018). Les événements en gris sont discutés plus en détail dans cette étude. Organisation : Goudard (2018).

Parmi ces événements, quatre étaient EP (Canonique/Conventionnel), où l'anomalie TSM maximale se produit dans la région équatoriale du Pacifique Est ; six CP (Modoki / Central), où le maximum d'anomalie TSM se produisent dans le Pacifique central ; et six MIX, marqué par la combinaison EP et CP (Ashok *et al*, 2007 ; Andreoli *et al*, 2016 ; Kayano *et al*, 2016).

Les événements de 1988 - 1989 (LN) et 1997 - 1998 (EN) ont été classés comme fort et très fort, respectivement, présentant des répercussions importantes en ce qui concerne les précipitations. Ainsi, la figure 2 montre la variabilité spatio-temporelle de l'anomalie de la TSM et des précipitations pour ces événements, ce qui permet de remarquer des augmentations (diminutions) importantes des pluies dans la phase chaude (froide) d'ENSO pour la zone d'étude.

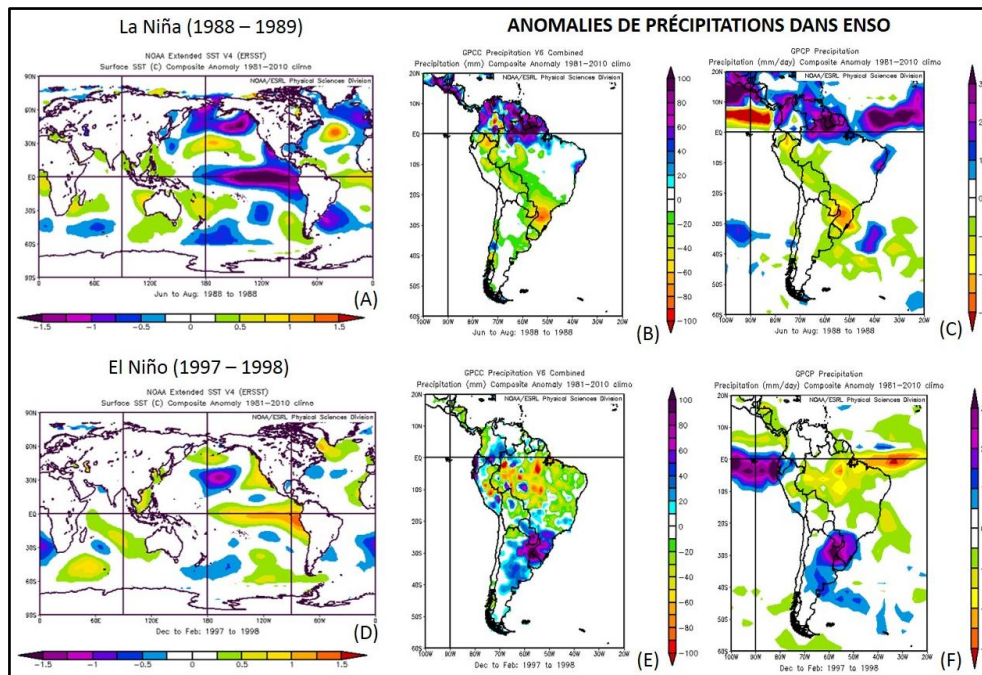


Figure 2. Anomalies de précipitations dans ENSO. Légende: a) TSM de La Niña (LN) 1988-1989, b) anomalie des précipitations en millimètres dans LN (1988-1989), c) anomalie des précipitations en millimètres/jour dans LN (1988-1989), d) TSM de El Niño (EN) 1997 - 1998 ; e) anomalie des précipitations en millimètres dans l'EN (1997-1998), f) anomalie des précipitations en millimètres / jour dans l'EN (1997-1998). Source: NOAA / ESRL Division des sciences physiques - NOAA (2018). Organisation: Goudard (2018).

L'analyse combinée des types d'ENSO (Tableau 1), la classification des années en fonction de la configuration des précipitations (Figure 3a), les coefficients de variation de la pluie et l'indice ONI (Figure 3b) pour Curitiba, concordent avec les conditions susmentionnées. Par conséquent, les années caractérisées comme EN sont plutôt pluvieuses (entre 1640,2 et 1905,4 mm/année) et très pluvieuses ($\geq 1905,4$ mm/année), à l'exception de 1986 - 1987 (MIX modéré), 1991 - 1992 (MIX modéré), 2004 - 2005 (CP faible), 2006 - 2007 (EP faible). Alors que dans la phase froide les années sèches prédominent (1988 - 1989, 2007 - 2008) et habituelles (2010 - 2011, 2011 - 2012).

La vérification de l'indice ONI associée au coefficient de variation (CV) de la pluie (Figure 3b) montre que dans les années 1980 et 2000, il y a eu la prédominance de variations négatives de pluie (CV négatif), comme en 1981 (947,4 mm/année), 1985 (765,5 mm), 1988 (1227,5 mm), 2004 (1191,2 mm), 2006 (932,4 mm), et 2008 (1157,8 mm). Il convient de noter que La Niña la plus forte de 1988 - 1989 a été enregistrée dans cette période (Figure 3 a,b ; Tableau 1).

Dans les années 1990 et entre 2010 et 2015, la prédominance d'El Niño a été observée et, par conséquent, des CV positifs (Figure 3b). Les années avec les précipitations positives les plus élevées étaient 1983 (1992,7 mm/année), 1993 (1876,2 mm), 1996 (1891,8 mm), 1997 (1820,0 mm), 1998 (2071,2 mm), 2010 (1916,7 mm) et 2015 (1959,4 mm), parmi lesquels le plus fort EN de la période a été enregistrée en 1997 - 1998 (Figure 3 a,b ; Tableau 1).

Par rapport aux EPE (Figure 3c), il est à noter que la fréquence d'événements égaux ou supérieurs à P99 et ses impacts associés présentent des patrons similaires à ceux susmentionnés, à savoir : intensification (diminution) dans les phases chaudes (froides) d'ENSO. Dans la série temporelle de la présente étude (1980 à 2015), il y a eu 132 jours d'EPE ($\geq P99$), dont 28 entre 1980 - 1989, 46 entre 1990 - 1999, 40 entre 2000 - 2009 et 18 entre 2010 et 2015. Parmi ces événements, 84 ont montré des impacts négatifs, sous la forme d'inondations, sur la ville de Curitiba.

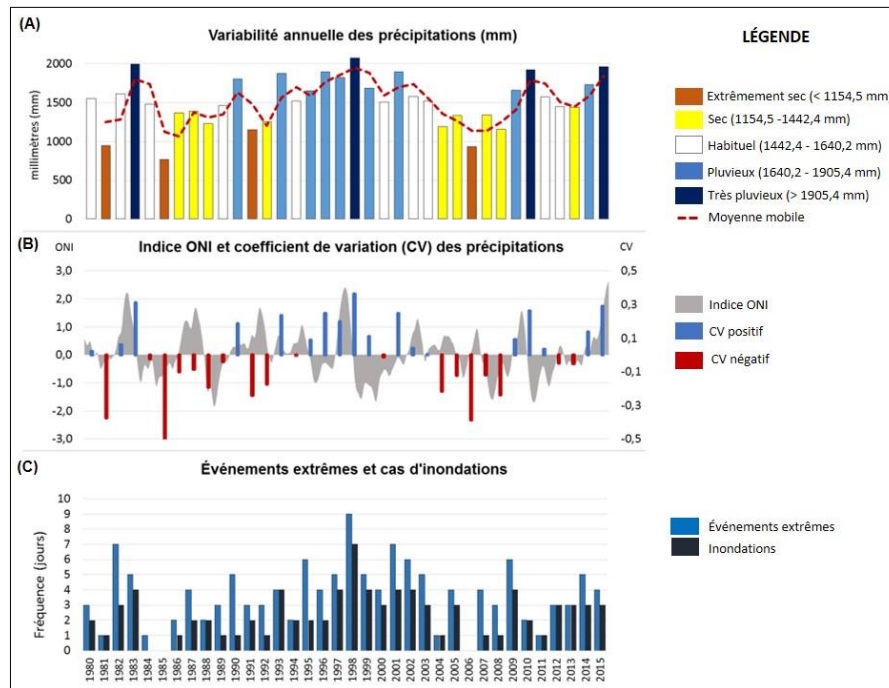


Figure 3. Variabilité des précipitations (1980 - 2015): (A) totaux annuels et classification des années en fonction de la configuration des précipitations, (B) l'indice ONI et le coefficient de variation, (C) des EPE et des impacts. Organisation : Goudard (2018).

L'analyse de la figure 3c permet de mettre en évidence une concentration d'EPE et leurs impacts dans les années 1990, dans lequel les indices ONI étaient plus élevés (Figure 3b). Dans les années EN, les périodes suivantes se sont distinguées : 1982 - 1983 (12 EPE et 7 cas d'inondations), 1997 - 1998 (14 EPE et 11 impacts), 2009 - 2010 (8 EPE et 6 inondations). Alors que dans LN, les années 1988 - 1989 (5 EPE et 3 impacts), 1995 - 1996 (10 EPE et 4 cas d'inondations) et 2007 - 2008 (7 EPE et 2 impacts) ont été les plus significatifs.

Dans ce contexte, il est observé que dans les années d'EN, les EPE ($\geq P99$) sont plus fréquents, il y a aussi une plus grande quantité d'événements qui sont associés au déclenchement des inondations urbaines dans la ville, au détriment des années LN. Ce constat est en accord avec les résultats de plusieurs travaux menés par Grimm *et al* (1998), Grimm et Tedeschi (2009), Goudard (2015) sur la variabilité pluviale.

Conclusions

Le présent travail a permis de vérifier la variabilité des pluies à Curitiba associée aux événements ENSO. Les résultats ont permis de déterminer : I) la variabilité, les types et les intensités de l'ENSO au cours de la période 1980 - 2015 ; II) la variabilité spatio-temporelle des pluies des événements 1988-1989 (LN) et 1997 - 1998 (EN) pour la zone d'étude; III) l'intensification des précipitations en périodes d'EN et la prédominance des pluies supérieures à la moyenne dans les années 1990, lorsque les taux d'ONI étaient plus élevés ; et IV) les plus

hautes fréquences d'EPE et leurs impacts dans les années EN modérés à forts. En somme, avec la récurrence des inondations à Curitiba, la compréhension des mécanismes de la variabilité climatique devient pertinente, surtout dans les scénarios de changement climatique.

Remerciements

À CAPES / Ministère de l'Éducation du Brésil pour le support financier de cette recherche.

Bibliographie

- Andreoli RV, Oliveira SS, Kayano MT, Viegas J, Souza RAF, Candido LA. 2016. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. *International Journal of Climatology* (published online).
- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng HY, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*. **112**: C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- CPTEC. 2018: Centre de prévisions météorologiques et études climatiques. El Niño e La Niña. <http://clima.cptec.inpe.br/>.
- Gazeta do Povo. 2015: *Jornais Históricos*, Paraná, edições de 1980 a 2015. Acervo da Biblioteca Pública do Paraná.
- GIEC. *Changement climatique - Les bases des sciences physiques. Résumé technique*, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013. 222p
- Goudard, G. 2015: *Eventos e Episódios Pluviais Extremos em Curitiba (PR): uma abordagem a partir dos riscos e vulnerabilidades socioambientais*. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 129 p.
- Goudard, G; Mendonça, F.A. 2017: Eventos pluviais extremos em Curitiba (Paraná): entre antigos problemas e novos desafios. In: Perez Filho, A; Amorim, R, R. (Org.). *Os desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*. 1^a ed. Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP, v. **1**, p. 1919-1930.
- Goudard, G; Mendonça, F.A. 2018: Les inondations urbaines à Curitiba (Brésil): risques et impacts dans le bassin versant de la rivière Belém. In: *Actes du XXXI Colloque Annuel de l'Association Internationale de Climatologie*. Nice: Université de Nice Sophia Antipolis, v. **1**, p. 104-109.
- Grimm, A. M.; Ferraz, S. E. T.; Gomes, J. 1998: Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, v. 11, n.10, p. 2863-2880.
- Grimm, A. M. 2009: Variabilidade interanual do clima do Brasil. In: Cavalcanti, I, F. A; Ferreira, N. J; Silva, M, G, A, J; Dias, M. A. F. S (Orgs). *Tempo e clima no Brasil*. Oficina de Textos, p. 260 -275.
- Grimm AM, Tedeschi RG. 2009. ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*. **22**: 1589–1609.
- Kayano, Mary T. et al. 2016: El Niño e La Niña dos últimos 30 anos: diferentes tipos. *Revista Climanalise*. Edição Comemorativa de, v. **30**.
- Mendonca, F. A., 2012: Les inondations urbaines à Curitiba (Brésil). In: XXV Colloque de l'AIC - Association Internationale de Climatologie, Grenoble. *Actes du XXV Colloque de l'AIC*. Grenoble: Univ Grenoble. v. **1**, p. 517-523.
- Nascimento Junior, L. 2013: *As chuvas no Paraná: Variabilidade, teleconexões, e impactos de eventos extremos*. 162f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual Paulista, Campus de Presidente Prudente, Presidente Prudente.
- NOAA. 2018: Indices Climatiques - ONI.
- PBMC. 2014: *Impactos, vulnerabilidades e adaptação. Primeiro Relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas*, Volume **2**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Tucci, C. E. M., 2003: Inundações e drenagem urbana. In: Tucci, C. E. M.; Bertoni, J. C. (Org.). *Inundações urbanas na América do Sul*. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, p. 45-141.

LES PLUIES QUI INONDENT DANS LE SAHARA TUNISIEN

HLAOUI Z. (1) et HENIA L. (1)

(1) Université de Tunis, Faculté des sciences humaines et sociales de Tunis, zouhaierhlaoui@yahoo.fr, latifahenia@yahoo.fr

Résumé : Cette étude porte sur les fortes pluies qui surviennent de temps en temps dans le Sahara Tunisien où le climat est très aride à hyper aride. Sont examinées ici la fréquence et la tendance dans l'évolution de ces fortes pluies, ainsi que les mécanismes atmosphériques à l'origine de ces fortes pluies.

Mots clés : Sahara Tunisien, fortes pluies, fréquence, tendance.

Summary: This study deals with the heavy rains that occur from time to time in the Tunisian Sahara where the climate is very arid to hyper arid. The frequency and trend in the evolution of heavy rains, as well as the atmospheric mechanisms at the origin of these heavy rains are examined here.

Keywords: Tunisian Sahara, heavy rain, frequency, trend

Introduction

Le tiers méridional de la Tunisie appartient à la marge nord du grand désert africain : le Sahara. C'est un domaine aride à hyperaride, sous l'emprise des hautes pressions subtropicales et notamment de l'anticyclone saharien. La moyenne pluviométrique annuelle y avoisine 100 mm sur sa marge nord et descend au dessous de 50 mm dans l'extrême sud-ouest. Les précipitations y sont occasionnées, surtout, par les perturbations méditerranéennes qui arrivent à la marge nord du Sahara, en fin de course ; elles sont de ce fait, peu actives. Mais, exceptionnellement, des situations atmosphériques particulières, peuvent occasionner des pluies diluviennes et des inondations dans la région. Deux questions méritent d'être étudiées à propos de ces pluies qui inondent dans un milieu désertique : l'une porte sur les mécanismes atmosphériques à l'origine de ces fortes pluies, l'autre porte sur leur fréquence et la tendance dans leur évolution. La recherche de tendance ici est d'un grand intérêt pour détecter d'éventuels signes précurseurs de changement climatique affectant la pluie de la région. C'est à ces deux questions que nous essayons d'apporter des éléments de réponse dans cette étude.

1. Données et méthodes

1.1 Données

- Les données pluviométriques quotidiennes de 5 stations sahariennes : Tozeur, Nefta, Kébili, Remada et El Borma (Tab.1 et Fig.1), pour une période allant de 1900 à 2012 pour les trois premières, de 1950 à 2011 pour Remada et de 1969 à 1999 pour El Borma; les sources des données sont l'Institut National de la Météorologie (INM) et la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) du Ministère de l'Agriculture, des Ressources Hydrauliques et de la Pêche. Trois années sont lacunaires à Tozeur et deux à Nefta. Ces années n'ont pas été retenues dans notre analyse.

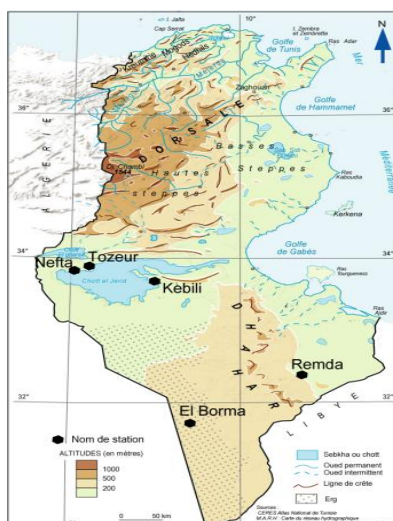


Figure 1. Localisation (source : Hénia, 2008)

Tableau 1. Situation des stations de référence

Station	Latitude	Longitude	Altitude
Tozeur	33°55' N	8°66' E	87 m
Nefta	33°45' N	7°53' E	71 m
Kébili	33°42' N	8°58' E	43 m
Remada	32°19' N	10°24' E	300 m
El Borma	31° 41' N	9° 18' E	258 m

- Les données nécessaires pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle par l'équation FAO Penman-Monteith. Elles sont recueillies à l'échelle mensuelle, pour la station de Tozeur (une station météorologique principale) et concernent la vitesse du vent, la température ($T^{\circ}\text{max}$ et $T^{\circ}\text{min}$), l'humidité de l'air (RH mean et RH min) et la durée d'insolation. Elles portent sur la dernière normale (1961 -1990) et sont tirées des archives de l'INM.

- Les données de la climatologie dynamique : cartes synoptiques, radio sondages, images satellites.

1.2 Méthode d'approche

Notre approche est double :

- Une approche statistique permettant de présenter les caractéristiques de la pluie et du bilan hydrique dans ce domaine saharien, ainsi que la fréquence et la tendance des événements pluviométriques extrêmes depuis le début du vingtième siècle. L'analyse va porter sur les totaux pluviométriques annuels, mensuels et quotidiens. Seront considérées ici de même les données de la température et de l'évapotranspiration potentielle.

- Une analyse dynamique des situations de fortes pluies qui inondent dans le Sahara Tunisien, en s'appuyant sur trois exemples d'évènements extrêmes qui ont causé des inondations sévères dans ce milieu désertique : il s'agit des situations de janvier 1990, de septembre 2016 et d'octobre 2018.

2. Résultats et discussion

2.1 Un climat très aride à hyperaride de nuance méditerranéenne

L'aridité se manifeste ici par des totaux pluviométriques très faibles (Tab. 2): la moyenne annuelle avoisine 100 mm à Kébili et Tozeur, 90 mm à Nefta et Remada et 50 mm à El Borma.

Le nombre annuel de jours de pluie varie entre 15 jours (à El Borma) et 29 jours (à Kébili). Elle se manifeste aussi par des températures élevées (moyenne annuelle entre 20 et 22°C, des maxima moyens du mois le plus chaud supérieurs à 38°C, voire même à 40°C dans l'extrême Sud-ouest) et par une évapotranspiration potentielle de 1900 à 2300mm/an. La pluie annuelle ne couvre en moyenne qu'entre 2 et 5% de l'ETP (Fig. 2). De ce fait, le climat est très aride à hyper aride (Hénia L., 2008).

Tableau 2. Fréquence des fortes pluies dans la Tunisie saharienne

Stations	Longueur de la série	Pluie moyenne annuelle en mm	Nombre annuel moyen de jours de pluie	Nombre total des $P_{\geq 20}$ mm/jour	Nombre total des $P_{\geq 30}$ mm/jour	Record journalier	Date du record
Tozeur	110 ans	100.4	27,20	98	35	115,0 mm	24/4/2007
Nefta	111 ans	93,5	13,87	76	31	88,0 mm	26/4/2006
Kébili	113 ans	107.0	29,80	78	36	80,1 mm	16/4/ 1939
Remada	62	91.6	27,90	37	14	50,0 mm	20/3/1986
El Borma	31	49,4	15,80	12	7	59,4 mm	20/3/1986

Le régime pluviométrique s'apparente au régime méditerranéen (Fig. 3), les pluies se répartissent entre l'hiver et l'intersaison. Pendant cette période de l'année où l'évaporation est la température sont relativement basses, la pluie lorsqu'elle survient, peut permettre l'apparition d'une maigre végétation herbacée surtout sur la marge nord de notre domaine d'étude (Hénia L., 1993). L'été, très chaud, est très sec. Il est difficile de décrire un régime pluviométrique moyen, tellement la variabilité est grande. (Coefficient de variation des totaux annuels des pluies se situant entre 50% et 70%). A Tozeur les totaux annuels ont varié entre 16 mm et 243 mm (Hlaoui Z., 2008). A l'échelle des saisons la variabilité est encore plus grande.

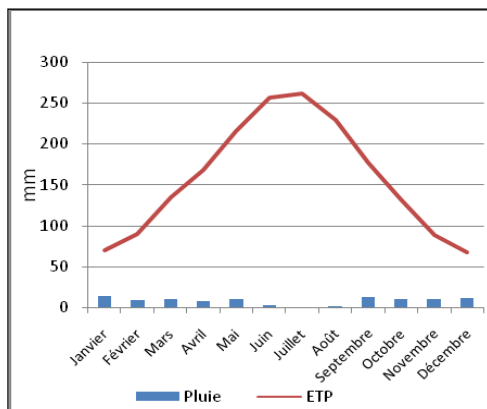


Figure 2: Bilan hydrique mensuel moyen à Tozeur (pluie et ETP mensuelle Penman-Monteith)

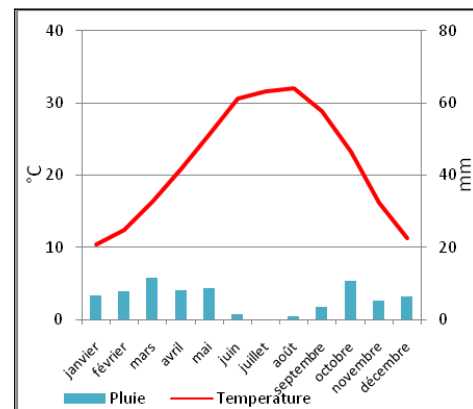


Figure 3: Diagramme ombrothermique d'El Borma

2.2 Les pluies torrentielles et les inondations ne sont pas inconnues dans ce domaine désertique

Une très forte pluie (P_{\geq} à 30 mm/jour, ou pluie torrentielle selon la définition de l'Institut National de la Météorologie) survient presque une année sur 3 à Tozeur, à Kébili et à Nefta, une année sur 4, une année sur 5 à Remada et une année sur 7 à El Borma (hyper aride).

Une pluie égale ou supérieure à 20 mm/jour survient presque une année sur quatre à Remada et à El Borma et en moins de deux ans à Kébili, Nefta et Tozeur (tableau 2).

Le record journalier est impressionnant dans ce milieu désertique, il est supérieur à 100 mm à Tozeur et à 80 mm à Nefta et Kébili (Tab.2). Il avoisine ou dépasse la moyenne annuelle. Ces

fortes pluies provoquent facilement des inondations dans ces milieux où l'écoulement est pour la plupart inorganisé (Fig. 4 et 5). La dernière inondation en date est celle du 12 et 13 octobre 2018 dans la région de Tozeur - Nefta. En moins d'une heure, Nefta a enregistré 56 mm au cours de la soirée du 12 octobre 2018.

Les fortes pluies ($P \geq 20$ mm / 24 h) peuvent être séparées par des périodes s'étendant sur plusieurs années successives (c'était le cas à Tozeur de 1973 à 1980, à Kébili, de 1954 à 1962 et à Remada de 1958-1967). Mais deux ou trois, voire même quatre fortes pluies peuvent avoir lieu au cours de la même année, voire du même mois. En 1957, Remada a connu 3 pluies journalières de 20 à 35 mm, dont 2 ont eu lieu successivement le 27 et 28 mars. Tozeur, le 21 et 22 janvier 1990 a reçu successivement 64,7 et 52,3 mm.



Figure 4. Inondation du 27/09/2016 à Nefta
Source : <http://kapitalis.com/tunisie/2016/09/27/tozeur-pluies-torrenielles-et-inondations-a-nefta>



Figure 5. Inondation à Tozeur : des maisons envahies par l'eau au cours de la soirée du 12 octobre 2018

Source :
<https://www.realites.com.tn/2018/10/tozeur-des-maisons-envahies-par-les-eaux-de-pluie-photos/>

2.3 Aucune tendance significative dans l'évolution de fortes pluies

D'abord au niveau des totaux annuels, la figure 6, ne laisse apparaître aucune tendance significative à la hausse ou à la baisse de ces totaux. Ceci va dans le même sens que pour l'ensemble de la Tunisie (Belghrissi. 2014).

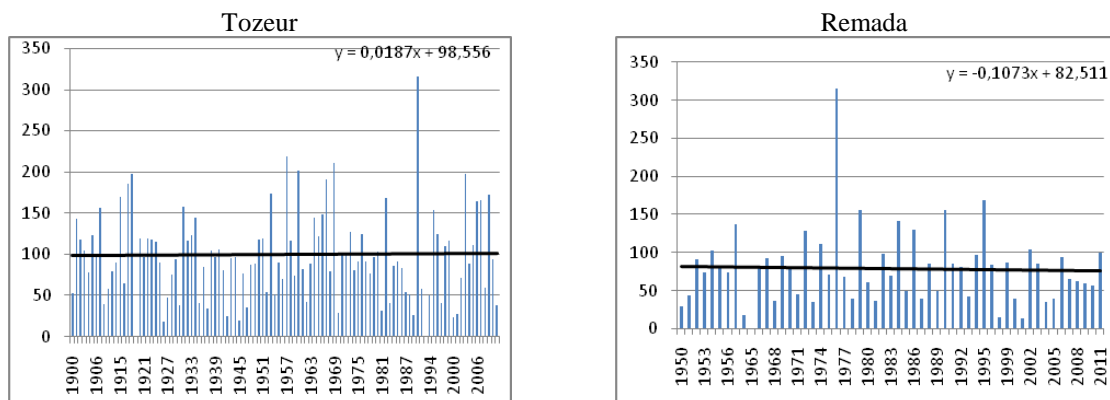


Figure 6. Variation et évolution des totaux pluviométriques annuels à Tozeur et à Remada

La figure 7 donne la variation et l'évolution des quantités journalières de pluie égales ou supérieures à 20 mm, pour la station de Kébili. Elle laisse apparaître que dans cette catégorie de jours de pluie ($P \geq 20$ mm/j), les quantités oscillent le plus fréquemment entre 20 et 40 mm, mais peuvent atteindre 80 mm. On ne peut conclure, cependant, à aucune tendance significative

dans l'évolution des fortes intensités journalières au cours de cette dernière période séculaire. La figure 8 porte sur la variation et l'évolution du nombre de jours de fortes pluies dans la même station. Il ne s'en dégage aussi aucune tendance significative dans l'évolution du nombre de cette catégorie de jours de pluie.

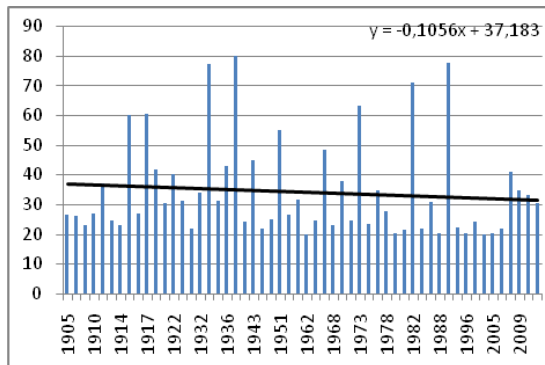


Figure 7. Variation et évolution des apports pluviométriques ≥ 20 mm/jour, à Kébili

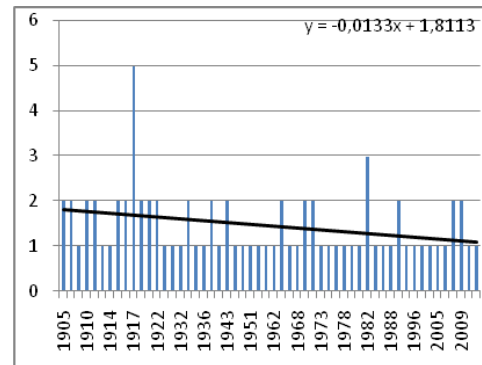


Figure 8. Variation et évolution du nombre des jours avec $P \geq 20$ mm/jour à Kébili

2.4 Des « retours d'est » associés à une circulation azonale sont à l'origine des fortes pluies qui inondent dans le Sahara Tunisie

Les flux les plus pluvieux abordent la Tunisie par le nord-ouest, venant de la Méditerranée occidentale. Le Sud-ouest saharien se trouve dans une position excentrique par rapport à ces flux. Ceci, en plus de l'abri aérologique exercé sur cette région par l'anticyclone saharien (un anticyclone dynamique quasi permanent en altitude), fait que ces flux soient très peu pluvieux sur cette région de la Tunisie. L'effet des perturbations liées à ces flux se limite le plus souvent à des tourbillons de sable. Cependant, occasionnellement, des situations synoptiques bien particulières génèrent sur le golfe de Gabès des circulations azonales de « retour d'est ». Une dorsale barométrique d'une grande extension bloque l'arrivée des flux d'ouest zonaux sur la Méditerranée et la Tunisie (El Melki T., 2014).

Un flux froid s'installe sur le flanc sud de cette dorsale. Cet air froid se réchauffe et s'humidifie sur la Méditerranée orientale et centrale.

La situation en altitude présente une grande dorsale sur la Méditerranée occidentale et une goutte d'air froid au dessus de la dépression au sol. Sur son flanc est, la goutte froide exerce sur l'air méditerranéen, chaud et humide, un fort pouvoir de soulèvement. C'est ce soulèvement dynamique de l'air chaud méditerranéen qui paraît être la cause principale de cellules orageuses vigoureuses (Fig.9) et de fortes pluies.

Cette situation particulière avec de l'air polaire sur toute l'épaisseur de la tropopause (Fig. 10) provoque toujours des fortes pluies sur la Tunisie orientale ou au moins sur une portion de la Tunisie orientale et si la situation est vigoureuse, l'arrière pays est touché aussi (Abdelkhalek. A. 2009).

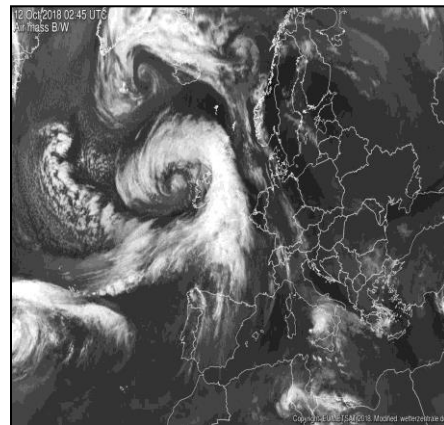


Figure 9. Situation de forte pluie d'octobre 2018
Photo : <http://www.wetterzentrale.de>

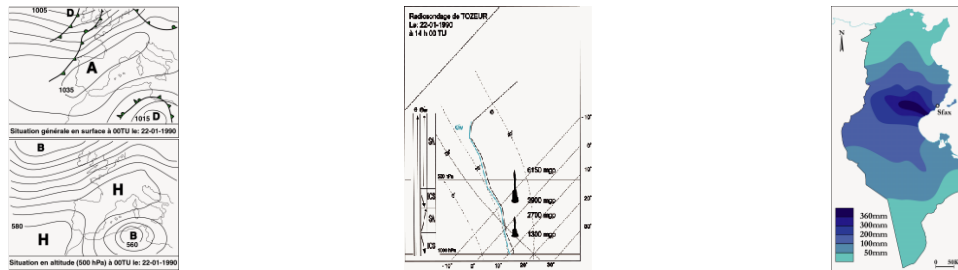


Figure 10. Episode de fortes pluies du 20 au 24 janvier 1990 (situation synoptique, structure aérologique et totaux pluviométriques recueillis). **Source :** (El Melki T., 2008)

Ce type de circulation azonale a lieu le plus souvent pendant les saisons intermédiaires, marquées, sur la Méditerranée et notamment sur sa frange sud, par le passage du régime de circulation estival au régime de circulation hivernal et vice versa.

La localisation des fortes pluies est en rapport surtout avec la localisation de l'occlusion. Avec cette situation, le Sud-ouest tunisien est libéré de l'effet de l'anticyclone saharien, aussi bien au sol qu'en altitude, et étant bien ouvert vers l'est, il se trouve bien exposé aux flux de « retour d'est » très pluvieux (Hénia L., El Melki T., 2000). En janvier 1990, en 4 jours le Sud-ouest saharien a reçu entre une fois et deux fois sa moyenne annuelle de pluie.

Conclusion

Dans la Tunisie saharienne, où le climat est très aride à hyper aride, les événements de fortes pluies ne sont pas nouveaux. C'est en faveur de circulation azonale d'est sur la Méditerranée et une forte pénétration d'air froid au sol et en altitude qu'elles peuvent survenir. L'examen des données pluviométriques journalières ne laissent apparaître aucune tendance significative à la hausse ou à la baisse des fortes intensités journalières de pluie dans ce domaine.

Bibliographie

- Abderrahmane A., 2009. *Les intensités de pluies dans la Tunisie orientale*, thèse de doctorat, Université de Tunis, 311 p.
- Belghrissi H., 2014. *Etude des tendances et des projections climatiques en Tunisie*, Institut Nationale de la Météorologie (INM), 44 p.
- El Melki T., 2008. Exemples de « situation de retour d'est » dans la Tunisie orientale, *Atlas de l'eau en Tunisie*, dir. HENIA L., p.5-6.
- El Melki T., 2014. *Climatologie dynamique de la Tunisie*, Université Manouba, Faculté des Lettres des Arts et des Humanités, 438 p.
- Hénia L., 1993. *Climat et bilan de l'eau en Tunisie : Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*, Université de Tunis, 391 p.
- Hénia L., El Melki T., 2000. Circulation de retour d'est et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale, *Association Internationale de Climatologie*, **13**,120-127.
- Hénia L., (dir) 2008. *L'Atlas de l'eau en Tunisie*, Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, « U.R GREVACHOT », 186 p.
- Hlaoui Z., 2008. *Les pluies quotidiennes en Tunisie*, Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, 410 p (en arabe).

INONDATION DEVASTATRICE DANS LA VILLE DE SOLIMAN (TUNISIE) : CAS DE SA ZONE INDUSTRIELLE LORS DE L'ÉVÉNEMENT PLUVIOMÉTRIQUE DU 22 SEPTEMBRE 2018

HMIDI N. (1), FEHRI N. (1) et BACCAR A. (1)

(1) LR. *Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamiques Environnementales, Université de la Manouba, Tunisie, hmidinesrine@outlook.fr*

Résumé : À l'image de plusieurs villes et localités tunisiennes de la péninsule du Cap Bon, la ville de Soliman a été touchée par de graves inondations survenues le 22 septembre 2018. Des dégâts très importants ont été enregistrés en particulier dans la zone industrielle. Tout en mettant l'accent sur le caractère exceptionnel de l'événement pluviométrique du 22 septembre 2018, nous tentons, à travers cet article à réaliser une cartographie des niveaux de dommages pour ayant affectés les différentes unités industrielles. Par ailleurs, à travers un retour d'expérience, nous abordons la relation entre utilisation des sols, aménagement de l'espace et le risque inondation (dans sa facette industrielle).

Mots clés: Soliman, Tunisie, Zone industrielle, Risque inondation, Vulnérabilité.

Summary: Like many Tunisians cities and towns on the Cap Bon Peninsula, the city of Soliman was affected by severe floods on September 22, 2018. Very significant damage was recorded especially in the industrial area. While highlighting the exceptional nature of the rainfall event of September 22, 2018, we try, through this paper to achieve a mapping of the damage levels of the various industrial units. In addition, through experience feedback, we address the relationship between land use, spatial planning and flood risk (in its industrial facet).

Keywords: Soliman, Tunisia, Industrial zone, Flood risk, vulnerability.

Introduction

Le phénomène d'inondation est un élément marquant dans l'histoire Tunisienne (Saadaoui 1982, Kallel et Benzarti 1990, Fehri 2014). Le proverbe tunisien «lamente-toi s'il pleut, lamente-toi s'il ne pleut pas» résume bien l'ancrage de ce risque dans la mémoire humaine. L'industrialisation diffuse qu'a connue la Tunisie dès 1970 a modifié la nature du risque dans les grandes plaines littorales (Utique, Soliman, etc.) entourées de plusieurs zones humides (lagunes, sebkhas, garâas, marécages...). Cela s'est traduit par une artificialisation des hydrosystèmes et une réduction de la surface des zones humides. Les effets de ces mutations environnementales et paysagères (dynamiques des zones humides, recomposition des zones marécageuses, anthropisation des cours d'eau, étalement urbain anarchique, etc.) ne font qu'accroître les superficies soumises au risque inondation.

Cette étude revient sur le fil de causalité à l'arrière des situations d'endommagements observés sur le terrain. Nous cherchons à entamer une réflexion autour des priorités d'adaptations pour améliorer la résilience industrielle face aux inondations.

1. Soliman l'une des villes les plus touchées par les pluies exceptionnelles du 22/09/2018

1.1 L'épisode pluviométrique extrême du 22/09/2018

À l'image de plusieurs villes et localités de la péninsule du Cap Bon, la ville de Soliman a été touchée par de graves inondations survenues le 22 septembre 2018. Plusieurs stations ont reçu plus de 200 mm en quelques heures (Fig. 1), provoquant l'arrêt de la circulation et isolant

le gouvernorat de Nabeul pendant plus de trois heures. Le record a été observé à Béni Khalled où on a enregistré 297 mm suivi par Soliman où le cumul pluviométrique a atteint 244 mm (soit plus de 5 fois la moyenne de septembre). Ces fortes pluies ont provoqué le débordement de plusieurs cours d'eau non entretenus colmatés par les déchets de la ville.

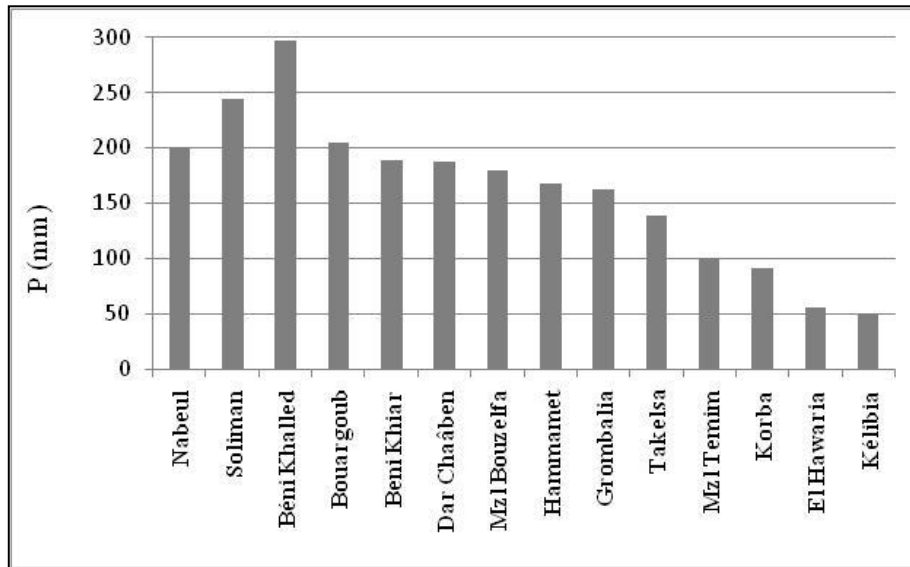


Figure 1. Cumuls pluviométriques enregistrés en 24 heures à partir du 22/09/2018 à 07h dans quelques stations du Cap Bon (Données : Institut National de Météorologie).

1.2 Soliman : une ville naturellement exposée aux inondations

La commune de Soliman fait partie de la péninsule du Cap Bon au nord-est de la Tunisie et qui correspond administrativement au gouvernorat de Nabeul (Fig. 2).

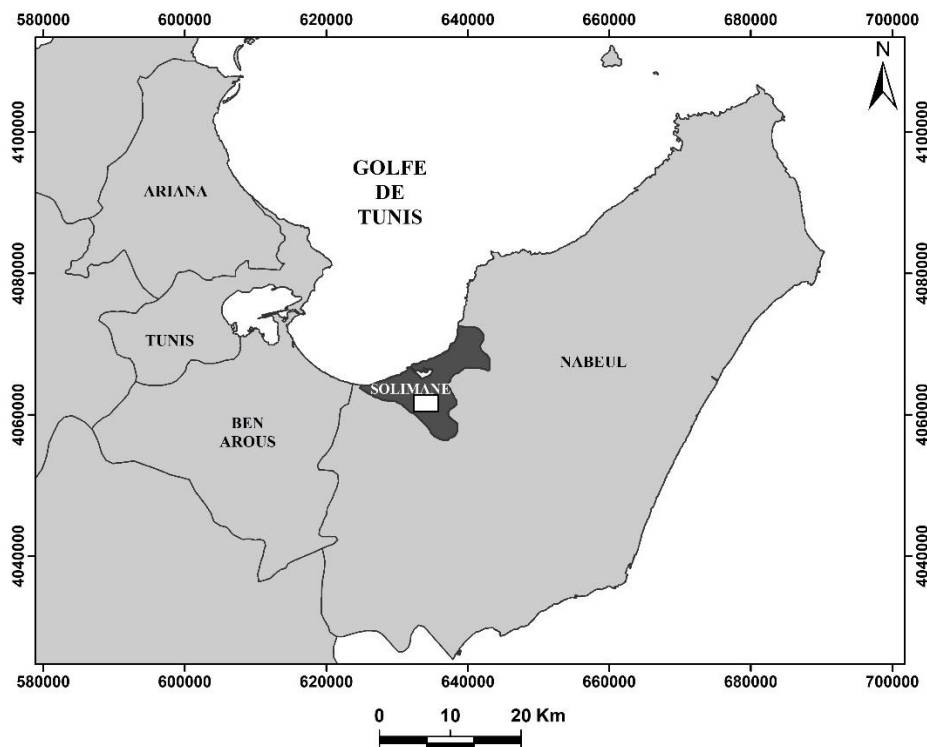


Figure 2. Localisation de la ville de Soliman.

Au cours des dernières décennies elle a connu une remarquable extension urbaine qui s'est faite sur une plaine inondable mal drainée propice à la stagnation des écoulements pour de longues périodes.

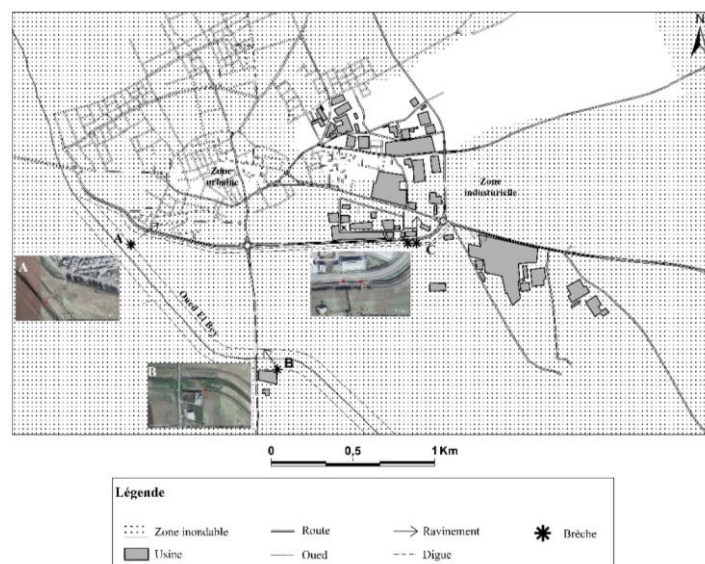
1.3 Une zone industrielle géographiquement mal placée

Les observations de terrain faites au lendemain de cet événement extrême (la Tunisie n'a jamais eu une pareille quantité de pluies en une si courte période depuis le début des statistiques), nous a permis de constater que la zone industrielle située au sud de la ville s'est développée en grande partie sur des terres basses favorables à la stagnation des eaux et soumises aux débordements de l'oued El-Bey (Fig. 3). Les photos des brèches (A, B, C) qui entourent la zone industrielle illustrent que le dispositif de protection de la ville contre les inondations et particulièrement le système de digues a été soumis à rude épreuve et que visiblement il n'était pas à même de la protéger d'une manière efficace. En effet, les digues supposées contenir ce cours d'eau ont subi plusieurs ruptures (brèches) qui furent à l'origine de graves phénomènes d'intrusion d'eau. Les dégâts courus lors de cet événement confirment d'emblée que « la protection » qu'offrent les mesures structurelles reste proportionnelle face à des événements majeurs et ne doit pas permettre l'installation d'enjeux majeurs dans des espaces fortement exposés.

2. Étude des dégâts enregistrés dans la zone industrielle

2.1 Cartographie des dégâts

En se basant sur les observations directes de terrain et en réalisant une enquête au lendemain des inondations du 22 septembre 2018, on s'est attelé à évaluer le degré d'endommagement des différentes unités industrielles sises dans la zone industrielle de Soliman. Pour ce faire, trois grands critères ont été maintenus. Pour chaque critère deux variables ont été considérés. Le premier critère concerne l'endommagement matériel. Ce dernier regroupe la perte et ou la contamination de la matière première et/ou de stocks et la corrosion des machines et des outils de travail. Le second critère concerne les dégâts structurels regroupent tous les cas de corrosion d'infrastructures électroniques et électriques. Le dernier critère est l'endommagement fonctionnel qui englobe les ruptures d'approvisionnement, arrêt d'activité (suite aux problèmes de circulation) et la perte de marchés et/ou de clients.



En fonction de ces différents critères, nous proposons des indicateurs agrégés qui définissent des degrés d'endommagements de différents ordres de gravité (Fig. 4). La carte ci-dessous est une synthèse des résultats obtenus.

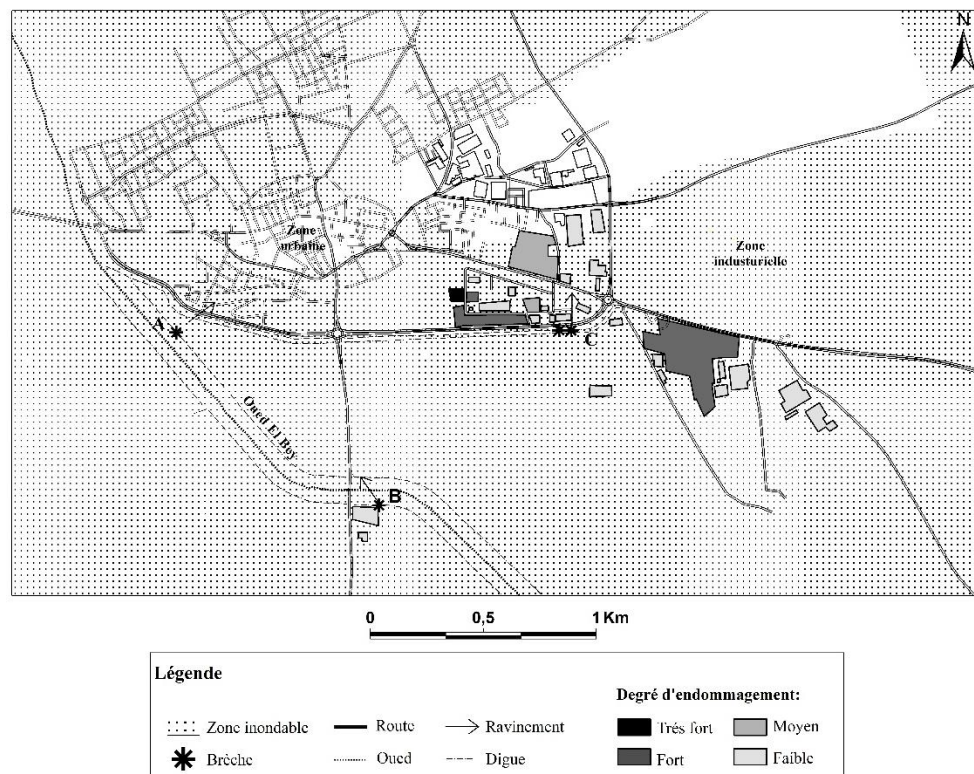


Figure 4. Carte des degrés d'endommagement dans la zone industrielle de Soliman.

Les degrés d'endommagement varient de faible à très fort. L'endommagement le plus faible caractérise les entreprises qui ont échappé à l'inondation (pour une raison ou une autre) et qui ont vécu une désorganisation d'activité. Les usines qui ont connu un arrêt d'activité (en majorité des cas ne dépassant pas une semaine) représentent un endommagement moyen. Les entreprises affectées par un fort endommagement ont perdu certains moyens de production (moyens informatiques endommagés, archives et bureaux dévastés, stocks et emballages détruits, matière première gâchée). Le degré d'endommagement le plus élevé de toute la zone et qui représente un véritable désastre est pour HTI (Hair Technologie International), une entreprise de production de perruques où le bilan de l'inondation a été très lourd sur tous les volets (matériel, structurel et fonctionnel). La perte totale des machines et dispositifs de travail, dégâts considérables sur l'infrastructure électrique et électronique (voir photo1). D'autres dégâts fonctionnels indirects parfois plus lourds et irréversibles ont été enregistrés : un arrêt de travail de deux mois, perte de marché et de clientèle, perte des marchés et d'exploitations.

Par ailleurs, force est de constater que le coût des dommages industriels causés par les inondations ne se limitent pas aux effets directs. Ces derniers ne représentent qu'un premier volet des dégâts. D'importantes chaînes socio-économiques liées à l'arrêt d'activité entrent en jeu. Ces dernières sont souvent sous-estimées même par les assureurs.

2.2 L'interface du risque

L'inégale répartition des dégâts nous pousse à poser la question suivante : pourquoi des entreprises subissant un aléa d'égale ampleur ne présentent pas des dégâts de même ordre de gravité. À travers le cas de la zone industrielle de Soliman nous cherchons à développer des réflexions autour de la vulnérabilité des entreprises face aux inondations. En effet, nous

constatons d'après les travaux réalisés sur terrain que le point d'achoppement face à la réduction des risques naturels est la méconnaissance des interfaces des risques. En matière de risque on désigne par interface le dispositif permettant la communication d'un système bien défini (enjeu) avec l'extérieur (aléa) par des rapports d'échanges et d'interactions réciproques qui débouchent sur des degrés d'endommagements variables et relatifs. Les unités les plus touchées sont celles qui présentent une infrastructure vulnérable à l'inondation en particulier des sous-sols occupés. Dans certains cas ces sous-sols sont utilisés comme des espaces de stockage (matières premières, emballages et/ou produits finis), pour d'autres Haier Technology International (HTI) le sous-sol représente l'atelier de production (Fig. 5).



Figure 5. Niveau maximal atteint par l'eau dans un atelier installé dans un sous-sol (HTI).

Bien que les zones industrielles représentent les moteurs économiques de nos pays, l'analyse des dommages industriels causés par les inondations reste encore limitée (Cyndie et Freddy, 2006 ; Bahoken et Guillaude, 2004). L'identification et l'évaluation des interfaces de risque dans le secteur industriel demandent d'établir une grille diagnostique des aspects de vulnérabilité face au risque inondation afin de concevoir les futures voies d'adaptation.

Conclusion

Dans un pays en voie de développement comme la Tunisie les effets dévastateurs des inondations constituent une contrainte pour les activités humaines et handicapent toutes opérations de développement. Faire face à ce risque s'impose aujourd'hui comme l'un des principaux défis de tout développement. Bien que les zones industrielles représentent les moteurs économiques de nos pays, l'analyse des dommages industriels causés par les inondations reste encore limitée. Les missions de retour d'expériences demeurent une méthode intéressante afin de tirer de nouvelles leçons pour de longues années de réaménagements de l'espace Tunisien.

Bibliographie

- Bahoken F., Guillaude R., 2004. Prise en compte du risque d'inondation et préparation de crise par les PME PMI situées en zones inondables : difficultés, conditions de sensibilisation avant mise en œuvre d'une approche généralisable, *Compte rendu programme EPR MEDD*, 106 p.
- Cyndie C et Freddy V., 2006. La vulnérabilité des établissements recevant du public et des entreprises face aux inondations : une méthode d'analyse appliquée dans le bassin de l'Orb (Hérault), *Ingénieries*, **46**, 15-33.
- Fehri N., 2014. L'aggravation du risque d'inondation en Tunisie : éléments de réflexion, *PhysioGéo*, **8**, 149-175. DOI : 10.4000/physio-geo.3953
- Kallel M., Benzarti Z., 1990. Répertoire des principales crues et inondations observées en Tunisie au cours des deux dernières décennies, *DGRE*, 8-13.

- Miossec J.M., 1985. Urbanisation des campagnes et ruralisation des villes en Tunisie, *Annales de Géographie*, t. **94**, **521**, pp. 38-62. DOI : <https://doi.org/10.3406/geo.1985.20300>
- Saadaoui A., 1982. *Fléaux et catastrophes naturels dans le Maghreb médiéval*. Mémoire de CAR, FSHS de Tunis, 165 p.
- Signoles P., 1985. Industrialisation, urbanisation et mutations de l'espace Tunisien, *Annuaire de l'Afrique du Nord*, Centre national de la recherche scientifique; Centre de recherches et d'études sur les sociétés méditerranéennes (CRESM) (éds.), Paris, Editions du CNRS, 277-306.

LES AMENAGEMENTS DE LUTTE CONTRE LES INONDATIONS DANS LE BASSIN VERSANT DE L'YZERON - OUEST LYONNAIS

KERMADI S. (1) et HOURS T. (2)

(1) Université de Lyon, UMR CNRS 5600 EVS, 18, rue Chevreul, F-69364 Lyon cedex, France, Saida.kermadi@univ-lyon2.fr

(2) Syndicat Mixte d'Aménagement de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières – SAGYRC, 16 Avenue Emile Evellier, 69290 Grézieu-la-Varenne, France, t.hours@sagyrc.fr

Résumé : Le bassin versant de l'Yzeron, site de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU) depuis 1999, est géré, d'un point de vue opérationnel, par le SAGYRC (Syndicat Mixte d'Aménagement de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières) depuis 2001. Un des problèmes majeurs dans ce bassin périurbain est l'augmentation des inondations. Après des études de compréhension des régimes hydro-climatiques et des facteurs contribuant à l'intensification des inondations, cette étude présente les aménagements hydrauliques, réalisés ou en cours de réalisation, pour lutter contre les inondations. Ces aménagements pilotés par le SAGYRC, rentrent dans le cadre d'un Programme d'Action de Prévention des Inondations (PAPI) et du plan de protection des crues centennales.

Mots clés: Bassin versant, péri-urbain, inondations, aménagements hydrauliques.

Summary: Flood control facilities in the Yzeron catchment – West of Lyon – France. The Yzeron catchment, the site of the Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU) since 1999, has been managed from an operational point of view by SAGYRC (Syndicat Mixte d'Aménagement de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du charbonnières) since 2001. One of the major problems in this suburban area is the increase in flooding. After studies aimed at understanding hydroclimatic regimes and factors contributing to flood intensification, this study presents hydraulic schemes either in progress or completed, for flood control. These facilities, operated by SAGYRC, are part of a Flood Prevention Action Programme (FPAP) and the 100 year flood protection plan.

Keywords: Periurban catchment, floods, hydraulic installations

Introduction

Le bassin versant de l'Yzeron, situé en périphérie immédiate de la ville de Lyon, est représentatif des bassins périurbains français. Il connaît, depuis les années 1970, une augmentation de son urbanisation (Kermadi et *al.*, 2013), ce qui a des conséquences sur l'hydrologie, la géomorphologie et la qualité des cours d'eau périurbains qui le drainent. Des études précédentes ont montré comment une base de données SIG ; basée sur des caractéristiques relativement homogènes (climatiques, pédo-géologiques, occupation du sol) des sous-bassins versants et d'un modèle hydrologique distribué J2000 (Krause et *al.*, 2006) adapté à la spécificité des bassins péri-urbains, peuvent donner des éléments de réponse aux dysfonctionnements du bassin versant de l'Yzeron (Branger et *al.*, 2013). Si l'étude des précipitations n'a pas permis de détecter une tendance à la hausse de cet élément pour expliquer l'augmentation des inondations, les résultats du modèle hydrologique ont contribué à la compréhension de l'impact des modifications de l'occupation du sol sur le régime hydrologique du bassin. Pour réduire le risque inondation dans le bassin et notamment dans les communes les plus peuplées de l'aval, des aménagements hydrauliques, pilotés par la SAGYRC, ont été réalisés ou en cours de réalisation.

Cette étude se concentrera sur deux points. Le premier concerne la mise à jour de l'étude hydro-climatique ; en enrichissant notre base de données avec des données récentes (1970 - 2018). Le deuxième point présente les aménagements hydrauliques que le SAGYRC dirige,

dans le bassin, pour réduire les inondations et avoir la labellisation PAPI (Programme d'Action de Prévention des Inondations).

1. Données et méthodes

1.1 Présentation de la zone d'étude et des données disponibles

Le bassin versant de l'Yzeron, d'un dénivelé d'environ 755 m et d'une superficie de 147 km², est situé en périphérie immédiate de Lyon, dans les Monts du Lyonnais (Fig. 1). Les pentes les plus fortes se situent dans la partie ouest du bassin et le long du réseau hydrographique ; plus de la moitié du bassin versant a une pente supérieure à 10% (Fig. 2). L'Yzeron, principal cours d'eau, rejoint le Rhône après un parcours de 25 km (Fig. 3). Le bassin versant est composé de 20 communes et de 144 000 habitants ; dont la plus grande partie habite dans les communes de l'aval ; communes les plus urbanisées et les plus vulnérables aux inondations.

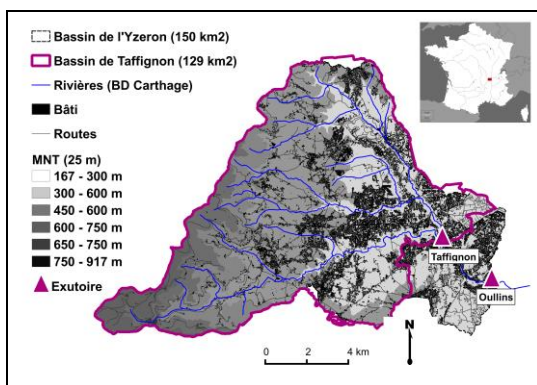


Figure 1. Présentation du bassin de l'Yzeron : topographie, réseau hydrographique et zones urbanisées.

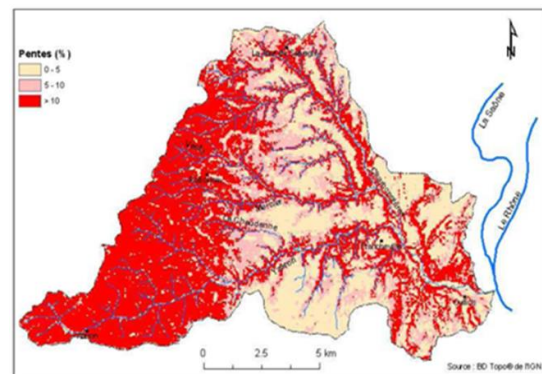


Figure 2. Carte des pentes, 50% du bassin a une pente supérieure à 10%.

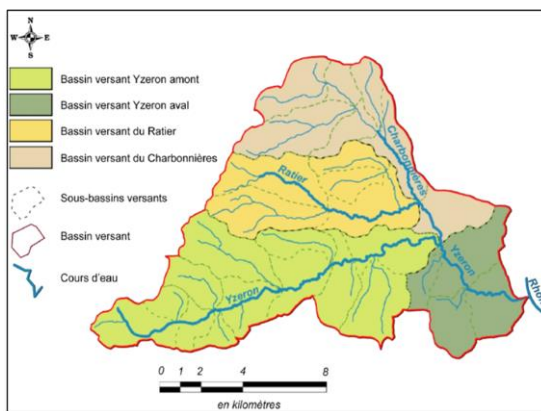


Figure 3. Les quatre principaux sous-bassins versants de l'Yzeron.

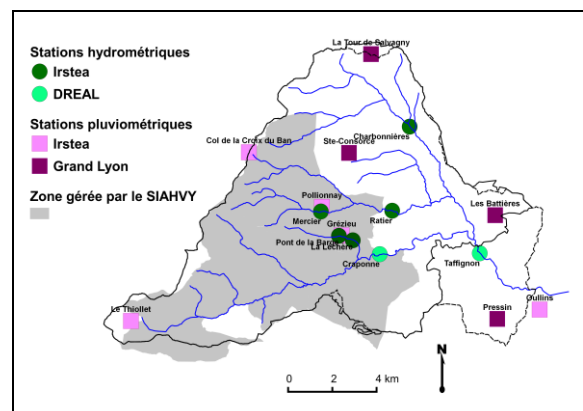


Figure 4. Stations pluviométriques et hydrométriques. Gestion du réseau d'assainissement par SIAHVV (zone grisée) et le Grand Lyon (le reste du bassin).

Les stations de mesure des précipitations et des débits sont indiquées sur la figure 4. Les caractéristiques et le choix des stations de mesures, ont été présentés dans des travaux antérieurs (Kermadi 2013). Nous rappelons, par contre, que les stations de Bron (météorologique) et de Craponne (hydrologique), même si elles ne sont pas les plus représentatives du bassin versant (la 1^{ère} à 15 km à l'est du bassin et la 2^{ème}, dans le bassin, mais correspondant à un bassin plus

rural que Taffignon) seront prises comme référents pour la longue période de leurs données. Les données pluviométriques de Bron seront comparées aux données de Pollionnay, seule station du bassin avec des données remontant à 1997. Cette station comportant, certes des lacunes, mais sera notre référence, dans le bassin, pour sa longue série de données.

2. Régime hydro-climatique

La pluie moyenne annuelle du bassin est de 830 mm (Météo-France, 2012), mais le total pluviométrique des années extrêmes varie de 500 à 1000 mm. Quant au régime intra-annuel, les saisons intermédiaires (avril et novembre) enregistrent les précipitations maximales de l'année (plus de 80 mm) et les pluies journalières peuvent dépasser les 50 mm ; voir trois fois cette quantité ; 170 mm à Pollionnay le 21 juin 1997 (Fig. : 5).

Pour le régime hydrologique, le débit moyen mensuel de l'Yzeron mesuré à la station de Craponne est de $0,33 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et ses valeurs extrêmes sont de $0,06 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en août et de $0,54 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en février. Ce maxima mensuel peut s'enregistrer, également, en une journée, voir en quelques heures ; lors des précipitations intenses. C'est le cas du 2 décembre 2003 où les débits de pointe à Craponne et à Taffignon ont été de $54 \text{ m}^3/\text{s}$ et $93 \text{ m}^3/\text{s}$, entraînant ainsi une des crues les plus importantes du bassin de l'Yzeron (Kermadi et al, 2013).

2.1 Régime journalier

Nous ne revenons pas sur l'analyse du régime journalier ; étude présentée dans les précédents travaux. La figure ci-dessous permet d'insister sur l'intensité des précipitations dans le bassin. En comparant les précipitations journalières de Pollionnay à celles de Bron (1997 – 2018), 36 jours (18j. à Bron) ont comptabilisé des quantités de plus de 50 mm : à Pollionnay 20 jours (14j. à Bron) avec des quantités de 50 à 69,9 mm, 8 jours (3j. à Bron) avec des quantités de 70 à 100 mm et 8 jours (1j. à Bron) dépassant les 100 mm. Sur ces 36 jours de pluies intenses, liées la plupart du temps, à des flux du sud, 61,1% caractérisent les saisons intermédiaires.

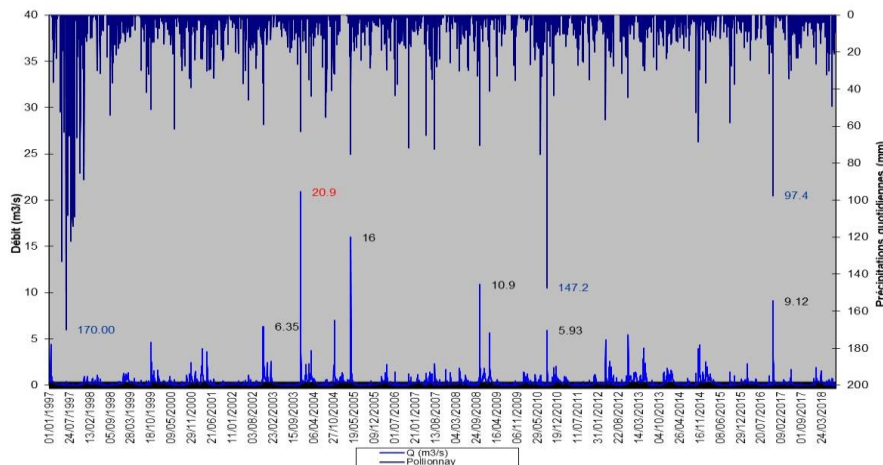


Figure 5. Précipitations à Pollionnay et débit à Craponne entre 1997 et 2018

Nous nous intéressons maintenant à un épisode très intense ; celui du 21-22 novembre 2016. Pendant les deux jours ou plus précisément durant 20h (de 22h du 21 novembre à 18h du 22 novembre), les quantités pluviométriques ont dépassé les 100 mm ; 119,4 mm à Pollionnay et des pointes de plus de 12 mm/h (Fig. 6). Cet épisode, entraînant une crue vingtennale, est intéressant en soi, parce qu'il est survenu après la réalisation de certains aménagements hydrauliques dans les communes de l'aval (Oullins). Après la présentation de ces

aménagements, nous cherchons à savoir si ces aménagements ont pu limiter les dégâts de ces pluies intenses.

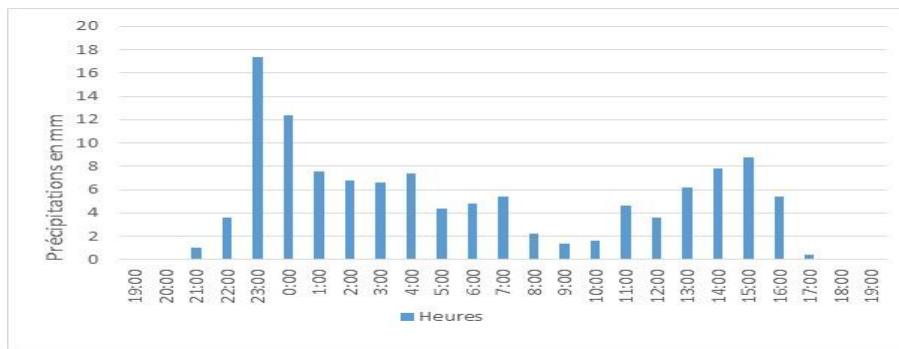


Figure 6. Précipitations horaires du 21 - 22 novembre 2016 à Pollionnay

3. Les aménagements pour lutter contre les inondations

Pour répondre aux divers dysfonctionnements du bassin (inondations, qualité de l'eau, érosions, ...), un établissement intercommunal a été créé dès 1991. Etablissement de 12 communes à ses débuts, il est devenu en 2001 Syndicat Mixte d'Aménagement de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières (SAGYRC). Il regroupe, actuellement, 20 communes et 5 intercommunalités. Le rôle de ce syndicat est de comprendre, non seulement, les causes des dysfonctionnements du bassin versant, mais aussi de proposer des outils de gestion cohérentes tenant compte de l'intégralité du bassin. En ce qui concerne les problèmes liés aux cours d'eau, après la phase de compréhension, les solutions proposées à l'échelle du bassin se résument en trois points : l'entretien des cours d'eau, la valorisation des milieux aquatiques et la maîtrise des inondations. Dans cette présentation, nous nous concentrons sur les aménagements de lutte contre les inondations, aménagements qui rentrent dans le Contrat de rivière de 2002 – 2009 ; porté par le SAGYRC.

Après plusieurs études, le SAGYRC a misé sur des aménagements permettant de se protéger contre les inondations centennales. Ces aménagements pensés à l'échelle du bassin sont de plusieurs niveaux. Ils concernent aussi bien la gestion individuelle des eaux pluviales des habitations que des travaux de grande envergure. Ces travaux, d'une durée minimum de dix ans, peuvent être présentés en deux points principaux : l'élargissement des cours d'eau pour un meilleur écoulement d'eau et la mise en place de barrages écrêteurs de crues (retenues sèches) pour stocker le surplus des eaux.

Les premiers aménagements (élargissement des cours d'eau), concernent non seulement la partie aval de l'Yzeron (dans les communes les plus peuplées), mais également les parties amont du Charbonnière et du Ratier ; communes dépourvues de barrages de stockage. Après la livraison des premiers aménagements à Charbonnières-les-bains en 2013, les travaux ont démarré à Oullins (printemps 2014) puis à Saint-Foy-lès-Lyon (printemps 2016) et se poursuivent à Francheville et Tassin la Demi-Lune. Ces travaux se manifestent par l'extraction de la canalisation bétonnée du cours d'eau, par un élargissement du lit de la rivière et par une restauration plus naturelle des berges (Fig. 7). Dans les endroits où l'espace est limité, des travaux d'endiguement ont été privilégiés. Ces aménagements ne seraient pas efficaces s'ils n'étaient pas accompagnés par une végétalisation des berges et un entretien régulier des cours d'eau (évacuation des bois morts, ...) ; permettant ainsi un bon écoulement des cours d'eau.

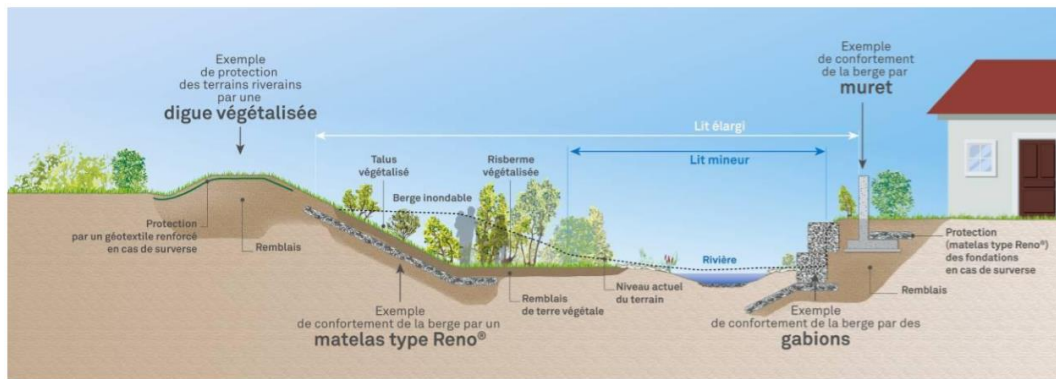


Figure 7. Coupe type des principes d'aménagements et de protections des cours d'eau, Source : SAGYRC – ACB PAPI Yzeron – 2012

Ces premiers aménagements d'élargissement des cours d'eau dans les communes de l'aval (Oullins) ont été efficaces face à l'épisode pluvieux du 21-22 novembre 2016 (Fig. 6). Malgré l'intensité des pluies et un débit moyen de 9,12 m³/s, et des pointes de 22,7 m³/s à Craponne et de 66,1 m³/s à Taffignon, le surplus d'eau a pu être évacué sans causer trop de dégâts. Les quelques débordements entraînés par cette crue vingtennale (inondation d'une trentaine d'habitations et quelques axes de circulation) ont concerné, essentiellement, les communes où les aménagements hydrauliques n'étaient pas encore réalisés ou en cours de réalisation.

L'ensemble de ces premiers aménagements a montré son efficacité face à ces crues vingtennale et non celle centennale ; référence pour l'élaboration des Plans de Prévention des Risques Naturels d'Inondation (PPRNI), fixée par le SAGYRC. Pour ces dernières crues, plusieurs aménagements sont prévus en amont du bassin. Une dizaine de bassins de rétention des eaux pluviales ont été réalisés, mais les principaux travaux de rétention des eaux concernent la réalisation de deux barrages écrêteurs : un à Francheville sur l'Yzeron et l'autre à Tassin la Demi-Lune sur le Charbonnière (Fig. 8). Ces retenues sèches, dont les travaux ne démarreront qu'en 2020 – 2021, permettraient, lors des pluies intenses, de stocker le surplus d'eau, temporairement, et de réguler l'écoulement des parties aval. Le principe de fonctionnement est présenté dans la figure 9.



Figure 8. Les aménagements à l'échelle du bassin versant, Source : SAGYRC

Parallèlement à ces aménagements et d'un point de vue de prévention, la cartographie des zones inondables a été mise à jour en 2013 en se basant sur les inondations de 2003, 2005 et 2008. Cette nouvelle cartographie réglemente les constructions dans le bassin en interdisant les constructions dans les zones vulnérables.



Figure 9. Principe de fonctionnement des barrages écrêteurs, Source : SAGYRC

Conclusion

Cette étude atteste de l'intérêt d'une gestion globale et cohérente des aménagements hydrauliques pour lutter contre les inondations. Ces aménagements pensés à l'échelle du bassin se basent sur des contributions multiples. Ils concernent non seulement la réglementation des constructions dans les zones inondables et la gestion individuelle des eaux pluviales, mais également des aménagements de grande envergure tels que l'élargissement des cours d'eau dans la partie aval et la création de barrages écrêteurs dans la partie amont du bassin. Les premiers aménagements, réalisés, ont montré leur efficacité face aux crues vingtennales de novembre 2016. La deuxième grande partie d'aménagement, débutant en 2020-21, permettrait de se protéger contre les crues centennales.

Remerciements

Nous remercions SAGYRC pour la mise à disposition des rapports et documents qui nous ont permis de présenter les aménagements dans le bassin versant de l'Yzeron, Météo-France-Bron, la Métropole et l'IRSTEA pour la mise à disposition des données hydro-climatiques.

Bibliographie

Branger, F., Kermadi, S., Jacqueminet, C., Michel, K., Labbas, M., Krause, P., Kralisch, S., Braud, I., 2013. Assessment of the influence of land use data on the hydrology of a periurban catchment using a distributed modelling approach, *Journal of Hydrology*, **505**, 312 - 325.

Kermadi, S., Braud, I., Jacqueminet, C., Branger, F., Renard, F., Michel, K., 2013. Quels liens entre climatologie, occupation des sols et inondations dans le bassin versant de l'Yzeron (ouest Lyonnais) ? Apport de l'analyse conjointe de données hydroclimatiques et d'images satellitaires très haute résolution, *Climatologie*, **9**, 83 - 107.

Krause, P., Base, F., Bende, U., Fink, M., Flugel, W., Pfennig, B., 2006. Multiscale investigations in a mesoscale catchment - hydrological modelling in the Gera catchment. *Adv. Geosci.*, **9**, 53-61.

SAGYRC – Bassin de l'Yzeron, 2016, Se prémunir des inondations de l'Yzeron, 50 p. *Se prémunir des inondations de l'Yzeron - riviere-yzeron.fr*

SAGYRC, 2012, Aménagements hydrauliques de protection contre les inondations du bassin versant de l'Yzeron (Elagissements de cours d'eau – Barrages écrêteurs), 58 p.

SAGYRC, 2013-2019, Dossier Plan Submersions Rapides (PSR), 316 p.

CARACTERISATION SPATIALE DU RISQUE D'INONDATION DANS LE BASSIN VERSANT DE LA VOLTA AU BENIN

KOUMASSI D. (1)

(1) Laboratoire Pierre Pagny « Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement » (LACEEDE/UAC), BP 922, Abomey-Calavi, Bénin ; Tél : (00229) 95373824, kharidad1@gmail.com

Résumé : Les inondations sont de plus en plus intenses ces trente dernières années. L'objectif de la présente étude est procéder à une caractérisation spatiale du risque d'inondation dans le bassin versant de la Volta au Bénin. L'analyse spatiale multicritère a permis d'élaborer les cartes des aléas climatiques et de la vulnérabilité des populations à l'inondation par l'intégration dans un système d'information géographique (SIG). Les données utilisées sont issues des images TM de Landsat, des données hydro-climatiques et des produits dérivés d'un modèle numérique de terrain (MNT). Les résultats montrent une quantification et une spatialisation de la vulnérabilité à l'inondation (zones à forte vulnérabilité = 7% du bassin versant -BV ; zones moyennement vulnérables = 19 % du BV ; zones faiblement vulnérables = 74 % du BV). Enfin l'analyse multicritères permet de quantifier les zones à risque d'inondation fort (32 % de la superficie du BV), moyen (12 %) et faible (66 %).

Mots clés: Caractérisation spatiale, inondation, bassin versant, Volta, Bénin.

Summary: Floods have become more intense in recent years. The objective of this study is to carry out a spatial characterization of flood risk in the Volta watershed in Benin. Multicriteria spatial analysis has made it possible to develop maps of climatic hazards and the vulnerability of populations to flooding by integrating, into a geographic information system (GIS), interpreted data from Landsat TM images, hydro-climatic data and products derived from a digital terrain model (DTM). The results show that areas with high vulnerability (7% of the catchment area) areas that are vulnerable to flooding (19% of the catchment area); areas with a low vulnerability to flooding (74% of the catchment area) Flood risk areas, those with a high risk of flooding, represent about 32% of the basin. Areas with medium risk of flooding account for 12% of the catchment area Areas with low risk of flooding (66%).

Keywords: Spatial characterization, flood, catchment, Volta, Benin.

Introduction

Le risque d'inondation reste aujourd'hui le risque naturel le plus répandu, faisant plus de victime et de dégâts (Pottier cité par Koumassi, 2014). Il contribue pour 58 % dans le nombre de victimes et pour 31 % dans le montant des pertes économiques (Berz, 2000). Les inondations causent dans le monde entier des ravages, des dégâts économiques et des pertes de vies humaines. Dans le bassin versant de la Volta au Bénin, les inondations affectent chaque année les activités des populations qui sont à 90 % des agriculteurs. Face à la récurrence et à l'ampleur des conséquences liées aux inondations, il est impérieux de mettre en place des outils de gestion opérationnels. Pour y parvenir, une meilleure connaissance des zones d'extension inondables s'avère un préalable.

Le bassin versant de la Volta au Bénin est situé au Nord-Ouest du pays entre 9°15'43'' et 11°54'21'' de latitude nord et 0°45'34'' et 2° 16' 22'' de longitude est (Figure 1). Il jouit d'un climat de type tropical chaud et humide à deux saisons. Le bassin de la Volta est drainé par les cours d'eau suivants : la Pendjari (440 km) et ses affluents Mangou (109 km²) et Bori (55,2 km), le Kara (31 km), le Kéran (77 km), le Binao (32 km) et le Koumangou (59 km). Les rivières comme Sarga, Perma, Sina-Issiré, Kiatiko coulent en permanence des flancs de la chaîne montagneuse de l'Atacora, dans leurs cours supérieurs.

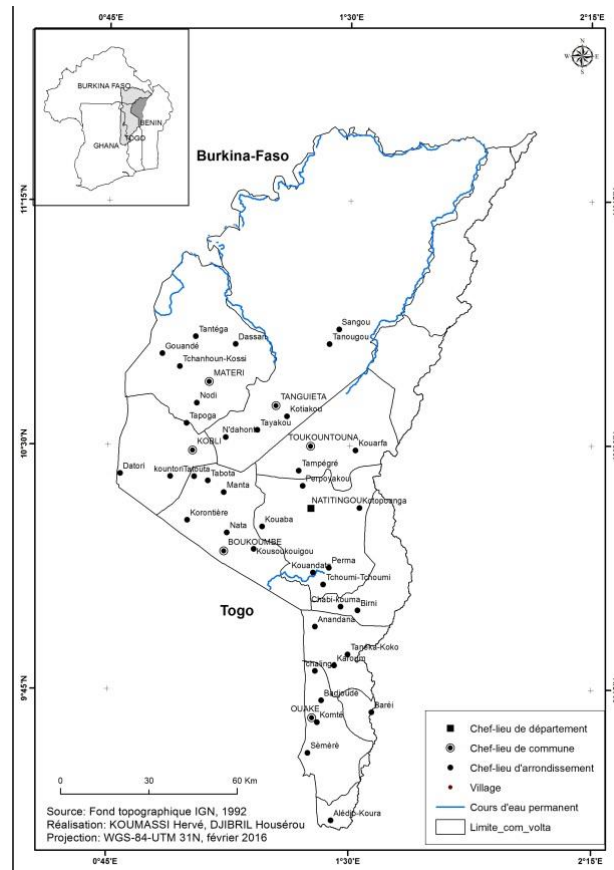


Figure1. Situation du bassin versant de la Volta au nord-ouest du Bénin.

1. Données d'étude

Les données numériques utilisées sont relatives :

- à la topographie du bassin notamment le relief issue de la carte topographique de 1/500000 obtenue au Laboratoire de Biogéographie et d'Expertise Environnementale (LABEE) ;
- aux domaines litho-structuraux du bassin issues de la carte géologique du bassin obtenue au Centre National de Télédétection et de Surveillance du Couvert Forestier (CENATEL) et au LABEE,
- à la couverture du sol issue de l'image TM de Landsat-7 (de résolution 30 m) obtenues au CENATEL,
- aux produits dérivés du modèle numérique de terrain (MNT) obtenu à l'IITA (International Institute of Tropical Agriculture).

2. Méthodes de traitement des données

La méthode cartographique à indice (N'Guessan, 2011) et les SIG sont mis à contribution pour cartographier les niveaux de risques d'inondation sur le bassin versant de la Volta au Bénin. Cette méthode est fondée sur la combinaison de cartes de divers paramètres du bassin en donnant un indice numérique à chaque paramètre. La combinaison des cartes se fait par traitement multicritères dans un SIG.

2.1 Méthode d'évaluation de la vulnérabilité spatiale à l'inondation

Les différentes composantes prises en compte dans la cartographie de la vulnérabilité spatiale à l'inondation sont les caractéristiques géomorphologiques, les systèmes de pentes, la densité de drainage ainsi que les systèmes faciès géologiques (Figure 2). Ainsi à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) échantillonné à 30 m, les systèmes de pente, le réseau hydrographique (complété avec la carte topographique des sous bassin), le réseau de densité et de drainage des cours d'eau sont extraits. A ces trois éléments s'ajoute le faciès lithologique. Le réseau hydrographique sert également à la modélisation des lits mineurs et majeurs dans la propagation des inondations. De ces cartes thématiques, des classes de faible, moyenne, forte sont définies.

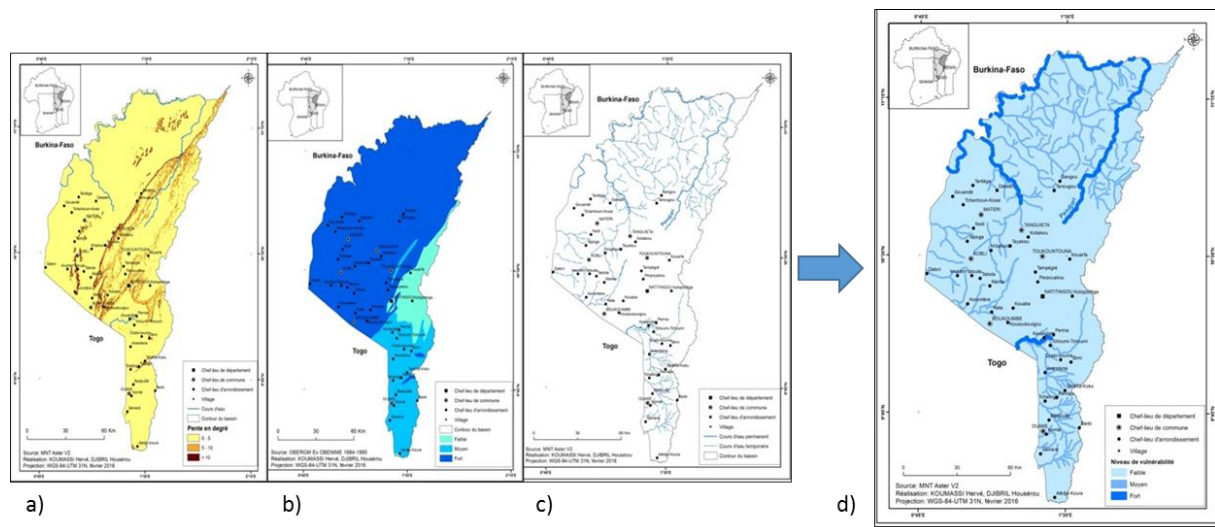


Figure 2. Représentation spatiale des paramètres - a) système de pentes, b) lithologie et c) types de drainage - nécessaires à la réalisation de la carte de vulnérabilité aux inondations d) dans le BV de la Volta.

La combinaison et l'analyse croisée de ces composantes (même pondération pour tous les facteurs) dans le SIG permet d'élaborer une carte de vulnérabilité à l'inondation dans les différents sous bassins-versants de la Volta (Figure 2d).

2.2 Méthode de Cartographie de l'aléa

L'évaluation de l'aléa se fonde sur les phénomènes hydroclimatiques et leurs conséquences sur l'écoulement des eaux. Il s'agit des hauteurs pluviométriques et de la couverture du sol.

La pluviométrie est un facteur précurseur important dans la survenue des inondations. Ainsi l'occurrence et l'intensité des pluies sont des paramètres naturels prépondérants qui ne sont pas maîtrisables, quelles que soient les dispositions de prévention. A partir des données de précipitations, la carte des isohyètes a été établie (non montrée), puis une classification en trois classes de pluviosité : faible, modérée et forte (Figure 3a).

Un deuxième paramètre est le couvert végétal, qui retient une proportion variable de la pluie (eau d'interception) au cours d'une averse. Il régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faible et moyenne amplitudes. Par contre, son action sur les débits extrêmes causés par des crues catastrophiques peut être réduite (Figure 3b). C'est pour cette raison que la couverture du sol est prise en compte dans la cartographie de l'aléa, à partir d'une typologie en 3 classes, qui permettent de représenter le rôle du couvert végétal dans la production des écoulements de surface ; il s'agit du rôle faible (forêt), du rôle moyen (savane arborée et arbustives, forêts galeries) et du rôle fort (cultures et mosaïques cultures, agglomérations et sols nus ou à couvert végétal peu dense, cours d'eau).

Le croisement de ces deux facteurs (pluviosité et couvert végétal) a permis de cartographier l'étendue spatiale des zones potentiellement exposées aux aléas climatiques susceptibles d'engendrer des inondations (Figure 3c).

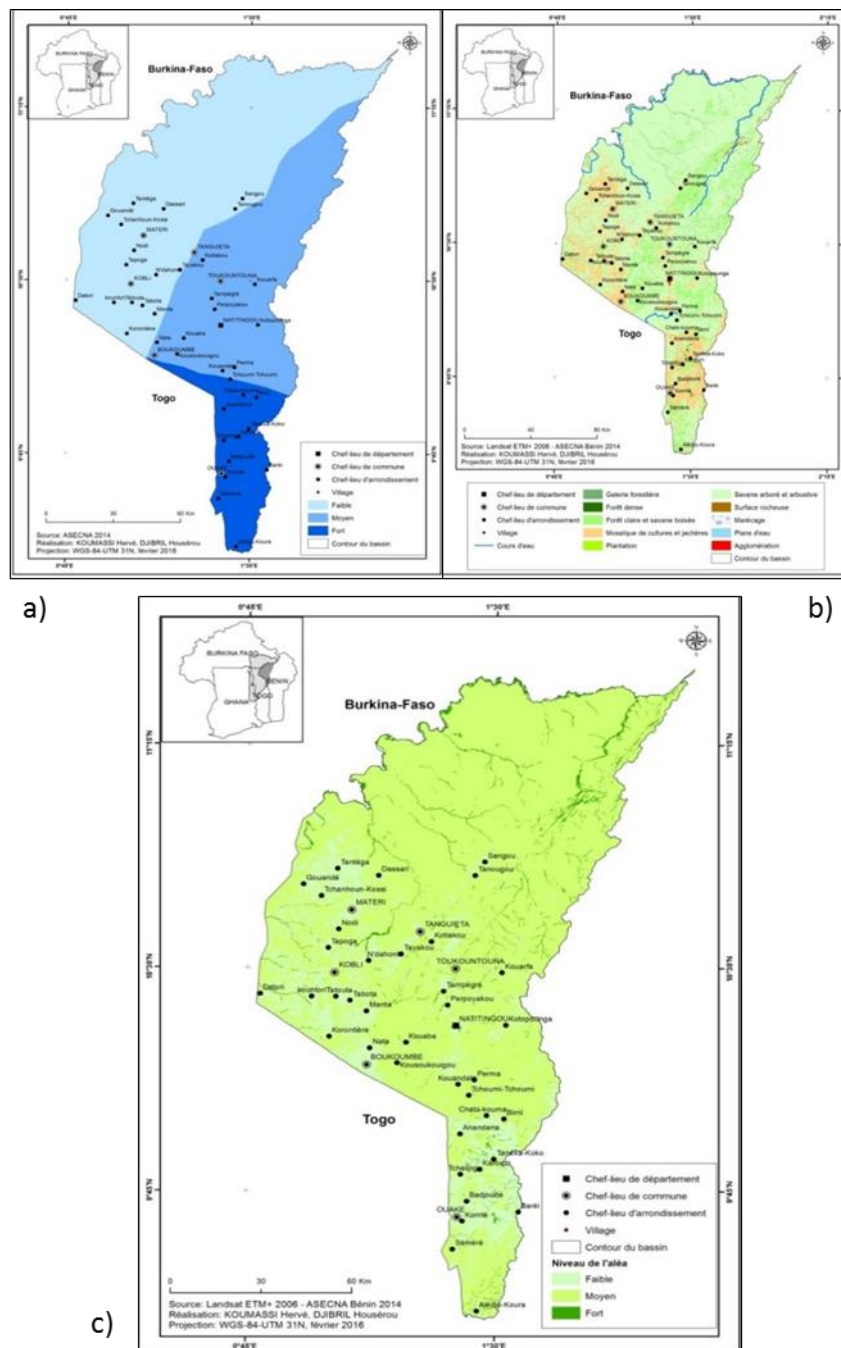


Figure 3. Représentation spatiale des paramètres - a) couverture du sol et b) champ pluviométrique - nécessaires à la réalisation de la carte d'aléa d'inondations c) dans le BV de la Volta.

3. Résultats

3.1 Vulnérabilité spatiale à l'inondation

La figure 2d présente la répartition spatiale de la vulnérabilité à l'inondation dans la portion béninoise du bassin versant de la Volta, obtenue après la combinaison et le traitement des

différents paramètres qui ont permis de déterminer les zones de vulnérabilité faible, moyenne et forte.

Ainsi, les zones à forte vulnérabilité représentent environ 7 % de la superficie du bassin versant et sont majoritairement situées dans les lits majeurs des cours d'eau permanents et dans les terrains à faible pente. Les zones moyennement vulnérables à l'inondation sont situées dans le lit majeur des cours temporaires et dans les zones à pentes moyenne soit 19 % du bassin versant. Le reste c'est-à-dire les zones faiblement vulnérables à l'inondation sont constituées des parties à pente forte et dans les massifs rocheux.

3.2 Répartition du niveau du risque d'inondation dans la Volta

La combinaison et le traitement de ces deux cartes thématiques, c'est-à-dire la vulnérabilité (Figure 2d) et de la répartition spatiale de l'aléa (Figure 3c) a permis d'obtenir le risque d'inondation (figure 4).

Ainsi, la représentation spatiale du risque d'inondation dans le BV de la Volta montre que les zones à fort risque d'inondation représentent environ 32 % de la superficie du bassin et sont situées au nord-ouest du bassin notamment sur les formations sédimentaires ayant une densité de drainage élevée (figure 4). C'est dans cette zone que sont concentrés les agglomérations et les zones de cultures soit 33 % des mosaïques de cultures. Les zones à moyen risque d'inondation sont situées sur les formations sédimentaires et métamorphiques ayant une pente moyenne. Elles représentent 12 % de la superficie du bassin versant et fait une bande transversale du bassin versant du nord au sud-ouest. C'est représenté aussi par une forte présence humaine. Les zones à faible risque d'inondation sont constituées des massifs rocheux et terrains situés sur les pentes moyennes.

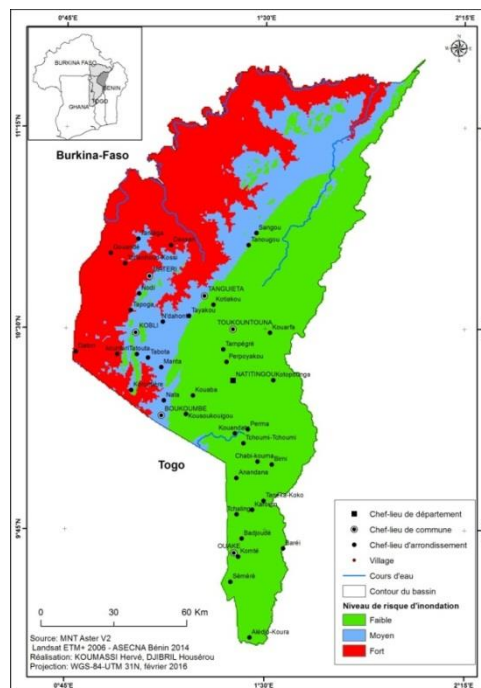


Figure 4. Niveau du risque d'inondation dans la Volta (Bénin)

Discussion et conclusion

La caractérisation spatiale des zones à risque d'inondation dans la présente étude est faite suivant une approche méthodologique dont l'avantage réside dans l'exploitation et la mise en

synergie des données multi sources. Cette approche utilisée déjà par plusieurs auteurs (Saley *et al.*, 2005 ; N'Guessan, 2011 ; Koumassi, 2014) permet de définir des descripteurs de vulnérabilité et d'aléa, dont la combinaison donne la carte des zones à risque d'inondation. Les résultats obtenus sont confirmés par les travaux de terrain suite aux inondations de la fiabilité des niveaux d'inondation est liée aux paramètres d'entrée et à la question de l'échelle de travail, très importante et qui mérite d'être soulignée. En effet, la caractérisation des facteurs d'inondation peut être plus détaillée allant de trois niveaux à quatre voir cinq niveaux d'appréciation.

De plus la prise en considération des facteurs pédologiques ajouterait une plus-value à l'étude compte tenu de l'importance du rôle des sols dans l'infiltration et ruissellement des eaux. Nonobstant cela, les résultats obtenus ici serviront de base pour une caractérisation plus détaillée des différentes zones

L'étude sur la caractérisation spatiale du risque d'inondation dans le bassin versant de la volta au Bénin a permis de cartographier des différents niveaux de risque d'inondation dans le bassin a été faite. Une évaluation des effets de l'inondation sur les modes et moyens d'existences des populations est nécessaire pour mieux cerner les conséquences des inondations.

Références bibliographiques

- Berz G., (2000): Flood disasters: lessons from the past - worries for the future, Actes de colloque, Water and Maritime Engineering, *Proceedings of the institution of Civil Engineers*, Vol. **142**.
- Koumassi H. (2014) : *Risques hydroclimatiques et vulnérabilités des écosystèmes dans le bassin versant de la Sota à l'exutoire de Coubéri*. Thèse de Doctorat Unique, Université d'Abomey Calavi, 245p.
- Gresillon J. M., (2004) : Inondations, Aléa et enjeux au regard du changement climatique, Actes de colloque ONERC, Collectivités locales et changement climatique : quelles stratégies d'adaptation ?, Paris.
- N'Guessan Bi V., (2011) : Etude de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau : application à l'analyse du risque d'inondation dans le département de Sinfra (centre-ouest de la Côte d'Ivoire). Rapport final du projet individuel, 2iE, 42p.
- Saley M.B., Kouamé F. K., Penven M. J., Biémi J. et Boyossoro.H., (2005) : Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire : apport des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Téledétection* **4**, 277–288.

QUELQUES INDICATEURS DE VULNERABILITE AUX INONDATIONS DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OGOOUÉ À LAMBARÉNÉ

MBADINGA I. (1), INDJIELEY M. (1) et MALOBA M. (1)

(1) Laboratoire d'Analyse Spatiale et des Environnements Tropicaux (LANASPET), Département de Géographie, Université Omar Bongo, Libreville, Gabon [emmambadinga2018@gmail.com]

Résumé : *Le risque d'inondation dans le bassin versant de l'Ogooué à Lambaréné est réel. Cette étude cherche à comprendre l'impact des indicateurs naturels et anthropiques dans la fréquence d'occurrence des inondations à Lambaréné dans le but de réduire la vulnérabilité et renforcer les capacités d'adaptation des populations exposées. L'analyse des précipitations montre que, même si la variabilité interannuelle (1951-2010) des deux principales saisons (mars-mai et septembre-novembre) est relativement faible, ces deux périodes présentent la probabilité d'occurrences des inondations la plus importante. L'imagerie satellitaire permet de constater que la dynamique d'occupation du sol entre 1984 et 2017 à Lambaréné s'est faite prioritairement sur le lit majeur de l'Ogooué constitué de terrains en pentes douces et taraudés de nombreux plans d'eau stagnants. Cette occupation anarchique des différents territoires du bassin versant de l'Ogooué expose ainsi de nombreux enjeux socioéconomiques au risque d'inondation.*

Mots clés: *Lambaréné, précipitations, variabilité, inondations, vulnérabilité.*

Summary: *The risk of flooding in the Ogooué watershed at Lambaréné is real. This study seeks to understand the impact of natural and anthropogenic indicators on the frequency of flood occurrence at Lambaréné; this with the aim of reducing vulnerability and strengthening the coping capacities of exposed populations. Rainfall analysis shows that although the interannual variability (1951-2010) of the two main seasons (March-May and September-November) is relatively small, these two periods have the highest probability of occurrence of floods. The satellite imagery shows that the land use dynamics between 1984 and 2017 in Lambaréné was primarily on the Ogooué's major bed consisting of gently sloping land tapped with numerous stagnant bodies of water. This anarchic occupation of the different territories of the Ogooué watershed thus exposes many socio-economic issues to the risk of flooding.*

Keywords: *Lambaréné, rainfall, variability, flood, vulnerability.*

Introduction

Le risque d'inondation est défini comme la combinaison de l'aléa et de la vulnérabilité (Saley et al., 2005). Les zones urbaines inondables ont la particularité d'être les endroits qui accusent le coup des impacts croissants des inondations (Jha et al., 2012). En effet, l'imperméabilisation des sols due à l'aménagement de ces milieux favorise l'augmentation des volumes d'eau de pluies ruisselées et les débits de pointe des crues. La présence des enjeux sociaux et économiques dans ces espaces pose le problème de leur vulnérabilité aux inondations (Bouvier, 2012). L'approche récente de la vulnérabilité (Veyret et Reghezza, 2006) dans l'analyse des risques d'inondations impose un corpus scientifique constitué d'un ensemble d'outils, de méthodes et d'informations qui ont la particularité de pouvoir être localisées sur un espace (Juin-Rialland, 2003) dans le but de produire des cartes de vulnérabilité de celui-ci. Au centre-ouest du Gabon, la ville de Lambaréné, bâtie le long du fleuve Ogooué, qui compte près de 40 000 habitants, est fréquemment confrontée aux inondations (Loubamono et Faugères, 1993 ; Maloba Makanga, 2017).

La présente étude est une contribution à la compréhension de la forte occurrence des inondations dans le bassin-versant de l'Ogooué à Lambaréné qui utilise, entre autres outils, les Systèmes d'information géographique (SIG). En fait, ce travail inclut une double analyse de la

vulnérabilité et de l'aléa (ou du moins des éléments physiques qui le conditionnent). L'analyse des relations pluies-débits directement liée à l'aléa fait l'objet d'une analyse séparée (Maloba *et al.*, 2019). Cette étude cherche à vérifier si le risque majeur d'inondation dans le bassin versant de l'Ogooué à Lambaréné est lié à une occupation anarchique de l'espace ou à une augmentation conséquente des précipitations. L'étude de la variabilité pluviométrique, mettant en évidence les anomalies positives susceptibles de favoriser la survenue des inondations, est approfondie entre autres aspects par l'étude des tendances qui permet de mieux circonscrire les phases humides des séries chronologiques saisonnières analysées.

1. Lambaréné, un site aux conditions morpho-climatiques favorables aux inondations

1.1 Oro-hydrographie

La prévention des risques naturels requiert en premier lieu d'avoir une connaissance précise de l'aléa naturel auquel le territoire est exposé. L'aléa est dit naturel quand un phénomène naturel (cyclone, tempête, inondation, glissement de terrain) constitue un facteur de danger pour les sociétés humaines (Ngo, 2014). De manière générale, les inondations sont un aléa multiforme. En effet, toutes les inondations ne sont pas d'origine climatique et dans les inondations d'origine climatique, le facteur topographique est déterminant dans la caractérisation et dans la localisation de l'inondation (Leone *et al.*, 2010).

La ville de Lambaréné, entièrement située dans le bassin sédimentaire côtier du Gabon, s'est développée autour du bassin versant de l'Ogooué où ce fleuve se sépare en deux bras enserrant l'île sur laquelle est bâtie le Centre-ville. Dès la pointe amont du site, l'Oremb'Owango s'en détache au nord. Au sud, coule l'Oremb'Ovolo qui est le cours principal, ce qui explique aussi la présence de nombreux marécages sur ce site (**figure 1 a**).

Comme l'illustre la **figure 1 b**, le relief du territoire de la ville de Lambaréné et ses environs est constitué en grande partie de terrains de faibles altitudes que surplombent quelques plateaux faiblement étendus. En effet, la Rive Droite est dans l'ensemble un plateau fortement disséqué par les cours d'eau lui conférant, d'ailleurs, un modelé collinaire dont l'altitude moyenne est de 100 m. Cependant le mamelon le plus élevé (157 m) se trouve au nord-ouest de cette rive.

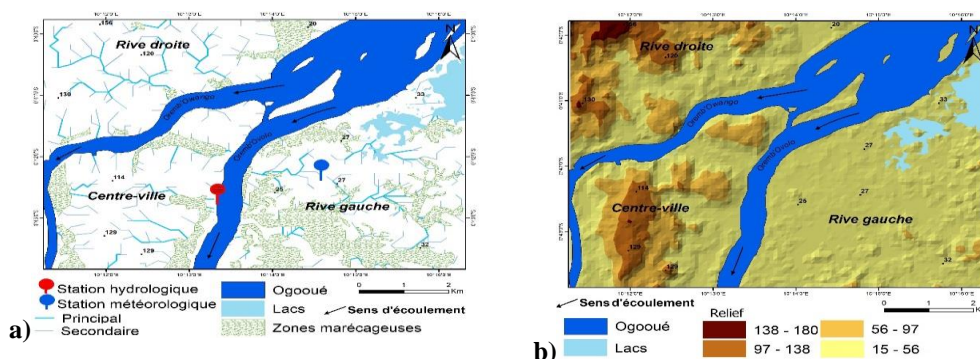


Figure 1. Réseau hydrographique (a) et topographie (b) du bassin versant de l'Ogooué à Lambaréné.

Le centre-ville se situe sur une île dont le plateau fortement disséqué par de nombreux cours d'eau s'étale davantage sur la plaine alluviale enserrant des collines relativement élevées. Dans les quartiers comme Atongowanga, ou les emplacements occupés par la Mission Catholique (sur la pointe amont de l'île) ou la Mission Protestante, les préminences collinaires avoisinent les quatre-vingt mètres d'altitude sauf dans les environs du quartier Château d'eau qui constitue

le point culminant du Centre-ville (145 m). La Rive Gauche de l'Ogooué constitue, quant à elle, une vaste surface légèrement ondulée de faible altitude (autour de 30 m) parsemée de nombreux cours d'eau, d'une multitude des marécages et de quelques lacs (**figure 1 a**).

1.2 Des précipitations saisonnières favorables aux inondations

Sur les sept stations synoptiques que comptait le bassin versant de l'Ogooué à la fin des années 90, seules les stations de Port-Gentil et Franceville sont actuellement fonctionnelles. Les données de précipitations mensuelles (1951-2010) exploitées dans cette étude proviennent de l'unique station synoptique du bassin versant de l'Ogooué à Lambaréné.

Le bassin versant de l'Ogooué bénéficie d'importantes précipitations. Si la ville de Lambaréné reçoit en moyenne 2000 mm (1951-2010) de pluies par an, la distribution des précipitations saisonnières montre que les périodes mars-mai (640 mm) et septembre-novembre (840 mm) sont a priori les plus favorables aux inondations. En outre, les deux saisons pluvieuses connaissent une évolution contrastée. En effet, la légère augmentation des précipitations de la saison septembre-novembre (**figure 2 a**) confirme le constat fait par Nicholson et *al.*, (2018) qui affirment que « the increase in October-November rainfall experienced over eastern equatorial Africa is strongly apparent in Congo/Gabon as well ». Il s'agit d'une tendance significative au seuil de 5% (test de Student) dont le test de Mann-Kendall situe le point de rupture en 1987. En revanche, la pluviométrie de mars-mai connaît une tendance à la baisse (significative au seuil de 5%) dont le point d'inflexion se situe autour de 1971 (**figure 2 b**).

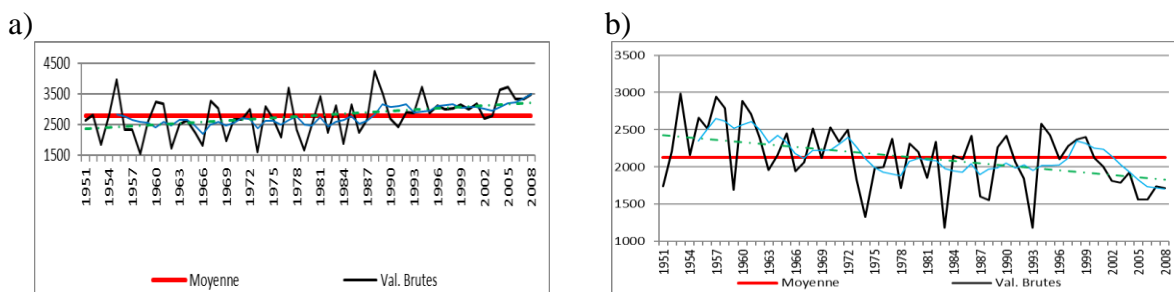


Figure 2. Evolution des précipitations saisonnières (1951-2008) à Lambaréné : septembre-novembre (a), mars-mai (b). Valeurs en mm. Les lignes bleues et vertes désignent respectivement la moyenne mobile (5 ans) et la droite de régression linéaire.

Précisons également que les coefficients d'auto-corrélation de rang 1 de mars-mai (0.21) et septembre-novembre (0.07), qui permettent d'effectuer une recherche sur la persistance dans les séries pluviométriques, sont non significatifs au seuil de 5%.

De même, les analyses spectrales appliquées aux précipitations des saisons mars-mai et septembre-novembre donnent les résultats suivants. La chronique des précipitations de mars-mai montre dans les courtes périodes (<10 ans) deux pics dans les intervalles 2.3 -2.5 ans et 3.8-4.8 ans. Dans les longues périodes (>10 ans), c'est le pic de 19.3 ans qui se distingue des autres. En outre, même si le profil de la saison des pluies de septembre-novembre affiche de nombreux pics dans le court terme (<10 ans), le pic de 4.1 ans est nettement différencié des autres (figures non montrées).

2. Dynamique de l'occupation du sol

Le fait même qu'une catastrophe frappe et produise des dommages devrait être interprété comme l'une des manifestations d'un développement mal géré (Mathieu, 2015). Les indicateurs anthropiques de vulnérabilité renvoient à l'ensemble des actions posées par l'homme qui favorisent son exposition aux inondations. La croissance démographique, souvent couplée à un exode rural massif et encore actif dans certains pays en développement, a contribué à urbaniser de plus en plus des sites à risques. Il s'agit d'un processus très rarement réversible dont les causes premières sont à rechercher dans une attirance pour certains territoires fertiles ou stratégiques, mais à risque élevé (Leone et Vinet, 2006). En outre, la détermination de la croissance urbaine constitue l'une des préoccupations fondamentales de la gestion et de l'aménagement de l'espace.

Dans la présente étude, le principal indicateur humain de vulnérabilité est l'occupation anarchique du sol à Lambaréné. Comme la plupart des capitales provinciales du Gabon, la ville de Lambaréné connaît une croissance démographique rapide. Bien que ne disposant pas de données sur la population de Lambaréné au début des années quatre-vingt, les recensements de 1990, 2003 et 2013, montre que la population de la ville est passée de 15. 033 habitants en 1993 à 24. 275 en 2003 et à 38. 157 en 2013 avec une densité de 1206 hab./km². Il a paru opportun de procéder à une analyse de la dynamique de l'occupation du sol. Celle-ci a nécessité l'utilisation d'une image d'archive (1984) de la zone d'étude comme support à la numérisation de l'espace bâti. C'est ainsi que l'emprise urbaine de 1984 aura servi de référence pour l'analyse de l'extension de la ville de Lambaréné des années 1980 à 2017. La cartographie de la dynamique de l'occupation du sol a été réalisée à partir d'une procédure dont les principales étapes sont mentionnées dans la **figure 3**.

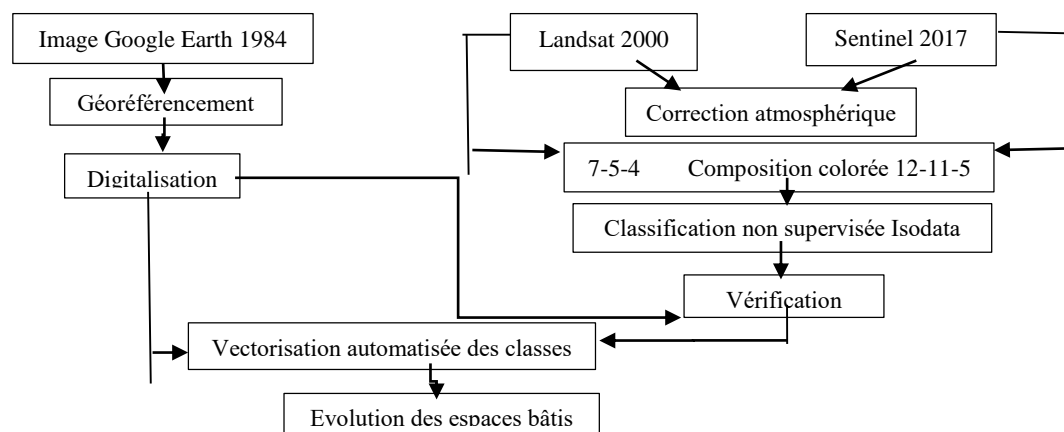


Figure 3. Organigramme de la méthode utilisée pour la cartographie de la dynamique de l'occupation du sol à Lambaréné

L'analyse détaillée montre quelques zones d'habitats concentrées qui se situent, entre 1984-2000, au nord et au centre-est du Centre-ville, au centre et à l'ouest de la Rive Gauche (entre l'Ogooué et l'aéroport) et au nord-est de la Rive Droite (le secteur le moins peuplé de la zone d'étude). En fait, l'occupation humaine s'est faite prioritairement le long des berges de l'Ogooué, c'est-à-dire dans des zones susceptibles d'être inondées (**figure 4 a**).

L'intervalle 2000-2017 se singularise par une extension urbaine de la ville de Lambaréné vers l'intérieur des terres. C'est ainsi que la ville s'est étalée vers l'ouest de l'île en position centrale et le nord de la Rive Droite. Mais c'est sur la Rive Gauche que se localise le noyau d'occupation spatiale le plus important notamment à proximité de l'aéroport de Lambaréné : une imposante infrastructure qui semble avoir servi de tête de pont à l'occupation anarchique

Maloba Makanga (2017). Pour meilleure compréhension de l'implication des précipitations dans l'occurrence des inondations à Lambaréné, il serait souhaitable de prendre en compte les stations de Makokou et de Mouila marquées par les précipitations qui alimentent les principaux affluents (Ivindo et Ngounié) situés en amont du Bassin versant étudié. La prise en compte de ces stations devrait permettre de vérifier, entre autres aspects, si les tendances contrastées des deux principales stations s'observent également dans les autres stations pluviométriques.

Bibliographie

- Bouvier C., 2012. Ruissellement urbain et risques d'inondations en zone intertropicale = urban runoff and flood risks in the tropics. In : Pouyaud Bernard (Dir.), Servat Eric (Dir.), Chevallier Pierre (Dir.). L'eau au cœur de la science = water at the heart of science. Marseille : IRD, 116-117. ISBN 978-2-7099-1723-0.
- Hangnon H., De Longueville F., Ozer P., 2015. Précipitations 'extrêmes' et inondations à Ouagadougou : Quand le développement urbain est mal maîtrisé... *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Liège, 497-502.
- Jha A. K., Bloch R. et Lamond J., 2012. *Villes et inondations, guide de gestion intégrée du risque d'inondation en zone urbaine pour le XXI^e siècle*. Washington, Banque Mondiale, 63 p.
- Juin-Rialland C., 2003. *Initiation à la géographie*. Paris, Denin Géographie, Vuibert, 121 p.
- Leone F., Meschinet de Richemond N., Vinet F., 2010. *Aléas naturels et gestion des risques*. Paris, Presses universitaires de France, 288 p.
- Leone F. et Vinet F. (dir), 2006. La vulnérabilité des sociétés et des territoires face aux menaces naturelles, Analyses géographiques. Collection « Géorisques », n°1, 9-25.
- Loubamono S., Faugères L., 1993. Risques naturels en Afrique équatoriale. L'exemple du Gabon (Natural Hazards in Equatorial Africa. Gabon case). *Bulletin de l'Association de géographes français*. 70, 2, 114-128.
- Maloba Makanga J. D. 2017. La problématique des catastrophes climatiques au Gabon : le cas des inondations de la ville de Port-Gentil. *Revue Semestrielle de l'IRSH*, n°19-2016/2017, 39-67.
- Maloba Makanga J.D., Mbadinga Igaly E., Indjieley M., 2019. Variabilité hydro-climatique du bassin-versant de l'Ogooué à Lambaréné. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, ce volume.
- Mathieu M., 2015. Energie, climat et environnement : des enjeux au cœur de nouveaux paradigmes de développement. In « *l'Enjeu mondial, l'environnement* », Paris, SciencesPo les Presses, 157-166.
- Nicholson S. E., Funk C., Fink A. H., 2018. Rainfall over the African continent from the 19th through the 21st century. *Global and Planetary Change*, 165 (2018) 114–12.
- Ngo A.-T., 2014. Evaluation environnementale du risque d'inondation dans le delta du fleuve Ha Thanh (Centre Viêt-Nam). Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 384 pages +Annexes.
- Saley M.B., Kouame F. K., Penven M.J., Biemi J., Kouadio H.B., 2005. Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'ouest de la Côte d'Ivoire : apport des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Téledétection*, Vol.5, n° (1-2-3), 53-67.
- Tarhule A., 2005. Damaging rainfall and flooding. The other Sahel hazards. *Climatic Change*, 72(3), 355-377.
- Veyret Y. et Reghezza M., 2006. Vulnérabilité et risques. L'approche récente de la vulnérabilité. *Responsabilité et Environnement*, n°43, 9-13.

LOCAL CLIMATE VARIABILITY: TREND ANALYSIS USING EXTREME INDICES IN CURITIBA, BRAZIL

MENDONÇA F. (1) et CASTELHANO F. (1)

(1) LABOCLIMA - Dépt de Geographie, Universidade Federal do Paraná, Brazil, chico@ufpr.br, fjcastelhano@gmail.com

Summary: *The aim of this paper is to purpose a climate variability analysis at the city of Curitiba (Southern Brazil), using a dataset of the period 1961-2017. This analysis is based on a subset of extreme climate indices recommend by the WMO, made by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI). The city of Curitiba has approximately 1,8 million inhabitants and it's climate is the Cfb (Koeppen). At this paper, were selected twelve indices (from the original 27) based on the characteristics of the city. After calculated, the Mann kendall trend test was applied, revealing some positive trends in eight indexes. Both ETCCDI indexes and the Mann Kendall tests were calculated with the software R, using the Climdex package and the Kendall package, respectively. The results reveal an increase on the total precipitation, minimum temperature, maximum temperature, summer days, tropical nights and rain intensity revealing the climate of Curitiba is being throught significant variabilities on the last decades.*

Keywords: *Curitiba; extreme indices; climate variability.*

Résumé: *Cet article met en évidence une analyse de la variabilité du climat dans la ville de Curitiba (sud du Brésil) pour la période 1961-2017. Lanalyse est basée sur un sous-ensemble d'indices climatiques extrêmes recommandés par l'OMM. La ville de Curitiba compte environ 1,8 million d'habitants et son climat est le Cfb (Koeppen). Pour l'élaboration de cet article douze indices (sur les 27 originaux) ont été sélectionnés en fonction des caractéristiques de la ville. Après calcul, le test de tendance de Mann Kendall a été appliqué, révélant des tendances positives dans huit indices sur les douze. Les index ETCCDI et les tests de Mann Kendall ont été calculés avec le logiciel R, en utilisant respectivement les packages Climdex et Kendall. Les résultats révèlent une augmentation des précipitations totales, de la température minimale, des températures maximales, des jours d'été, des nuits tropicales et de l'intensité des précipitations, montrant que le climat de Curitiba est soumis à des variabilités importantes au cours des dernières décennies.*

Mots clés: *Curitiba; indices extremes; variabilité climatique*

Introduction

The city of Curitiba, located in the southern Brazilian state of Paraná, is the federal capital with the lowest average temperatures in Brazil, due to its southern position, allied to its altitude, which reaches 935 meters (Figure 1). According to the classification of Koeppen, the city is situated as a Cfb Climate, presenting dry winters and average temperatures below 22°C

In order to evaluate the climatic variability of Curitiba, a statistical analysis was carried out based on the twenty-seven climate change indexes proposed by Peterson et al (2001) and recommended by the World Meteorological Organization. The indices use daily scale data of maximum temperature, minimum temperature and precipitation, being known as "ETCCDI²⁰ indices".

These indices were created with the aim of facilitating the analysis of extreme climatic changes from daily data, and analyzing them together with statistical tests of trend would reveal possible changes or variances in climates at local scale.

²⁰Expert Team on Climate Change Detection and Indices

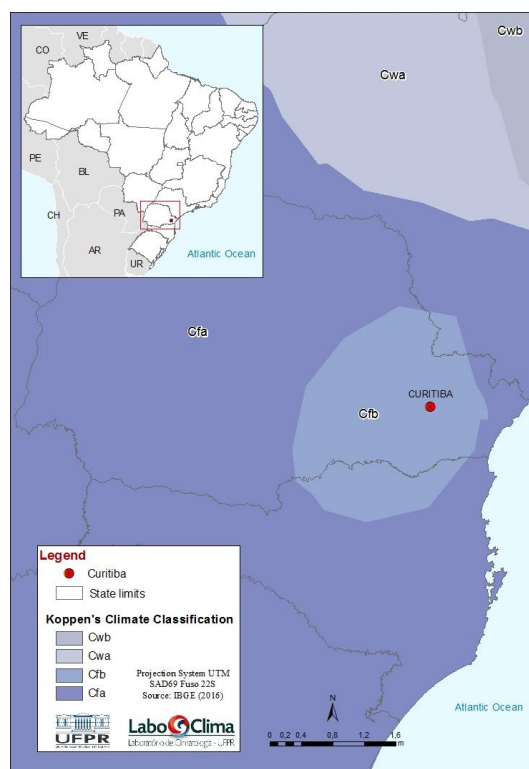


Figure 1: Curitiba's location and Climate classification

1. Methodes and data

Aiming to analyze climatic variability, we chose to use the longest series of meteorological data for Curitiba. The series of the official meteorological station of the National Institute of Meteorology (INMET) begins in 1961 and for this article; the data were used until 2017.

The INMET station is located at the Federal University of Paraná since 1961. The station is located at a green area inside the campus; The areas closest to the station remains have not change their use due to that reason. The neighborhood around the city campus experienced a urban growth more intense at the 90's, making the city growing around the campus.

Only twelve of the twenty-seven indexes proposed by the ETCCDI were selected, since some of the indices would not apply to the climatic reality of Curitiba. Among the analyzed are six indexes that work directly with the temperature variable: Number of summer days (SU) that records an annual count of days when the maximum daily temperature has exceeded 25°C; Number of Tropical Nights (TR) that annually counts the days when the minimum temperature is higher than 20°C; Monthly maximum value of daily maximum temperature (TXX); Monthly minimum value of daily maximum temperature (TXN); Monthly maximum value of daily minimum temperature (TNX) and the Monthly minimum value of daily minimum temperature (TNN).

The other six indexes are based on the data of daily rain: Daily Maximum Daily Rain (RX1DAY) that registers the maximum amount of daily rain per month; Simplified Rainfall Index (SDII) that records the amount of rain divided by the number of rainy days per year; Days with rainfall above 2.5mm (RNNMM); Continuous Dry Days (CDD) which records the maximum number of consecutive days without rain per year; Continuous wet days (CWD) which record the annual count of consecutive days with rainfall records and, finally, total annual precipitation (PRCPTOT).

The trend analysis of the previously generated indices took place through Mann Kendall's trend calculation (MANN, 1945, KENDALL, 1975). This technique indicates the existence or not of a monotonic tendency to the growth or the fall in the values analyzed.

The Mann Kendall Test fits as a nonparametric statistical test, therefore, ideal for analyzing trends of historical series considered without normal distributions and without the necessity of independence between the sample data, making it one of the most used trend tests in the analyzes of historical series of climatic data (PINHEIRO, 2016; MOREIRA e NAGHETTINI, 2016), as well as widely used in conjunction with the calculation of the above-mentioned climatic conditions (RAZAVI et al, 2016; KEGGENHOFF et al, 2014).

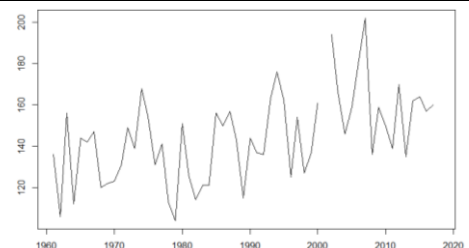
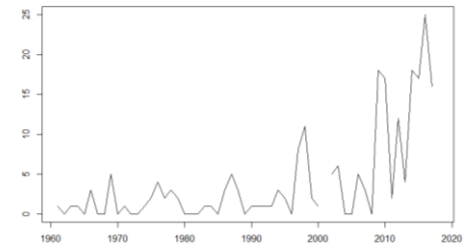
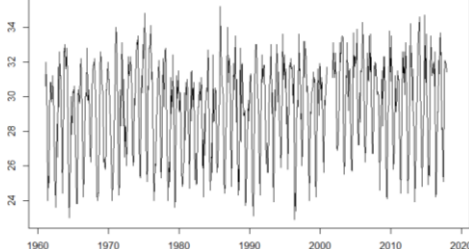
The application of the Mann Kendall test and the calculation of the indices were carried out through the Kendall and Climdex packages for R, respectively. The Mann Kendall test generates as results the values "p-value" and "tau" that indicate the presence or absence of monotonic tendencies and their direction (positive or negative) respectively.

For the applied test, the significance level of 95% was used that indicates or not the presence of monotonic tendencies. Values of p-value of less than 0.05 are considered as trend indicators. The tau value indicates tendency to growth (positive) or to decrease (negative).

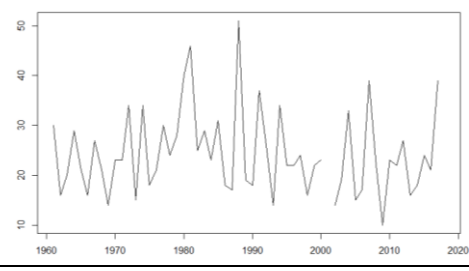
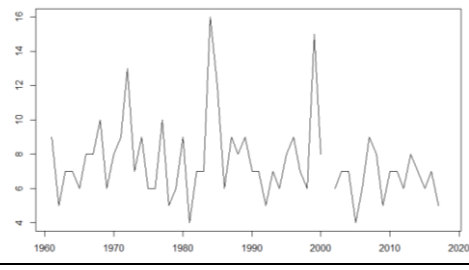

2. Results

Mann Kendall's tests applied to the chosen indices revealed positive trends in their almost fullness. Table 1 presents the results of this synthetic statistical test, bringing the p-value, tau, direction of the trend and the time series analyzed.

Table 1. Trends observed in calculated climate indices

ETCCDI INDEX	TAU	P-VALUE	TREND	TIME SERIES
SU	0,344	0,0001945	Positive	
TR	0,404	0,000035	Positive	
TXX	0,0962	0,00020266	Positive	

TNX	0,125	0,00000143	Positive	
TXN	0,036	0,16365	None	
TNN	0,11	0,0000206	Positive	
RX1DAY	0,0735	0,004287	Positive	
SDII	0,242	0,0087401	Positive	
RNNMM	0,0472	0,61549	None	

CDD	-0,0463	0,62512	None	
CWD	-0,136	0,1664	None	
PRCPTOT	0,191	0,038379	Positive	

Initiating our analysis for the rain indices, the indices of continuous wet days (CWD) and continuous dry days (CDD) did not present trends. The index of days with rainfall records above 2.5mm (NRM) also followed the same logic, indicating absence of tendency

Positive trends were found for total rainfall values (PRCPTOT), maximum values of daily rainfall (RX1DAY) and rainfall intensity (SDII).

These data, together with those cited above, indicate a tendency to increase in rainfall totals, but not in the number of rainy days, thus increasing the intensity of the precipitation volume, but not necessarily its timing.

The calculations presented here indicate that the rains continue to occur in the same time periods indicating that the rain volume is growing on the past years, but not the rainy periods.

On the other hand, temperature indices showed positive trends and again follow the one mentioned in the literature. The only index that included the variable without trends registered was the TXN. The TR index reveals the annual count of days when the minimum daily temperature exceeds 20°C and showed a strong growth trend. In table 2 it can be seen that this index goes from less than two days a year in the 1960s to more than twenty today.

The minimum temperatures also presented positive trends, both the index that calculates observes the lowest minimum temperatures (TNN) and the one that indicates the highest minimum temperatures (TNX). These indexes, together with the Maximum Temperatures (TXX), which also presented positive trends, indicate a gradual increase in the temperatures of Curitiba in the last fifty-seven years without necessarily increasing the thermal amplitude.

Conclusions and discussion

The results revealed a profound variability in the climate of Curitiba, especially in terms of temperatures in the last fifty years. It has been statistically demonstrated that the temperature of the city is rising, although the thermal amplitude is being maintained.

The values observed here go together with the scenarios projected by the IPCC for the South region of the South American continent that indicated general elevations in temperature and rainfall inside the scenarios related to global climate changes.

The precipitation showed itself with a somewhat more complex dynamic. If the quantities showed a tendency to increase, the number of rainy days did not show a trend, pointing to a fact corroborated by the positive trend in the intensity index, which indicates that the rains in the Curitiba region tend to be more intense... and increasing the risk of flooding.

The data presented here are exploratory, but their scientific background alerts us to the possible effects of the changes presented here. Increases in temperature in the Curitiba region can have serious consequences on health and quality of life. Diseases conditioned by the climate, and until then with few records in Curitiba due to its climatic characteristics, such as dengue, Zika and other arboviruses can become epidemic. Pollutants linked to temperature such as tropospheric ozone, for example, can also be impacted by the increases indicated here.

The research also reinforces the need for more in-depth studies using data from neighboring cities and the urban heat island, in order to confirm the trends presented here. In addition to such research, the need for urban planning policies is also reinforced to prepare the city for the possible risks that may exist from the changes presented here.

References

- Kendall, M. G., 1975. *Rank correlation methods*. 4^a ed., London, Charles Griffin.
- Mendonça, F., Danni-Oliveira, I.M., 2007. *Clima: Noções básicas e climas do Brasil*. S. Paulo: Oficina de Textos.
- Mann, H. B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13 (3), 245- 259 p. The Econometric Society.
- Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., Plummer, N., 2001. *Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Reporters*, ETCCDI, 2001
- Pinheiro, G. M., 2016. *Variabilidade Temporo-Espacial da Pluviosidade da Bacia do Alto Iguaçu*, Phd Thesis, UFPR, Curitiba.
- Moreira, J. G.V., Naghettini, M., 2016. Detecting Monotonous Time Trends as Related to Type I and Type II Errors: Case Study in Annual Maximum Daily Precipitation Series Observed in the State of Acre, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 31. (4), p.394-402.
- Razavi, T. Switzman, H. Arain, A. Coulibaly, P., 2016. Regional climate change trends and uncertainty analysis using extreme indices: A case study of Hamilton, Canada, *Climate Risk Management*, 13, p. 43-63.
- Keggenhoff, I., Elizbarashvili, M., Amiri-Farahani, A., King, L., 2014. Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971–2010, *Weather and Climate Extremes*, 4, p. 75-85.

ESSAI DE CARTOGRAPHIE DU RISQUE DE STRESS HYDRIQUE DANS LA PLAINE DELTAÏQUE DE L'OUED MAJERDA (TUNISIE)

MJEJRA M. (1) et SAMAALI H. (2)

(1) Institut Supérieur des Sciences Humaines de Jendouba, mustaphamjejr@yahoo.fr

(2) Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, samaaliamouda@yahoo.fr

Résumé : *la plaine deltaïque de Majerda est un milieu caractéristique, de la vulnérabilité physique des littoraux, en Tunisie. Le risque de stress hydrique estival, peut être assez important, surtout, avec un pouvoir évaporant très fort et les répercussions des changements climatiques futurs. Ce travail s'intéresse à la représentation cartographique du niveau de stress hydrique par une approche qui tient compte des échanges d'eau entre l'atmosphère et le système sol-végétation et l'agrégation de plusieurs indicateurs : le déficit d'évaporation, le taux de salinité, l'occupation-utilisation du sol... La carte de risque de stress hydrique de la région étudiée montre que les secteurs humides et salés sont les plus sensibles, les sommets des Jbels présentent un risque faible. Les secteurs irrigués se caractérisent par un niveau de risque moyen.*

Mots clés : *déficit d'évaporation, stress hydrique, plaine deltaïque de Majerda, Raster Calculator.*

Summary: *the deltaic plain of Majerda is a characteristic environment, of the physical vulnerability of the coasts, in Tunisia. The risk of summer water stress, can be quite significant, especially, with a very strong evaporating power and the impacts of future climate change. This work focuses on the mapping of water stress levels through an approach that takes into account water exchanges between the atmosphere and the soil-vegetation system and the aggregation of several indicators: evaporation deficit, salinity rate, land use and land use. The water stress risk map of the study area shows that the wet and salt areas are the most sensitive, the Jbels tops present a low risk. Irrigated areas are characterized by an average level of risk.*

Keywords: *evaporation deficit, water stress, Majerda deltaic plain, Raster Calculator.*

Introduction

Le stress hydrique est l'un des termes utilisés pour caractériser les relations au sein du système sol- plante-atmosphère et il se manifeste pour le couvert végétal par une baisse de leur teneur en eau (Benoit. 2012). Parmi les problèmes de la plaine deltaïque de la Majerda, support de l'étude dans ce travail, on a la vulnérabilité structurale au stress hydrique (El Garouni A., 1999 ; Mekki I, et al., 2008) et l'importance des zones marécageuses caractérisées par des sols hydromorphes et une végétation halophile (MARH 2007). Cette vulnérabilité est due, entre autres, à la salinisation progressive des sols par ascension capillaire de l'eau salée, l'intrusion de l'eau de la mer et l'accumulation des sels à la surface des sols. Certes, avec les répercussions des changements climatiques futurs sur les régions lacustres, comme celle de la plaine deltaïque de la Majerda, on s'attend à l'augmentation de la demande évaporatoire et l'émergence des conditions de sécheresse estivale plus sévères (MARH 2007). Ces facteurs favorisent l'exposition de la région à un stress hydrique prononcé. Ce dernier se produit, en effet, lorsque la demande en eau dépasse la quantité disponible pendant une certaine période ou lorsque sa mauvaise qualité en limite l'usage (Mjejr M., 2015). En outre, le stress hydrique entraîne une dégradation des ressources d'eau douce en termes de quantité (surexploitation des eaux souterraines, barrages asséchés) et de qualité : eutrophisation, pollution par la matière organique, intrusion saline (Besbes.M, 2014).

Dans quelle mesure l'évolution récente de l'occupation-utilisation du sol dans la plaine deltaïque de la Majerda permet de contribuer au zonage de stress hydrique dans la région

d'étude ? Quels sont les indicateurs qui permettent de cartographier au mieux le degré du risque de stress hydrique dans la région ?

Une tentative de réponse à ces questions fait l'objet de cette étude.

1. Zone d'étude, Données de base et méthodologie

1.1 Zone d'étude

Située au nord-est de la Tunisie, la plaine deltaïque de la Majerda est caractérisée par la fragilité de son milieu. En effet, la topographie se distingue par une altitude basse, proche du niveau de la mer et les pentes sont partout très faibles et ont favorisé l'extension des terres humides (garaâs, sebkhas, chotts et marécages). On assiste aussi, à des sols de types peu évolués, salés et sodiques, avec la présence, par endroits de caractères d'hydromorphie et d'halomorphie (Samaal H., 2011). La plaine deltaïque de la Majerda a subi des différents travaux d'aménagement, et ce depuis la période coloniale jusqu'aux années 1990, pour la mise en valeur de la région et ses perspectives humaines. Avant l'aménagement, la profondeur moyenne de la nappe variait de 1 m à 4 m et sa salinité de 21 à 50 dS/m. Alors qu'après ces travaux, la salinité des eaux de drainage variait de 8 à 18 dS/m (Slama, 2003). La région se caractérise par un climat méditerranéen de nuance sub-humide. La moyenne annuelle des précipitations avoisine les 500mm et le cumul annuel de l'ETP (formule FAO-PM) est de l'ordre de 1200 mm. Le déficit hydrique est aux alentours de 700 mm par an. Les principales cultures pratiquées sont les fourrages, le maraîchage et les céréales (figure1). La plaine deltaïque de la Majerda est un hydro-système typique (Mekki I, et al., 2008), présentant des problèmes de déficit hydrique, de salinité, d'engorgement et dégradation de la qualité du sol (figure2). Ceci en plus, du fait que la région du delta se caractérise par des eaux souterraines ayant une salinité élevée (5g/l) et la nappe est peu profonde; d'ailleurs un sol salé se comporte comme un sol sec (El Garouni et al. 1999). Les multiples contraintes physiques conjuguées à la façon dont les agriculteurs agissent sur ce milieu, peuvent venir renforcer le risque de stress hydrique, d'autant plus, que la région est à vocation agricole.

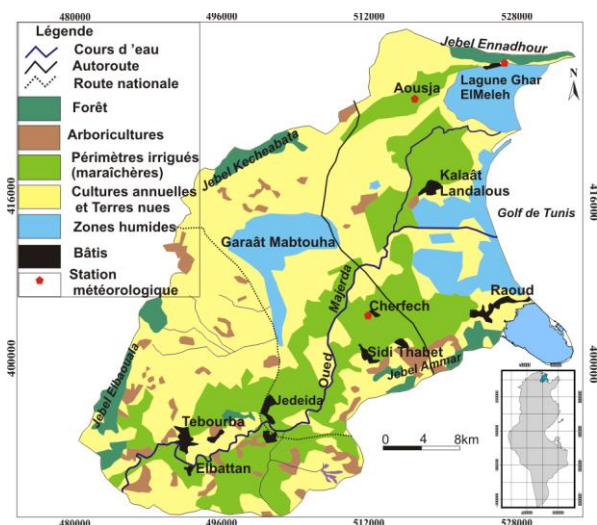


Figure 1. Carte d'occupation-utilisation du sol de la plaine deltaïque de la Majerda (source: Mjebra. 2013)

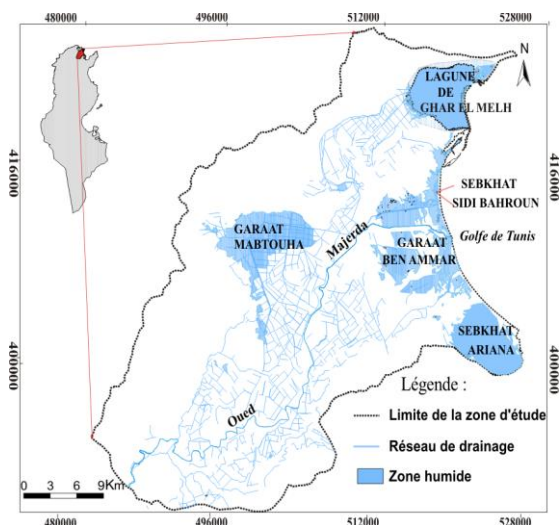


Figure 2. Domaine des zones humides et réseau de drainage de la plaine deltaïque de la Majerda (source: Samaali H. 2011)

1.2 Données de base

La cartographie du risque de stress hydrique dans la plaine deltaïque de l'oued Majerda s'appuie sur trois types de données (météorologiques, satellitaires, cartographiques):

- Les données climatiques proviennent de l'Institut National de Météorologie. Il s'agit de séries journalières des températures, de l'humidité relative de l'air, de l'insolation et du vent, relatives à 3 stations (Ghar El Meleh, Aousja et Cherfech) réparties sur le bassin versant de la Mejerda. (Figure 1). Ces données sont utilisées pour calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP).
- Les données satellites : il s'agit des séries temporelles des NDVI du capteur MODIS-Terra (produits MOD13Q1: lpdaac.usgs.gov/). Les images satellites sont utilisées pour déterminer les coefficients culturaux (K_c) pour calculer l'évapotranspiration maximale (ETM), l'évapotranspiration réelle (ETR), et la carte d'humidité des sols pour déterminer la réserve utile. Cette base de données s'étend sur 17 années (2000 à 2016). L'année considérée ici est l'année agricole allant du 1^{er} septembre au 31 août.
- Les données cartographiques : la carte topographique 1/50000, des extraits Google-earth, la carte agricole des gouvernorats (Ariana, Bizerte et Manouba). Ces documents sont utilisés pour la réalisation de la carte d'occupation du sol et la carte d'exposition.

1.3 Méthodologie

Pour circonscrire le degré du risque au stress hydrique dans la plaine deltaïque de la Majerda, une méthode originale et reproductible est proposée. Elle repose sur une approche cartographique croisée avec des calculs de bilans d'eau (ETM, ETR, déficit d'évaporation). C'est pourquoi, dans un premier temps, nous avons créé une base de données intégrée dans un Système d'Information Géographique (SIG) afin de définir, de localiser et d'analyser, par la superposition de plusieurs couches d'informations relatives à la région étudiée, le lien existant entre le milieu naturel et le risque de stress hydrique (figure 3).

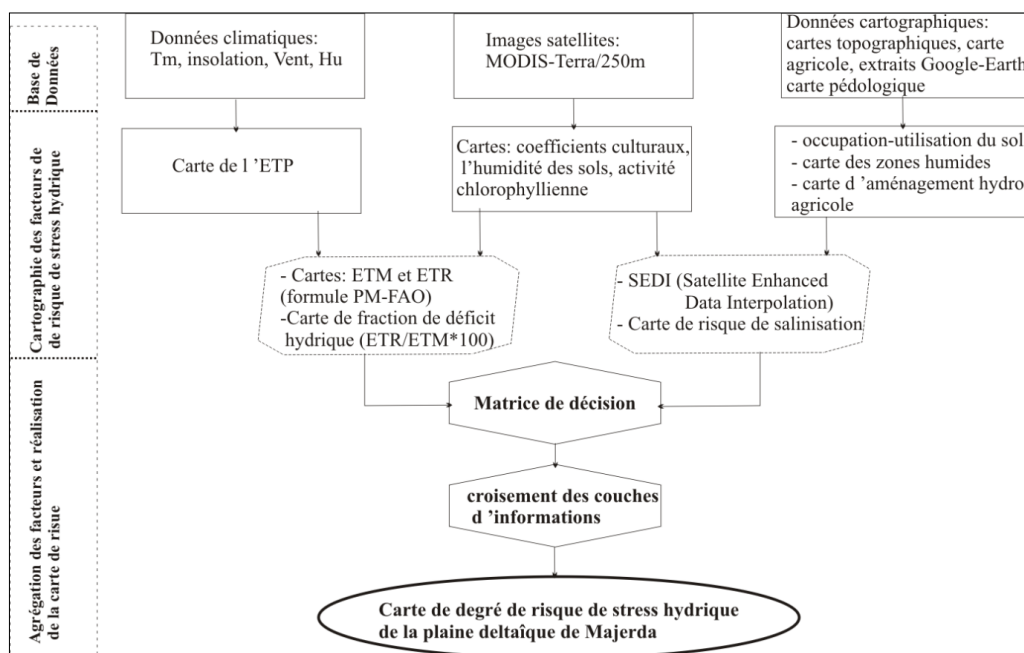


Figure 3. Organigramme de détermination du degré de risque de stress hydrique dans la plaine deltaïque de la Majerda

L'approche se base essentiellement sur l'intégration des indicateurs physiques, climatiques, paysagères et anthropiques (occupation-utilisation du sol). Toutefois, le croisement sur SIG des cartes de la réserve utile (ici nous avons utilisé la carte de l'humidité du sol issue des images

satellites par le calcul de l'indice de teneur en eau par différence normalisée : NDWI) avec les données climatiques permet, à partir du calcul de l'évapotranspiration maximale (ETM) et de l'évapotranspiration réelle (ETR), de calculer la fraction de déficit hydrique : $FDH = ETR/ETM * 100$ (Aghrab 2005 et Mjejra 2015). On considère qu'une valeur tendant vers 0 engendre un stress hydrique et lorsqu'elle tend vers 100% il y aura un état optimal de satisfaction d'eau (Forest., al 1991 et Benoît 2012). En sortie, nous avons 4 classes :

- classe 1 : stress hydrique faible lorsque $FDH > 70\%$,
- classe 2 : stress hydrique modéré lorsque $70\% > FDH > 50\%$
- classe 3 : stress hydrique élevé lorsque $50\% > FDH > 30\%$
- classe 4 : stress hydrique très élevé lorsque $FDH < 30\%$.
- Enfin, le croisement de différentes cartes (carte de stress hydrique, carte de risque de salinisation, carte d'occupation-utilisation du sol, carte d'humidité de sol, carte d'activité chlorophyllienne) nous permet d'identifier les secteurs affectés par le stress hydrique et de déterminer les seuils de risque selon un indice (I) qui varie de 0 (risque nul) à 1 (risque très élevé). Les résultats de classification sont obtenus par l'outil « Raster Calculator » sur ArcGIS, et ce selon 4 degrés :
 - risque faible : $I < 0.25$
 - risque moyen : $0.25 < I < 0.5$
 - risque élevé : $0.5 < I < 0.75$
 - risque très élevé : $I > 0.75$

2. Résultats

2.1 L'intensité de la contrainte hydrique dans la région

La figure 4 permet de suivre l'extension spatiale du stress hydrique dans la plaine deltaïque de Majerda. A l'échelle de toute la période étudiée (2000-2016), le stress hydrique augmente en allant des ensembles de jbelles qui entourent la région au nord et au sud vers la plaine deltaïque et au fur et à mesure qu'on se dirige de l'intérieur vers le littoral. Les secteurs limitrophes des zones humides enregistrent les maxima du stress hydrique (la valeur de I se situe entre 80% et 100%), à cause de la domination des sols halomorphes (salins ou non lessivés), des sols hydromorphes et des sols peu évolués caractérisés par un taux de salinité très élevé (Brahmi et al., 2010). Les versants nord de la région sont les moins touchés

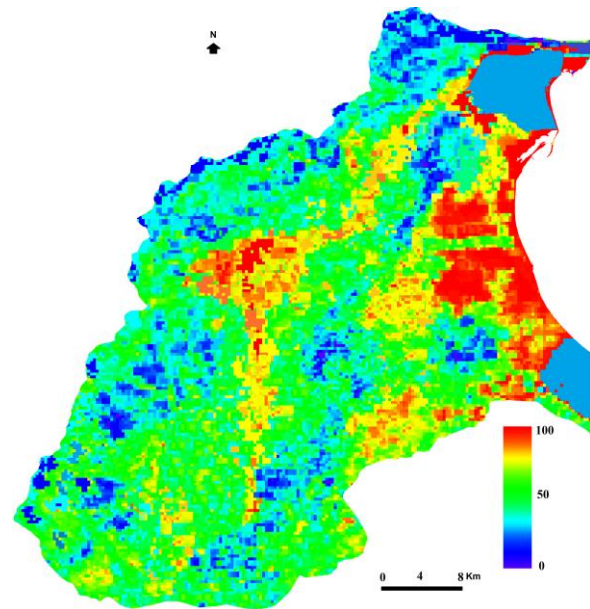


Figure 4. Fractions annuelles de stress hydrique dans la plaine deltaïque de la Majerda (2000-2016)

par le stress hydrique car ils sont exposés aux flux humides du nord générateurs des précipitations et une reconstitution rapide de la réserve utile du sol (Mjejra., 2015). Par contre, les versants sud sont potentiellement propices au développement du stress hydrique car ils sont à l'abri de ces flux humides. Du reste, la plaine deltaïque de Majerda montre une extension

remarquable des paliers à fraction de stress hydrique supérieur à 50%. Les agronomes admettent que les plantes commencent à souffrir du manque d'eau lorsque l'ETR n'arrive pas à couvrir 50% de l'ETM. Ce niveau du stress hydrique gagne toute la plaine, à l'exception de l'axe du cours d'eau de l'oued Majerda et quelques périmètres irrigués situés à Kalaât Landalous, Cherfech et Jedeida où la réserve utile est à son maximum, et ce grâce au système de l'irrigation pratiqué dans la région.

2.2 Carte de risque de stress hydrique estival

La synthèse de l'ensemble des informations dans un SIG, ainsi que leurs confrontations avec les données environnementales, ont permis de dresser la carte de risque de stress hydrique dans la plaine deltaïque de Majerda selon quatre degrés souvent corrélés aux caractéristiques des ressources en sols. La figure 5 montre que la superficie de la région se répartit respectivement en: 30.5 % risque moyen, 24.8 % risque élevé, 18.2 % risque faible, 15.9 % risque très élevé et 10.6 % surfaces aquatiques. De fait, les secteurs à risque très élevé

et élevé couvrent 40.7 % de la superficie de la plaine et sont situés principalement aux alentours des zones humides et des secteurs des cultures pluviales où se localise la classe à risque élevé. En effet, la céréaliculture et l'oléiculture se caractérisent par une production irrégulière « *qu'est un indicateur d'une vulnérabilité à la sécheresse* » (Henia., coord. 2015). Ceci est expliqué par les caractéristiques des sols (texture fine, salinité, assèchement des sols ...) qui constituent l'un des facteurs structurels de la sensibilité de la région au stress hydrique, car la recharge des sols en eau se perd facilement. Cependant, 48.7 % des terres de la région indiquent un risque moyen ou faible. Ils sont jumelés en grande partie avec les périmètres irrigués, les sommets des jbel et secteurs à végétation dense, ici la recharge des sols en eau est assurée rapidement et les situations d'assèchement et de salinité des sols sont négligeables.

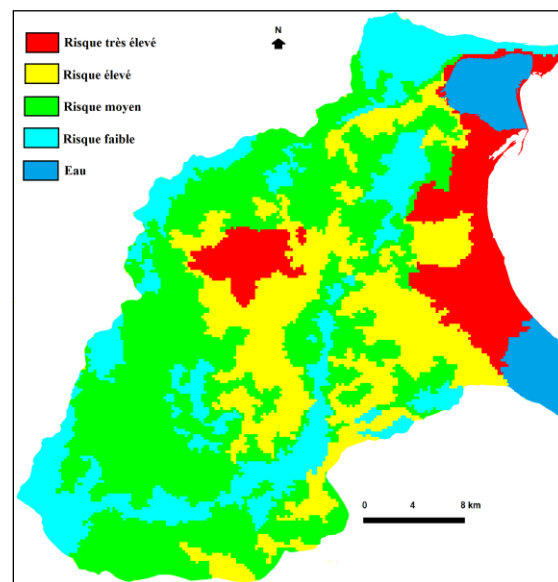


Figure 5. Carte de risque de stress hydrique estival dans la plaine deltaïque de la Majerda

Conclusion et discussion

Le présent travail fait ressortir les secteurs les plus exposés au risque de stress hydrique, en tenant compte du fonctionnement de l'écosystème de la plaine deltaïque de la Majerda. La méthode utilisée permet de mieux cerner et assez finement, les variations spatiales de cette contrainte hydrique. Elle permet également, de constater que les sols constituent l'élément de premier ordre dans la détermination du degré de risque du stress hydrique dans la région.

La structuration d'une base de données géo-spatiale opérationnelle dans un SIG permet de suivre la traçabilité de la contrainte hydrique dans la région étudiée et en même temps contribuer à la cartographie du degré de ce risque. Ces résultats obtenus par le croisement des informations relatives, uniquement, aux facteurs environnementaux ont besoin d'une confrontation aux paramètres sociaux économiques et des observations de terrain. Ce qui

pourrait être figolé par l'acquisition d'autres informations plus détaillées et à une autre échelle spatiale plus fine, celle de la parcelle et temporelle celle de la saison. Une approche plus globale peut être envisagée à travers la prise en compte des principaux facteurs déterminant les caractéristiques socio-environnementales de la plaine deltaïque de la Majerda.

Bibliographie

- Aghrab A., 2005 : *Étude de la sécheresse au Maroc : types, impacts, gestion, caractérisation et alerte précoce*. Edition Le Manuscrit. 122 p.
- Benoît S., Sanoussi A., et Luc K., 2012 : Revue des indices climatiques utilisés dans les systèmes d'assurances agricoles indicelles en Afrique. *Revue Sécheresse*, **23**, pp. 255-260
- Besbes M (sous. Dir) 2014: *La mesure des risques hydrologiques, avancées et applications scientifiques dans le secteur de l'eau*. Académie Tunisienne des Sciences, des lettres et des Arts Beït al-Hikma, Tunis. Collection Colloques. 244p.
- Bourgou M, (coordi), 2007 : *Les littoraux entre nature et société (actes du colloque de Tunis en hommage à Roland Paskoff)*, Publications de l'ENS : Éditions Sahar, Tunis. 359 p.
- Brahmi N., Hatira A., et Rabia M-C., 2010 : Contribution de la télédétection et des systèmes d'information géographique à la prise en compte du risque de prolifération des Aedes dans les zones humides de Bizerte (Nord de la Tunisie). *Revue Physio-géo*, **Vol 4**, pp. 151-168.
- El Garouni A., Boussema M. et Ennabli M., 1999 : Contribution de l'imagerie satellitaire à la détection des zones saturées et au zonage de l'évapotranspiration dans la basse vallée de Mejerda (Tunisie). *In Sécheresse vol. 10 n°2*, pp. 117-122.
- Henia L., et Hlaoui Z. (coordination), 2015 : *Contribution à l'étude des aléas et risques climatiques en Tunisie*. Faculté des Sciences Humaines et sociales de Tunis, unité de recherche GREVACHOT, Tunis, 319 p.
- Mjeira M., 2015 : *Étude de l'évapotranspiration dans le bassin versant de l'Oued Majerda (en Tunisie) : Apport de la Télédétection Satellitaire et des Systèmes d'Information Géographiques*. Thèse de Doctorat en Géographie, Université de Tunis, Université de Rennes 2, 300 p.
- Mjeira M., 2013 : Cartographie de l'impact des inondations de février 2012 sur le secteur agricole à la basse vallée de Majerda en Tunisie. *Actes du XXVI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie Cotonou*, pp 415-420.
- MARH, 2007 : *Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques*. Cahier 2, Ministère de l'Agriculture et des ressources Hydrauliques (MARH), Tunisie.
- Mekki I. et Bouksila F. 2008 : Vulnérabilité du milieu physique, pratiques des agriculteurs et performance du périmètre irrigué de Kalâat El Andalous, basse vallée de la Medjerda, nord de la Tunisie. *Annales de l'INRGREF (2008)*, **11**, Numéro spécial, pp. 77-91.
- Ministère de l'Équipement et de l'Environnement, 2013. Seconde Communication Nationale de la Tunisie à la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques. Tunis, 174 p.
- Samaali H., 2011 : *Étude de l'évolution de l'occupation et de l'utilisation du sol dans le delta de Medjerda par télédétection et systèmes d'information géographique*. Thèse de doctorat de géographie. Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 377 p.
- Slama F., 2003. Modélisation du fonctionnement des ouvrages de drainage agricole dans le périmètre irrigué de Kalaât Landelous (Basse Vallée de la Mejerda). Mémoire de DEA, ENIT. Tunis. 104 p

COMPARATIVE STUDY OF METHODS OF STANDARD CLIMATIC YEAR CHARACTERIZATIONS IN FACE OF EXTREME WEATHER EVENTS IN THE CITY OF RECIFE/BRAZIL

MOREIRA A.B. (1), WANDERLEY L.S.A. (2), ZAMPARONI C.A.P. (3) et NÓBREGA R.S. (4)

(1) Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, Brazil. ayo.badiru@hotmail.com

(2) Instituto Federal de Educação Ciências e Tecnologia de Alagoas, Brazil; and Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, Brazil. lucassaw.13@gmail.com

(3) Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Mato Grosso, Brazil; and DCR/Facepe Researcher at the Universidade Federal de Pernambuco, Brazil. cazamp@gmail.com

(4) Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, Brazil. rs_nobrega@yahoo.com.br

Summary: *The present study aims to discuss quantitatively and qualitatively the pluviometric regime of the city of Recife through the characterization of standard years based on precipitation data recorded from 1962 uptill 2017. For this, four statistical methods of standard year characterization were used: standard deviation from the mean, Rain Anomaly Index, quantiles and boxplot. Applying more than one statistical technique had the purpose of the observation of the multiplicity of classifications that can be attributed for the same year. Finally, the calculation of the annual frequency of extreme daily rainfall events was carried out with the purpose of defining a summarized classification resulting from each calculated method considering the relationship between the precipitation data and its impacts on the population.*

Keywords: *climatology, standard year, extreme pluviometric events.*

Résumé : *Le travail présent a pour but de discuter des précipitations dans la ville de Recife par la caractérisation des années-types basées sur les données de précipitations enregistrées entre les années 1962 et 2017. Pour cela, quatre méthodes statistiques de caractérisation de l'année standard ont été appliquées: écart type par rapport à la moyenne, indice d'anomalie de pluie, quantiles et boxplot. L'application de plusieurs techniques statistiques a pour but d'observer la multiplicité des classifications pouvant être attribuées pour la même année. Enfin, le calcul de la fréquence annuelle des événements de précipitations extrêmes quotidiens a été effectué dans le but de définir une classification qui résume les résultats de chaque méthode calculée et qui a également examiné la relation entre le comportement des données sur les précipitations et leurs impacts sur la population.*

Mots clés: *Climatologie, années-types, événements extrêmes.*

Introduction

Rainfall is the most important meteorological and climatological variable in the tropics (MOTA and ZIPSER, 2002) and this importance is highlighted in the city of Recife (Brazil) by both the high annual precipitation values and its geomorphological configuration in addition to the disordered occupation of its space.

Notwithstanding, it's highly valuable to give more attention to daily pluviometric data and not simply the mean annual values since they tend to deviate towards normality. Souza et al (2012) verified that pluviometric daily events over 55 mm always trigger problems to the population of Recife and Wanderley et al (2018) points out that these events occur on average seven times a year, while events above 100 mm present a recurrence rate of two years. Given the complexity of the atmosphere in the Northeast Region of Brazil along with the urgent need

for the improvement of civil defense and protection, it is advisable to rethink climatological methods applied in this city.

Methods of standard climatic year characterization consist of separating years that present similar features for a variable and electing the standard years for each group (SILVESTRE et al., 2013), these methods also converge in their focus on the dispersion of values of each event and on the central values of the time series. Also, Schneider e Silva (2012) alerts to the importance of considering the social impacts when classifying standard years.

For this reason, the present work shows the initial steps to reach a standard climatic year classification for Recife considering the annual daily frequency of extreme pluviometric events. Firstly, four statistical methods were applied, and thus, their results were discussed in relation to the daily pluviometric events, in order to synthesize the calculated data into a resulting classification.

1. Data and Method

1.1 Study Area

The study area comprises the city of Recife, capital of the state of Pernambuco, located in the extreme east of the Northeast Region of Brazil (Fig. 1). Recife pertains to the tropical climate type of the Eastern Northeast, characterized by autumn/winter rains and low temperature and humidity annual range. The annual pluviometric regime is intense, presenting an average of 2,292 mm with a standard deviation of 482.5 mm, with a high annual variability (WANDERLEY, 2018), as shown in Figure 2.

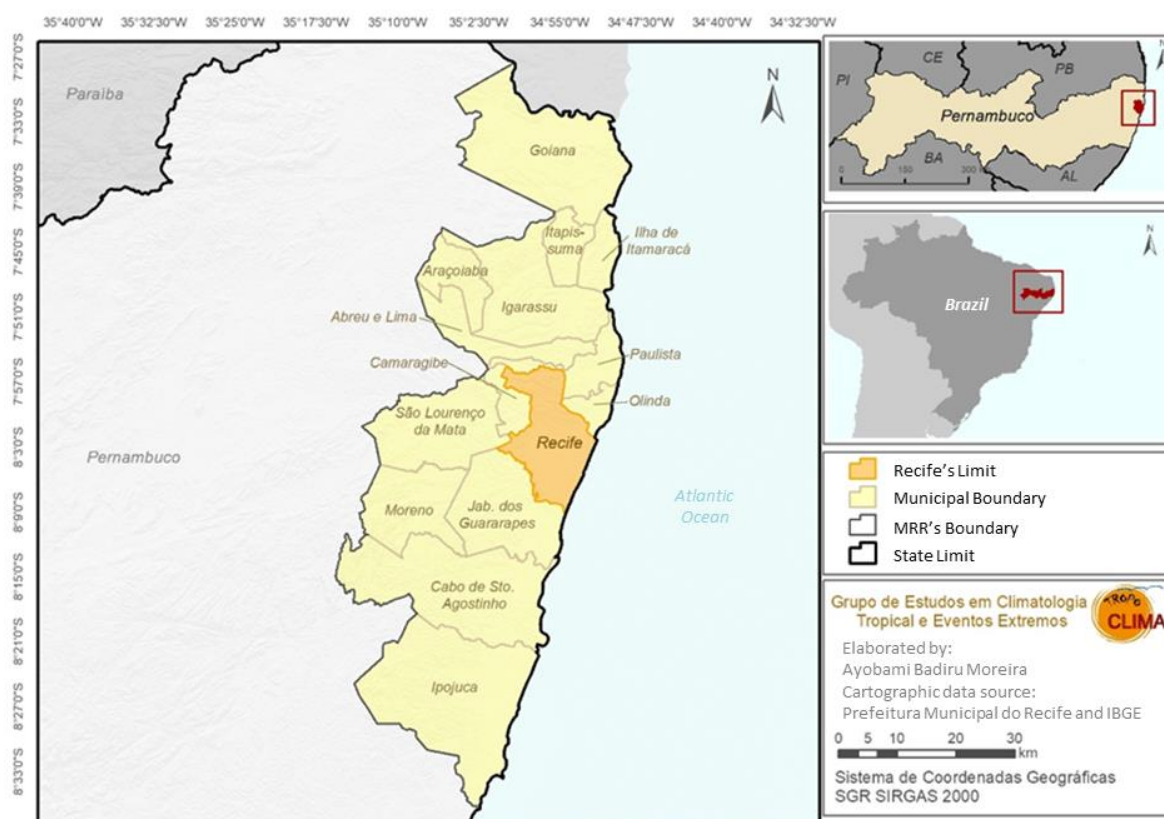


Figure 1. Location map of the city of Recife-PE in relation to the boundary of the Metropolitan Region of Recife and the State of Pernambuco (elaborated by the authors).

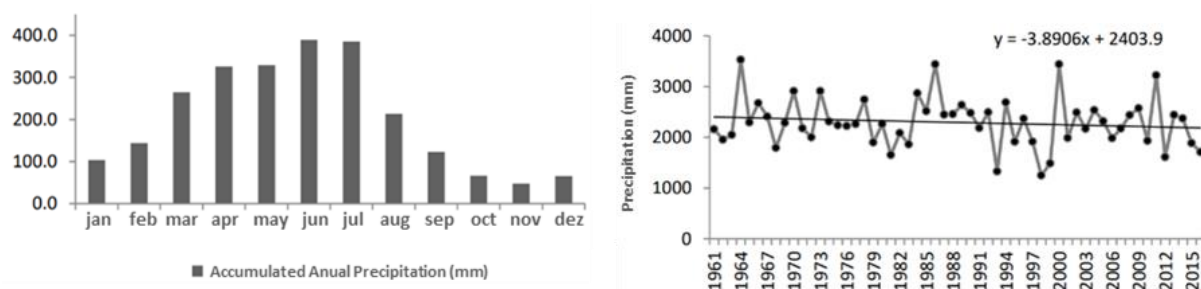


Figure 2. Graph of the average monthly precipitation for the city of Recife between 1961-2016 on the left and graph of the annual precipitation values for Recife between 1961-2016 on the right. Source: Adapted from Wanderley et al (2018).

1.2 Methodological Procedures

Daily precipitation data from INMET 82900 station, made available by the BDMEP database (*Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa*), between January 1962 and December 2017, were used in this study. Two temporal scales were considered: the **daily scale** to analyze the frequency of daily pluviometric events equal or above 55 mm (presented by Souza (2012) as a threshold for damage occurrence against population in Recife); and the **annual scale** for statistical calculations of the standard year classification methods: Standard Deviation from the Mean (SDM), Rainfall Anomaly Index (RAI), quantiles and boxplot; following the respective classes:

Table 1. SDM method classes.

Classes	Intervals
Rainy (R)	$y > \bar{x} + s$
Tending towards Rainy (TR)	$\bar{x} + (1/2)s < y < \bar{x} + s$
Normal (N)	$\bar{x} - (1/2)s < y < \bar{x} + (1/2)s$
Tending towards Dry (TD)	$\bar{x} - s < y < \bar{x} - (1/2)s$
Dry (D)	$y < \bar{x} - s$

Table 2. RAI method classes.

Classes	Intervals
Extremely humid (EH)	$y > 4$
Very humid (VH)	$2 < y < 4$
Humid (H)	$0 < y < 2$
Dry (D)	$-2 < y < 0$
Very Dry (VD)	$-4 < y < -2$
Extremely Dry (ED)	$y > -4$

Table 3. Quantile method classes.

Classes	Intervals
Extremely Rainy (ER)	$y \geq Q_{95}$
Very Rainy (VR)	$Q_{85} \leq y < Q_{95}$
Rainy (R)	$Q_{65} \leq y < Q_{85}$
Normal (N)	$Q_{35} \leq y < Q_{65}$
Dry (D)	$Q_{15} \leq y < Q_{35}$
Very Dry (VD)	$Q_{05} \leq y < Q_{15}$
Extremely Dry (ED)	$y < Q_{05}$

Table 4. Boxplot method classes.

Classes	Intervals
Super Rainy (SR)	$y \geq Q_{95}$
Rainy (R)	$Q_{75} \leq y < Q_{95}$
Normal (N)	$Q_{25} \leq y < Q_{75}$
Dry (D)	$Q_{05} \leq y < Q_{25}$
Super Dry (SD)	$y < Q_{05}$

Each method had used different terms to name the standard year classes, for this reason, they were standardized as: "extremely dry", "very dry", "dry", "normal", "rainy", "very rainy" and "extremely rainy". For each year the daily frequency of pluviometric events above 55 mm and their respective standard deviation were also calculated in order to discuss them alongside the outcomes of the calculated methods to reach a resulting classification.

2. Results

Figure 3 shows two data groups: a) the annual daily frequency of pluviometric events above 55 mm (red bars) along with its trend (red continuous line) and its standard deviation thresholds (red dashed lines); and b) the annual accumulated precipitation with its trend (blue continuous lines).

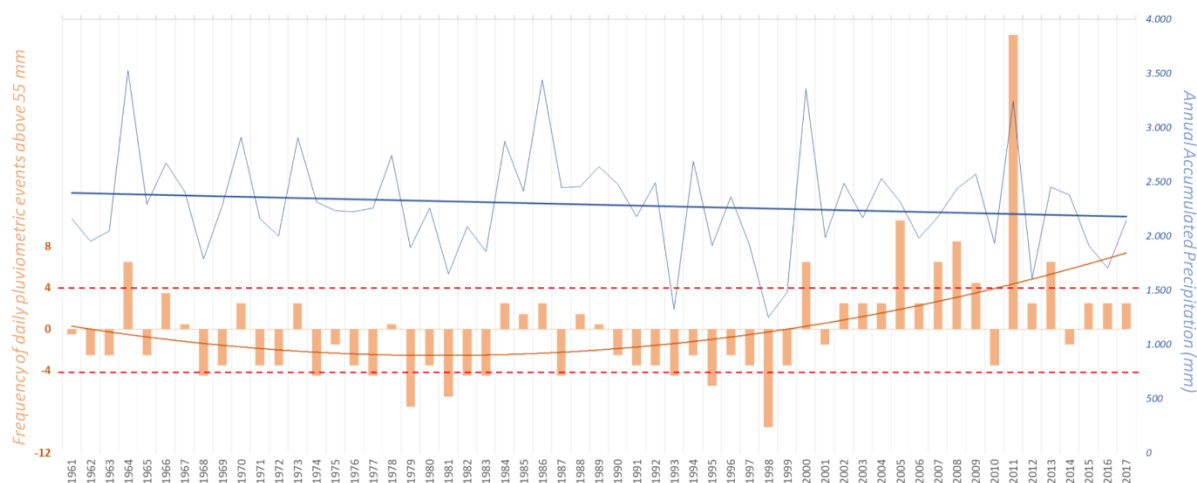


Figure 3. The annual accumulated precipitation with its tendency (blue continuous lines) and the annual daily frequency of pluviometric events above 55 mm (red bars), its standard deviation thresholds (red dashed lines) and its tendency (red continuous line). Elaborated by the authors.

The graph in Figure 03 reveals an increasing trend of frequency of daily extreme pluviometric events (since 1989) while the trend of annual accumulated precipitation decreases. Also, Dubreuil et al (2018) pointed that the Am climatic type of Köppen classification (predominant in Recife) is decreasing and giving place to the As climatic type in this city. That indicates a trend to decrease accumulated precipitation and a more defined dry season.

The upward trend of extreme daily weather events in Recife was also indicated by Wanderley et al (2018). The Figure 3 clearly shows the contrast between the years before and after the year 2000: There are eleven years below the negative threshold (1968, 1974, 1977, 1979, 1981, 1982, 1983, 1987, 1993, 1995 e 1998) and all of them are before 2000's, while amongst the seven years above the positive threshold (1964, 2000, 2005, 2007, 2008, 2010 e 2013) only one was before 2000's.

While the annual accumulated precipitation trend is reducing, Rocha & Santos (2017) showed an increasing trend of air temperature in Recife. The combination between increasingly higher air temperatures and the high availability of moisture from the Atlantic Ocean can be a trigger for the greater occurrence of extreme weather events.

Figure 4 shows the results of the four applied methods in a gradient of colors, ranging from red (for extremely dry) to dark blue (for extremely rainy). Within the study years, only nine showed the same values in all the methods (1962, 1966, 1967, 1989, 1994, 1995, 1997, 2010 e 2015), reflecting a lack of consensus amongst the methods.

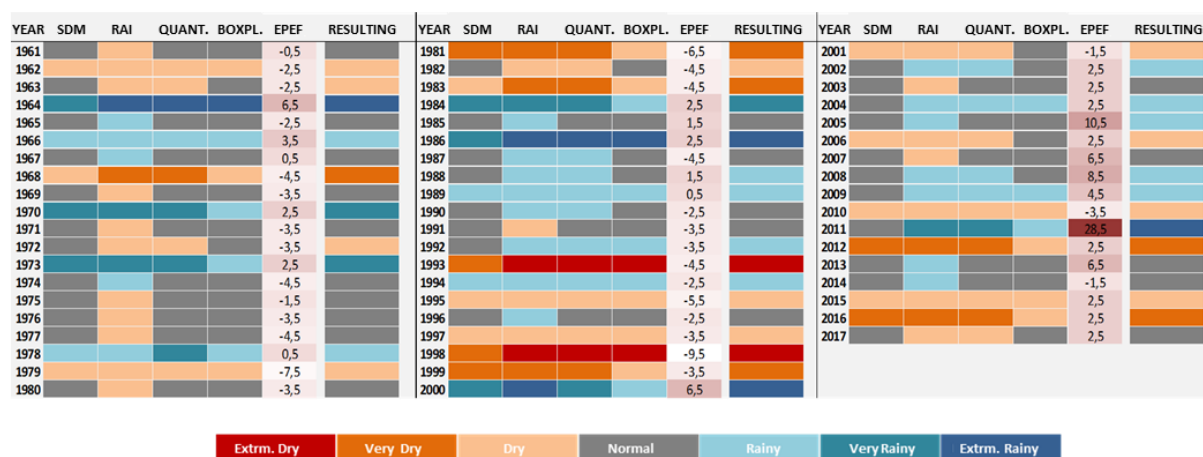


Figure 4. Resulting classes for each year in a gradient of colors, ranging from red (for extremely dry) to dark blue (for extremely rainy) and their respective standard deviation (elaborated by the authors).

Two criteria were considered in reaching a resulting classification: a) to elect the class with the highest frequency for the listed years, and when this is not apparent b) to resort to the standard deviation value.

Thus, the resulting class from years such as 1964, 1973 and 1978 were chosen considering the most frequent class amongst the four methods, while the years that do not show a class with a higher frequency (such as 1968, 1983, 1987 and 1988) had their resulting class determined by standard deviation value.

For example, the years 1987 and 1988 recorded near precipitation values (2.447 mm and 2.455 mm respectively) but 1987 was below the negative threshold of daily weather events, this led to fit them in different classes. Also, the year 2011 was considered as “extremely rainy” when considering its daily weather events. The resulting classes frequency for each decade is presented in Table 5.

Table 5. The frequency of each resulting class by decades. Elaborated by the authors.

	Extr. Dry	Very Dry	Dry	Normal	Rainy	Very Rainy	Extr. Rainy
1961 – 1969	0	1	2	4	1	0	1
1970 – 1979	0	0	2	5	1	2	0
1980 - 1989	0	2	1	3	2	1	1
1990 – 1999	2	1	2	3	2	0	0
2000 – 2009	0	0	3	2	5	0	1
2010 – 2017	0	2	1	3	0	0	1

The two first decades (60’s and 70’s) concentrated most of the records close to the “normal”, while the third one (80’s) varied more. The fourth decade (90’s) showed the dryer year of the time series (1998 with 1.250 mm). It was the drier and the only decade to record extremely dry

years, also, 50% of them was related to dry classes. This entire decade showed annual daily extreme events records below the mean.

In contrast, the 2000's was the rainiest with 60% of the records concerning to rainy classes and the most quantity of annual daily extreme weather events above the positive threshold. The last decade, although incomplete, indicates to be drier than 2000's and but keeping its extreme weather events above the mean.

Conclusions and Discussion

The present study aimed to discuss the characterization of standard climatic years in the city of Recife, for this, four statistical methods were applied, their results were synthesized and analyzed considering the annual daily frequency of pluviometric events equal or above 55 mm.

Furthermore, the results shown do not intend to display an ultimate classification but to expand the debate around the influence of the frequency of annual daily pluviometric events on the climatic feature of Recife.

The next steps of this study involve the refinement of standard year classification for Recife using a multivariate statistical method, in order to encompass the data from total annual precipitation and the frequency of extreme pluviometric events in the same calculation.

Acknowledgments

The authors show appreciation to:

- Grupo de Estudos em Climatologia Tropical e Eventos Extremos (Tropoclima/UFPE)
- Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco (PPGEO/UFPE);
- Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes);

References

- Dubreuil V, Fante KP, Planchon O, Sant'Anna Neto JL. Climate change evidence in Brazil from Köppen's climate annual types frequency. *Int J Climatol*. 2018;1–11. (<https://doi.org/10.1002/joc.5893>)
- Mota, G. V; Zipser, E. J., 2002. Rainfall Estimates over South America. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu, PR.
- Rocha, J. V. C; Santos, V. A. 2017. Caracterização de mudanças climáticas na cidade do Recife utilizando séries temporais. *Revista Brasileira de Climatologia*. 20. 148 – 168.
- Silvestre, M. R.; Sant'anna Neto, J. L.; Flores, E. F., 2013. Critérios estatísticos para definir anos padrão: uma contribuição à Climatologia Geográfica. *Revista Formação*. 20, 23 – 53.
- Souza, W. M.; Azevedo, P.V.; Araújo, L.E., 2012. Classificação diária e impactos decorrentes dos desastres associados às chuvas na cidade do Recife-PE. *Revista Brasileira de Geografia Física*. 2, 250-268.
- Wanderley, L.S.A; Nóbrega, R.S; Moreira, A.B; Anjos, R.S, Almeida, C.A.P., 2018. As chuvas na cidade do Recife: Uma climatologia de extremos. *Revista Brasileira de Climatologia*. 22. 149-164. (<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0>)

LES INONDATIONS CATASTROPHIQUES DE SEPTEMBRE 2018 DANS LA PENINSULE DU CAP BON (TUNISIE) ET LEURES INCIDENCES MATERIELLES: CAS DE L'INFRASTRUCTURE ROUTIERE

MRABTI M. (1), BOURGOU-ABDAOUI M. (2), BEN BOUBAKER H. (2) et AGUERBI JAOUADI H. (1)

(1) Institut National de la Météorologie, Tunisie, mrabtimondher@yahoo.fr, direction.generale.inm@gmail.com
(2) Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités. Université de Manouba-L.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Environnementales, Tunisie. E-mail : Malek-bourgou@live.fr, hboubaker@yahoo.fr

Résumé : Le climat de la péninsule du Cap-Bon se caractérise par une grande variabilité interannuelle et un régime de pluies bimodal. Le 22 septembre 2018, des pluies diluviennes s'y sont abattues produisant un record de 297 mm à Beni Khalled et quelques 150 à 180 mm ailleurs. Elles ont été produites par une situation atmosphérique exceptionnelle, marquée surtout par un retour d'Est autour d'une dépression creuse sur le golfe de Hammamet. Des inondations se sont produites, provoquant des dégâts humains et matériels, touchant surtout le réseau de transport routier. Ce réseau submergé d'eau, a été soit bloqué par les sédiments arrachés à l'amont des villes soit carrément endommagé. Les conséquences ont été également lourdes sur le plan social (6 morts) avec des dégâts économiques fort coûteux pour l'infrastructure et les biens publics et privés.

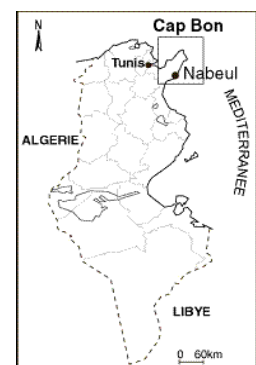
Mots clés: fortes pluies, inondations, péninsule du Cap Bon, circulation routière.

Summary: The climate of the Cap-Bon Peninsula is characterized by high interannual variability and a bimodal rainfall pattern. On September 22nd, 2018, torrential rainfall produced a record of 297 mm in Beni Khalled and some 150 to 180 mm elsewhere. They resulted of an exceptional atmospheric situation, marked mainly by an Eastern return on the Gulf of Hammamet. Floods caused human and material damage, mainly affecting the road transport network. These roads, submerged with water, were either blocked by the sediments or badly damaged. The consequences were also heavy on the social level (6 deaths) with high cost economic damage for infrastructure, public and private goods.

Keywords: Heavy rains, floods, Cap-Bon Peninsula, road traffic

Introduction

Des pluies diluviennes se sont abattues sur la péninsule du Cap Bon (Tunisie nord-orientale) le 21 et surtout le 22 septembre 2018, avec un record d'une tranche de pluie de 297 mm en quatre heures à Béni Khalled et quelques 200 à 150 mm ailleurs. Il s'agit d'un évènement exceptionnel, ayant touché une péninsule réputée pour sa forte concentration humaine et économique, son réseau routier dense (Nasr M., 2017), d'où sa grande vulnérabilité aux aléas naturels. Il s'agit d'analyser cet évènement, ses causes climatiques ou autres et ses incidences catastrophiques, particulièrement sur l'infrastructure routière.



1. Données et méthodes

Afin de diagnostiquer l'aspect paroxysmique de la situation pluviométrique étudiée et de ses impacts catastrophiques, la présente étude se réfère à des données hydro-pluviométriques et des

données de terrain. Les données pluviométriques se rapportent à des stations appartenant au réseau de l'Institut National de la Météorologie (INM) et de la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE). Par souci de précaution, seules les stations ayant des séries de données continues couvrant la période d'observation 1982-2018 et qui étaient fonctionnelles le 22 septembre 2018 ont été retenues (tableau 1).

Tableau 1. Principales stations d'observation pluviométrique de la péninsule du Cap-Bon (1982-2018)

Station	Code	Alt. (m)	Longitude°	Latitude°	Station	Code	Alt. (m)	Longitude °	Latitude°
A.Tbornok*	840487	400	10,46	36,53	Korba*	843731	11	10,86	36,58
B.Khaled	841252	63	10,60	36,62	Korbous*	843741	10	10,57	36,82
Bge Masri*	840766	170	10,49	36,53	M.Bouzelfa*	844217	52	10,58	36,68
Bge Abelmonem†	840762	20	10,98	36,84	Od.Chiba*	843733	90	10,77	36,70
BouArgoub*	841314	120	10,55	36,53	Soliman*	846927	12	10,49	36,69
Hammamet*	843063	28	10,60	36,41	Takelsa Coop*	847380	100	10,63	36,76
Haouaria*	843082	40	11,01	37,05	Takelsa Rib.*	847384	105	10,66	36,85
Kelibia**	843629	27	11,10	36,86	Tazoghane*	847788	94	10,87	36,90
Nabeul**	844628	1	10,75	36,44					

** Station INM.

* Station DGRE

Ensuite, l'étude se réfère à des données hydrologiques relatives aux débits de pointe et du coefficient de ruissellement, recueillies auprès de la DGRE, concernant les quatre bassins versants jouxtant les principales villes grièvement inondées (en particulier Nabeul, Hammamet, Beni Khalled et Menzel Bouzelfa). Enfin, l'analyse des origines atmosphériques des fortes pluies se réfère à des documents synoptiques, pour la date du 22 septembre 2018. Pour illustrer les impacts catastrophiques des inondations, des visites de terrain ont été effectuées notamment dans les sites routiers sinistrés, à l'intérieur et à l'extérieur des villes. En vue d'alléger le texte, les exemples cités se réfèrent essentiellement à la station pluviométrique et à la ville de Nabeul.

L'approche consiste à mettre en évidence la dimension multirisque des cet événement et son caractère exceptionnel et ce, à travers l'analyse des documents météorologiques et hydrologiques et leur comparaison par rapport à l'apport pluvio-hydrologique moyen, tout en prenant en considération les facteurs et les impacts socio-économiques.

2. Résultats

2.1 Une grande variabilité interannuelle des pluies, avec risque de pluies diluviennes

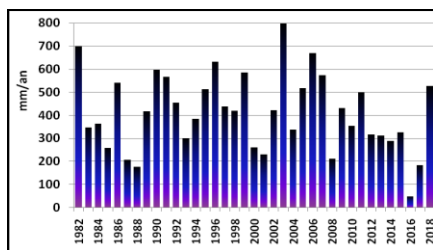


Figure 1. Variabilité interannuelle des précipitations dans la station de Nabeul (1982-2018)

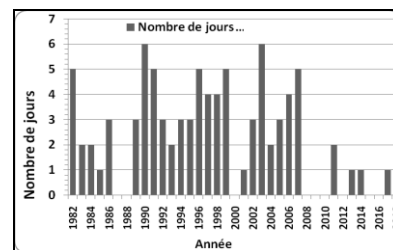


Figure 2. Fréquence interannuelle des jours de pluies torrentielles ($P \geq 30$ mm) à Nabeul

A l'instar de l'ensemble de la Tunisie, la péninsule du Cap-Bon se caractérise par une grande variabilité interannuelle des pluies (Ben Boubaker et al., 2010; Melki et Ben Boubaker, 2017). En l'occurrence, la courbe de l'évolution de la pluviométrie de la station de Nabeul depuis sa création (1982-2018) met en évidence l'ampleur de ces fluctuations (fig. 1).

Compte tenu du régime pluviométrique dans la région, ce risque de pluies intenses se situe au cours de la saison pluvieuse, allant de septembre à mai. En particulier, les précipitations du

mois de septembre, objet de la présente étude de cas, se situent en moyenne entre 30 et 50 mm dans la majeure partie de la péninsule (fig. 3). Quasiment le même schéma se reproduit dans le reste de la péninsule, avec de légères nuances des cumuls pluviométriques mensuels.

A l'échelle quotidienne, les risques de pluies diluviennes supérieures à 30mm/jour (Henia et al, 2000) ne sont pas absents et peuvent atteindre jusqu'à 6 jours/an (fig. 2).

2.2 Les pluies diluviennes catastrophiques du 22 septembre 2018

La journée du samedi 22 septembre 2018 a enregistré des pluies diluviennes dans la majeure partie de la péninsule du Cap-Bon, notamment dans sa partie méridionale. En l'occurrence, près du tiers du total annuel s'est abattu en une seule journée, voire en quelques heures dans des stations comme à Menzel Bou Zelfa (180 mm), Grombalia (162 mm), Takelsa (139 mm), Soliman (244 mm), Nabeul (201mm). Quant à la station de Béni Khalled, elle a enregistré 297 mm en quatre heures, soit un record à l'échelle du pays (fig. 3).

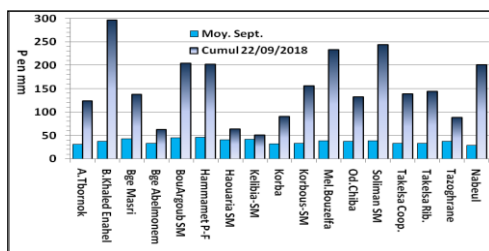


Figure 3. Cumul pluviométrique du 22 septembre 2018 comparé à la moyenne de septembre (1982-2018)

Ces pluies ont provoqué des crues d'oueds et un ruissellement extrême avec des débits de pointe atteignant 1500 m³/s au bassin versant d'Oued El Bey par exemple, avec un coefficient de ruissellement estimé à 70% (tableaux 2 et 3).

Tableau 2 : Débits de pointe des cours d'eau du 22 septembre 2018 (DGRE, 2018)

Bassin Versant	Surface (km ²)	Débit (m ³ /s)	Q spécifique m ³ /s/km ²
El Kebir	44,5	202	4,5
Souhil	24,7	120	4,9
El Bey	531	1500	2,8
Defla	104	620	5,9

Tableau 3: Lamme d'eau écoulee et coefficient de ruissellement le 22 septembre 2018 (DGRE, 2018)

Bassin versant	Apport écoulee (M. m3)	Lamme écoulee (mm)	Apport pluvio. (M. m3)	Coefficient ruissellement (%)
El Kebir	6	135	9,2	65
Souhil	3	121	5,5	55
El Bey	80	151	114	70
Defla	12	115	19	63

2.3 Un type de temps particulièrement instable à l'origine des pluies diluviennes

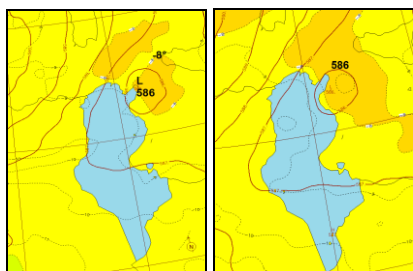


Figure 4. Situation à la surface 500 hPa le 22/9/2018 à (a) 12h et (b) à 15h en Tunisie

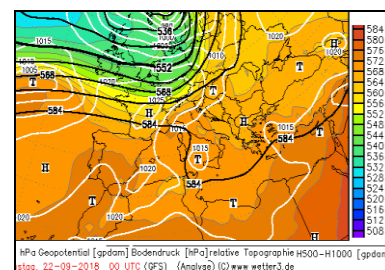


Figure 5. Situation en surface et géopotentiel 500 hPa le 22-9-2018 à 00h

La journée du 22 septembre 2018 a été marquée par une instabilité atmosphérique particulièrement marquée sur le détroit de Sicile et le golfe de Hammamet, ce qui a généré les pluies diluviennes sur la péninsule. Une dépression bien creuse en surface et altitude s'est

formée au sud de l'Italie, s'est dirigée vers le sud en passant par le détroit de Sicile où elle s'est renforcée (fig. 4 et 5). Elle a fini par s'installer sur le golfe de Hammamet en début de matinée du 22 septembre.

2.4 Des dégâts matériels importants, particulièrement perceptibles sur le réseau routier

Ces pluies diluviennes ont provoqué des dégâts matériels caractérisés par la presse nationale de « catastrophiques ». Les dégâts ont affecté les biens publics et privés (habitations, bâtiments publics, terrains agricoles, ...) ainsi que l'infrastructure ferroviaire et routière, qui a été grièvement endommagée, aussi bien en milieu urbain qu'en dehors des villes. Dans certains cas, l'infrastructure routière a été endommagée par des ravinements qui ont ébréché les bas-côtés. Dans d'autres cas, c'est une portion entière de la route qui a été emportée ou/et un pont qui a été endommagé (figures 6, 7, 8).



Figure 6. Torrents d'eau et coulées boueuses entravant la circulation dans le centre ville de Nabeul le 22/9/2018



Figure 7. Route régionale n°4 ébréchée de 1,40 m au Km7 de la route Béni-Khalled- Korba

Figure 8. Pont sur Oued el Kbir sur la route menant à la gare de Bir Bou Regba

Source des images : Cliché Bourgo M

3. Discussion

3.1 Un phénomène atmosphérique exceptionnel et imprévisible

La situation atmosphérique qui s'affichait la veille du 22 septembre ne permettait pas d'anticiper la dimension de l'épisode pluvieux. En effet, en cours de matinée, la trajectoire de la cellule orageuse « n'était pas celle prévue par les modèles » (Meteofrance-INM, 2018). Cependant, ces prévisions annonçaient un chiffre de l'ordre de 50 mm pour le 22 septembre au matin, mais les alertes de l'INM ont commencé à ajuster ces prévisions pour aller jusqu'à 100 mm vers midi.

La dépression, génératrice de l'épisode pluvieux, était très creuse sur le golfe de Hammamet (figures 4, 5, 9 et 10) et véhiculait un « retour d'Est », avec une cellule prenant une trajectoire ouest, comme le montrent les images satellitaires (fig. 9). Cette cellule s'est renforcée sur une mer encore « très chaude », avec une température de surface entre 26°C et 28°C

(Meteofrance-INM, 2018). ce qui soutient l'instabilité de l'air dans les basses couches. C'est ce qui laisse présager qu'on est en présence d'une perturbation assimilée à un *médicane* (<http://www.meteofrance.fr>).

Entre 12h et 15h TU, les apports pluviométriques dépassaient les estimations. A Béni Khalled par exemple, plus de 200 mm sont cumulés dans un intervalle de moins de 4 heures (DGRE, 2018). En conséquence, les lacs et barrages jalonnant les villes de la péninsule se trouvent débordés et les déversoirs se mettent en action, déversant des flots d'eau se surajoutant aux eaux précipitées, sur des terrains déjà engorgés d'eau.

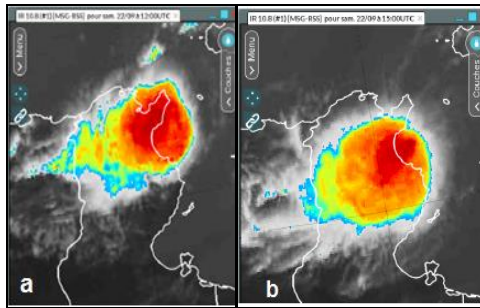


Figure 9. Images Sat à le 22/9/2018 12h et 15 hTU (Meteofrance-INM, 2018)

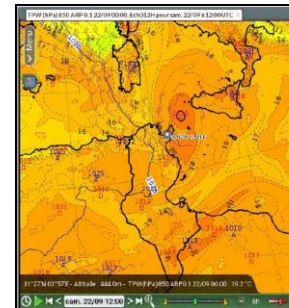


Figure 10. Champs thermique à la surface 850 hPa et isobares au sol le 22/9/2018 à 12h (Meteofrance-INM, 2018)

3.2 Un réseau de transport routier grièvement endommagé

Les fortes pluies du 22 septembre 2018 ont provoqué le débordement des cours et des plans d'eau, ainsi que l'inondation des rues et des routes, convertis en véritables chenaux. Des quartiers entiers, dans des villes comme Nabeul, Menzel Bouzelfa, Béni Khalled, Korbous, Korba, ... ont été envahis par les flots d'eau, de sorte à les isoler entièrement. Des conséquences induites en cascade se sont produites. En particulier, des chaussées ont été érodées, des ponts ont été endommagés (fig. 10, 11). Des véhicules ont été emportés par les flots, parfois avec des passagers à bord (6 morts la même journée). Les coupures de routes, sur plusieurs dizaines de kilomètres, ont isolé plusieurs villages et quartiers, notamment dans la région de Nabeul, Béni Khalled et de Menzel Bou Zelfa jusqu'à Korba. Les eaux pluviales, souvent chargées de boue, ont entravé la circulation routière pour plus de trois jours. Les établissements scolaires ont fermé, faute de moyens d'accès et en raison de la submersion des locaux d'eau et de boue.

Selon le Gouvernorat de Nabeul (Sources orales et articles de presse) les dégâts ayant touché l'infrastructure et les biens ont été estimés à 100 Millions de Dinars (MD) tunisiens, dont à 27 MD pour la seule infrastructure routière, 7,5 MD pour l'infrastructure scolaire, 2,6 MD pour les habitations,

3.3 L'origine de la catastrophe : faute de la nature, problème d'aménagement ou défaillance de gestion

La paralysie de la circulation routière dans la péninsule, en particulier dans sa partie méridionale, suite aux pluies diluviennes du 22 septembre 2018 ne peut être considérée uniquement le destin de la nature (Fehri et al, 2009). L'intervention humaine, souvent irrationnelle, a rendu le milieu vulnérable, aggravant le risque des inondations et ses conséquences induites. En effet, sur la façade occidentale ainsi que sur la façade orientale de la péninsule du Cap Bon, l'essentiel du tissu urbain occupe la frange littorale, censée constituer l'exutoire naturel de la plupart des cours d'eau. Ensuite, les lits de ces oueds ne cessent de se

rétrécir, suite à une urbanisation anarchique et envahissante qui les étouffe. Enfin sur le cours de ces oueds, de multiples gués ont été édifiés d'une façon irrationnelle, car elles ne respectent ni la dynamique fluviale de l'oued et ses crues, ni les caractéristiques techniques nécessaires pour qu'un tel ouvrage puisse résister pendant les hautes eaux, sans entraver le transit des dépôts de crue (figure 8).

Ajoutons aussi que l'intensité des pluies a été telle qu'elle a provoqué le débordement des lacs collinaires et obligé les gestionnaires à procéder à des lâchures des barrages se trouvant à l'amont des principales villes, déjà submergées d'eau, notamment autour de Nabeul, Béni Khalled, Menzel Bouzelfa, ... Ces lâchures ont été parfois accusées d'être à l'origine de l'aggravation de la situation sur les routes et dans les villes.

Conclusion

Les inondations ont affecté en particulier les réseaux de transport, produisant des incidences induites multiples (blocage des transports publics et privés, blocage du transport scolaire, cessation du ravitaillement, accidents de route, ...). Compte tenu de la réalité de l'occupation du terrain, de l'état de l'aménagement des villes, mais aussi de la vulnérabilité naturelle, il s'avère qu'on est face à un aléa multiple et complexe. La catastrophe incombe aussi bien à la responsabilité humaine qu'aux origines climatiques.

Afin de réduire les risques d'une telle catastrophe, il est impératif de cesser les pratiques irrationnelles étranglant les cours d'eau, tel que la construction dans les lits majeurs et de dimensionner les ouvrages hydrauliques proportionnellement aux pluies extrêmes. Il est aussi indispensable de procéder au curage périodique des lits d'oueds. Les solutions préconisées ne peuvent pas être purement techniques, car la sensibilisation des décideurs et de la population est également une alternative. Enfin, Malgré ses incidences « dévastatrices » cet épisode a eu quelques effets positifs, en particulier sur la recharge des nappes, après 3 années consécutives de sécheresse. Par exemple, au niveau de la nappe de Hammamet-Nabeul, la remontée a été de 4,68 m, contre un niveau de -1,23 m en 2016, soit un gain de 3,45m. (DGRE, 2018).

Bibliographie

- Ben Boubaker H., Cheikho T., El Melki T. et Laborde J.P. (2010) : Analyse et Cartographie automatique des paramètres pluviométriques dans la presqu'île du Cap-Bon. Climat, société et dynamique des paysages en Tunisie. Edit. Université de Tunis (GRVACHOT) et Université de Manouba (BICADE). p. 89-111.
- Fehri N., Samaali H. et Abaza K., 2009. Les inondations catastrophiques du 13 octobre 2007 dans le secteur de Sabbalet Ben Ammar entre aléa climatique et responsabilité anthropique (Grand- Tunis, Tunisie), in *RTG*, n°40, pp.31-55.
- Henia L. et Melki T. (2000): *Circulation de « Retour d'est » et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale*. A.I.C., Vol 13, p-p : 120-127.
- Météo France - INM, 2018. Situation météo du 22/09/2018. Simulation de cas de vigilance. Note, 44p.
- Melki T. et Ben Boubaker H, 2017. Le Climat de la Péninsule du Cap-Bon: Potentialités et contraintes pluviométriques et thermiques.
- Nasr M., 2017. Cartographie de l'évolution récente de l'occupation et de l'utilisation du sol dans le Cap Bon. Thèse de Doctorat en géographie, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines de Sfax, 435 p.
- <http://www.meteofrance.fr/actualites/66433858-video-qu-est-ce-qu-un-medicane>.
- <https://actu.lachainemeteo.com/actualite-meteo/2014-11-09/medicane-en-tunisie-un-phenomene-violent-en-cours-26691>.

VARIABILITÉ D'EXCÉDENT/DÉFICIT EN EAU D'UN BASSIN VERSANT SEMI-ARIDE AU BRÉSIL PENDANT DES ANNÉES CONTRASTÉES

MUTTI P. (1,2), BEZERRA B. (1,3) et DUBREUIL V. (2)

(1) *Climate Sciences Post-graduate Program, Federal University of Rio Grande do Norte, Brazil [pedromutti@gmail.com; bergson.bezerra@gmail.com]*

(2) *LETG-Rennes-COSTEL, UMR-6554 CNRS, Université Rennes 2, France [vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr]*

(3) *Department of Atmospheric and Climate Sciences, Federal University of Rio Grande do Norte, Brazil*

Résumé : *Comprendre le bilan spatial et temporel entre les taux de précipitations et d'évapotranspiration dans les bassins versants semi-arides peut éclairer la distribution quantitative et la dynamique des réserves en eau. L'objectif de cette étude est de calculer un bilan hydrique simplifié à l'aide de données de précipitations et évapotranspiration obtenues par télédétection afin de déterminer l'excédent/déficit hydrique mensuel et annuel sur le bassin du fleuve Piranhas-Açu (région semi-aride du Brésil) au cours d'années contrastées. Les résultats montrent que la répartition spatiale du bilan de l'eau ne dépend pas exclusivement des caractéristiques de la surface et que les régions où les taux d'évapotranspiration sont élevés ne présentent pas nécessairement un déficit en eau. Globalement, le volume total des excédents d'eau pendant l'année humide a été 4,7 fois supérieur au déficit observé pendant l'année sèche.*

Mots clés: *Télédétection, évapotranspiration, précipitations, bilan hydrique, MODIS*

Summary: *Understanding the spatial and temporal budget between rainfall and evapotranspiration rates in semiarid water basins may shed a light on the quantitative distribution and storage dynamics of its water resources. The objective of this study is to compute a simplified water balance through remotely sensed rainfall and evapotranspiration estimates in order to determine monthly and annual water surplus/deficit over the Piranhas-Açu watershed (Brazilian semiarid region) during contrasting years. Results show that the spatial patterns of the water surplus/deficit do not depend exclusively on surface characteristics and regions with high evapotranspiration rates do not necessarily present water deficit. Overall, the total water surplus volume during the wet year was 4.7 times greater than the deficit observed in the dry year.*

Keywords: *Remote sensing, evapotranspiration, rainfall, water balance, MODIS*

Introduction

La croissance démographique et l'expansion de l'agriculture entraînent une augmentation de la demande en eau, qui est généralement gérée dans le cadre des bassins versants. Cependant, les conflits de distribution des ressources en eau sont fréquents dans de nombreux bassins hydrographiques en raison de la dégradation de la qualité de l'eau, des mauvaises pratiques de gestion et de la variabilité naturelle des précipitations. Cela est particulièrement vrai dans les bassins hydrographiques situés dans des environnements arides et semi-arides, où les années de sécheresse extrême alternent avec des années de taux de précipitations supérieurs à la moyenne, soulignant ainsi l'importance des processus hydrologiques et des études de bilan hydrique dans ces régions. En outre, ces régions déjà vulnérables sont sensibles aux effets du changement climatique, de sorte que les tendances projetées de diminution des précipitations (apport d'eau) et augmentation des taux d'évapotranspiration (ET) (demande d'eau) pourraient avoir des conséquences désastreuses sur la disponibilité de l'eau (Huang *et al.*, 2016).

Comprendre le bilan spatial et temporel entre les taux de précipitations et d'évapotranspiration dans un bassin hydrographique semi-aride peut éclairer la dynamique quantitative et de stockage de ses ressources en eau. Pour ce faire, il est nécessaire de disposer

de données mesurées ou estimées sur un vaste territoire et sur une période relativement longue. Actuellement, les méthodes les plus cohérentes et les plus opérationnelles pour quantifier les précipitations et l'évapotranspiration à l'échelle du bassin consistent à utiliser des données de télédétection ou des méthodes d'interpolation spatiale. Le bassin du fleuve Piranhas-Açu (BFPA) est situé dans la région semi-aride brésilienne (au nord-est du pays) où le climat est très contraignant pour le développement socio-économique. La plupart de ses terres sont couvertes par une forêt tropicale saisonnière typiquement brésilienne, la Caatinga, et ses ressources en eau sont principalement utilisées à des fins humaines et pour l'agriculture, à travers de petits et grands réservoirs saisonniers. Ainsi, l'estimation d'un bilan hydrique simplifié au cours des années contrastées du BFPA permet de comprendre le comportement de sa disponibilité en eau dans des conditions extrêmes, susceptibles de devenir plus fréquentes en raison du changement climatique. Le but de cette étude est de calculer un bilan hydrique simplifié à l'aide de données de télédétection des précipitations et de l'ET afin de déterminer l'excédent/le déficit mensuel et annuel en eau du BFPA pendant des années contrastées.

1. Données et méthodes

1.1 Données

1.1.1 Données de surface

Nous avons utilisé des données de rayonnement solaire mesurées dans sept stations météorologiques de l'Institut National de Météorologie (INMET) situées dans le BFPA et des données relatives aux composantes du bilan énergétique obtenues par un système de mesure des flux turbulents (*eddy covariance*). Ce système appartient à l'Institut National du Semi-aride (INSA) et est géré par le réseau NOWCDCB (Observatoire National de la Dynamique de l'Eau et du Carbone dans le Biome Caatinga), un réseau de recherche multidisciplinaire et de modélisation dans la région semi-aride du nord-est du Brésil. Ces données de surface ont été utilisées pour ajuster le modèle d'estimation de l'ET, ce qui sera expliqué dans les sections suivantes.

1.1.2 Données de télédétection

Les données de précipitations utilisées ont été obtenues à l'aide du produit TRMM_3B43 (v7) de la *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), qui consiste en des données de précipitations mensuelles maillées (0,25° x 0,25°). Pour l'estimation de l'ET, nous avons utilisé les données de la température de surface du sol (LST) à 8 jours, de l'albédo journalier et de l'Indice de Végétation par Différence Normalisée (NDVI) à 16 jours obtenues à l'aide des produits du *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS): MOD12A2, MCD43A3 et MOD13A2 respectivement. Toutes les données ont été ré-échantillonnées à une résolution de 500 mètres.

Pour la période d'étude, nous avons sélectionné une année humide et une année sèche pendant la période 2005-2015. Nous avons limité notre choix à cet intervalle de temps de 10 ans, car la carte d'occupation du sol utilisée (élaborée par l'Agence Nationale de l'Eau) est basée sur des images satellitaires de l'année 2010. Les caractéristiques de la surface jouant un rôle important dans la dynamique de l'ET, nous avons donc opté pour minimiser l'influence des changements d'occupation du sol en limitant le choix de l'année à une période de cinq ans avant et de cinq ans après 2010. Cette procédure est analogue à celle effectuée par Mutti *et al.* (2019) dans la même région d'étude et dans laquelle 2009 a été choisie comme année humide représentative et 2012 comme année sèche.

1.2 Méthodes

1.2.1 Estimation de l'ET

L'ET a été estimée à l'aide d'une combinaison de l'algorithme S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*) mis au point par Roerink *et al.* (2000) et l'algorithme *Simplified Surface Energy Balance* (SSEB), développé par Senay *et al.* (2007). Ce modèle combiné a été proposé par Mutti *et al.* (2019) et considère un ajustement par un facteur paramétrique représentant le flux de chaleur du sol (qui est généralement négligé) et un rehaussement basé sur le NDVI proposé par Senay *et al.* (2011). L'ET journalière (ET_d - mm.j⁻¹) peut être estimée comme suit:

$$ET_d = 79,5 \Lambda_d \frac{R_{nd}}{\lambda}$$

où λ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.450 kJ.kg⁻¹), R_{nd} est le rayonnement net journalier (W.m⁻²) et Λ_d est la fraction évaporative journalière. Le rayonnement net journalier a été obtenu à l'aide de l'équation suivante:

$$R_{nd} = (1 - \alpha) R_{s\downarrow,d} - 156,2 \frac{R_{s\downarrow,d}}{R_0}$$

où $R_{s\downarrow,d}$ est le rayonnement incident journalier (W.m⁻²) obtenu à l'aide des données de stations météorologiques et R_0 est la moyenne du rayonnement extraterrestre (W.m⁻²) calculé à chaque station météorologique; α est l'albédo obtenu par le produit de télédétection MCD43A3. La fraction évaporative journalière a été estimée à l'aide des jeux de données NDVI (MOD13A2) et LST (MOD12A2):

$$\Lambda_d = \left(0,35 \frac{NDVI}{0,7} + 0,65 \right) \frac{LST_H - LST_s}{LST_H - LST_{LE}}$$

où LST_H (K) est la température moyenne de trois pixels «chauds» représentatifs situés sur des régions de sols découverts où l'évapotranspiration est minimale et les flux de chaleur sensible sont maximaux; LST_{LE} (K) est la température moyenne de trois pixels «froids» représentatifs situés sur des zones fortement végétalisées ou des plans d'eau où les flux de chaleur sensibles sont minimaux et l'évapotranspiration est maximale; et LST (K) est la température de surface dans chaque autre pixel. Les valeurs de l'ET mensuelle et annuelle ont été obtenues en additionnant chaque valeur journalière calculée.

1.2.2 Bilan hydrique simplifié

Les excédents/déficits en eau mensuels et annuels (S_p) ont été calculés à l'aide d'un bilan hydrique simplifié qui tient compte de la différence entre les précipitations (P) obtenues par le produit TRMM_B343 et l'ET estimée par la méthode précédente pour chaque pixel:

$$S_p = P - ET$$

2. Résultats et discussion

La Figure 1 montre le comportement mensuel des précipitations, de l'ET et de l'excédent/déficit en eau pendant les années choisies. Les précipitations annuelles totales en 2009 ont été de 1.150,2 mm, ce qui représente 48,8% de plus que la valeur moyenne annuelle (environ 750 mm). Cette année-là, les précipitations en avril et en mai ont représenté 73,3% du total annuel. En revanche, en 2012, les précipitations annuelles totales ont été de 312,6 mm, soit 40,0% de moins que la moyenne, avec un maximum en février. En ce qui concerne l'ET, les taux les plus élevés pendant l'année humide (2009) ont été observés de mars (88,4 mm) à juillet (71,2 mm), lorsque les précipitations cumulées ont atteint 823,9 mm. Une diminution

constante et graduelle des taux d'ET a été observée à partir d'août en raison d'une diminution des précipitations, atteignant les valeurs les plus basses en octobre (31,7 mm) et en novembre (32,0 mm). En 2012, les taux d'ET maximum ont été observés sur une période plus courte, de mars (84,7 mm) à avril (69,6 mm). De juin à décembre, les taux d'ET ont été inférieurs à 34 mm, avec des précipitations cumulées de seulement 22,5 mm au cours de cette période.

On remarque la réponse mensuelle de l'ET aux précipitations, qui se produit avec un délai d'environ un mois. Ceci est dû au fait que l'ET dépend non seulement de l'apport d'eau, mais également de la disponibilité de l'énergie. Ainsi, pendant les mois de pluies (avril 2009 et février 2012), la couverture nuageuse est plus importante et moins de rayonnement atteint la surface pour alimenter le processus d'ET. L'eau précipitée est ensuite stockée par la végétation et dans le sol et s'évapore rapidement le mois suivant. Nous pouvons observer cela sur le graphique de 2009, avec une augmentation rapide des taux d'ET de janvier à mars en raison du début de la saison des pluies. Par conséquent, la végétation dormante avait facilement accès à l'eau, ce qui lui demandait instamment des apports en eau afin de maintenir ses activités métaboliques. Cependant, d'avril à mai, les précipitations sont restées élevées dans toute la région, ce qui a freiné l'incidence des radiations et stabilisé les taux d'ET. À partir de juillet, avec la diminution des précipitations (moins de 30 mm), les taux d'ET sont restés élevés, avec des moyennes mensuelles supérieures à 60 mm en raison de la rétention d'eau dans le sol pendant la saison humide prolongée et du maintien des activités de photosynthèse des plantes.

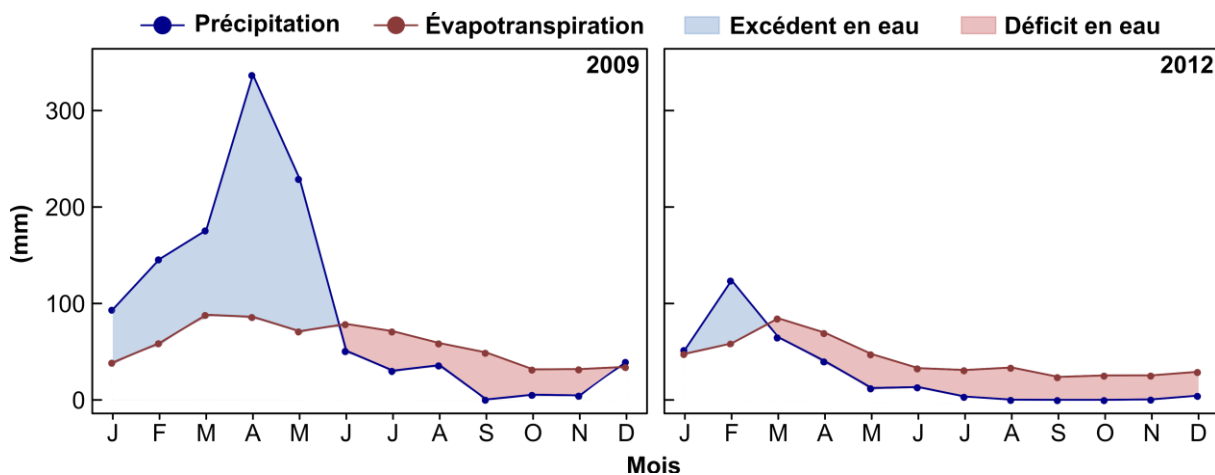


Figure 1. Moyennes mensuelles des précipitations, de l'évapotranspiration et de l'excédent/déficit en eau dans le BFPA au cours des années 2009 et 2012.

En 2009, il y a eu cinq mois consécutifs d'excédents en eau, alors qu'en 2012, il n'y en a eu que deux. Cependant, il est important de noter que bien que la période de déficit en eau ait été considérablement plus longue en 2012, le déficit mensuel était d'environ 30 mm pour tous les mois. Les déficits en eau sont généralement plus élevés immédiatement après une réduction soudaine des précipitations, comme en juin et septembre 2009 ou en mai et août 2012, suivis d'une baisse de leurs valeurs. Cela est dû au fait que l'ET a tendance à croître après les mois pluvieux (faibles précipitations et ET élevée = déficit élevé), mais diminue ensuite en intensité en raison de la consommation d'eau stockée (faibles précipitations et ET = déficit faible).

La Figure 2 illustre plus clairement ces tendances. En 2009, les précipitations ont été abondantes de janvier à mai dans l'ensemble de la région du BFPA, ce qui a entraîné d'importants excédents en eau dans tout le bassin. De juin à août, des précipitations ont encore été enregistrées, mais elles se sont concentrées dans des zones spécifiques, tandis que dans d'autres régions les taux d'ET étaient déjà élevés. Septembre est le premier mois de 2009 où aucune pluie n'a été enregistrée dans tout le BFPA. C'est donc le mois où le déficit en eau est le

plus important en raison des taux élevés d'évapotranspiration. Le même comportement est observé en mars et août 2012. De septembre à décembre 2012, même en l'absence de précipitations dans le bassin versant, la distribution du déficit en eau et son intensité étaient identiques. Au cours de ces deux années, les régions présentant les déficits les plus intenses sont celles où les taux d'ET sont les plus élevés, à savoir les régions de haute altitude et les plans d'eau.

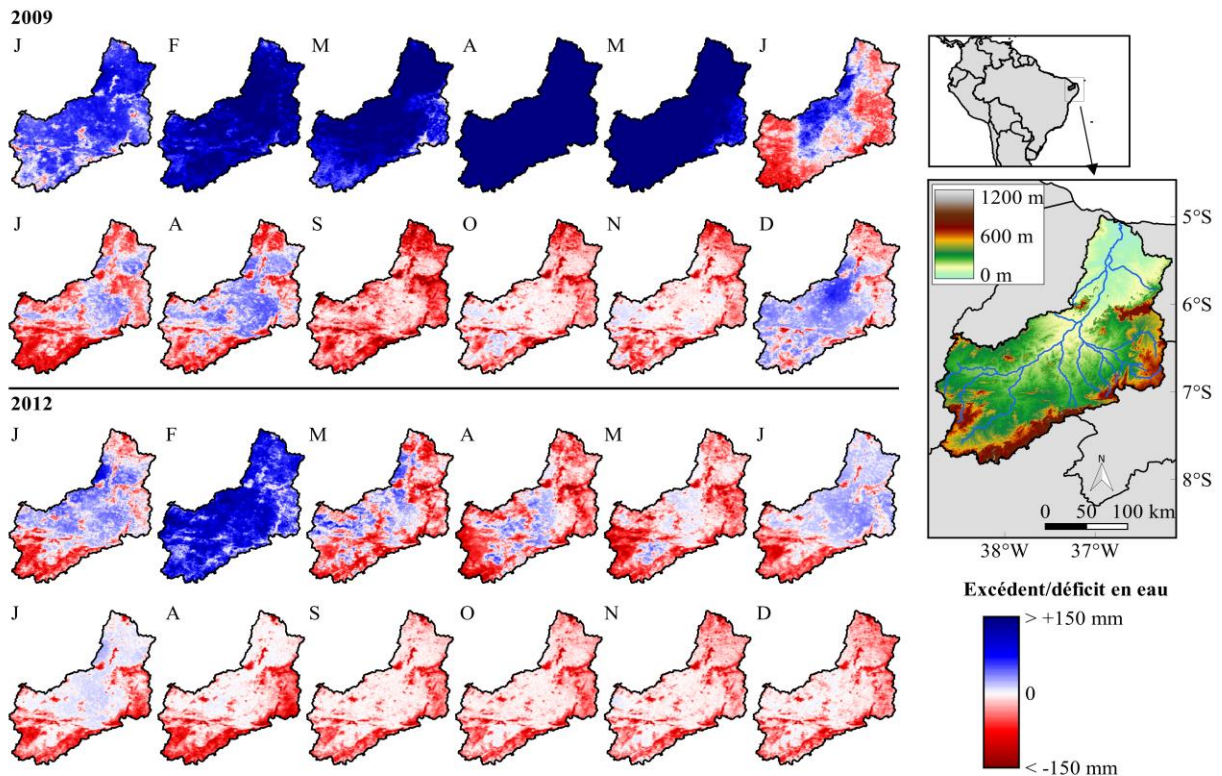


Figure 2. Hypsométrie et distribution spatiale d'excédent/déficit en eau total mensuel dans le BFPA au cours des années 2009 et 2012.

En comparant le Sp pour différentes classes d'occupation du sol (Tableau 1), on peut constater que l'excédent en eau observé au cours de l'année humide était 3 à 5 fois supérieur au déficit observé pendant l'année sèche pour les classes de végétation et d'agriculture. Sur les plans d'eau, le déficit en 2012 ($-267,7 \text{ Mm}^3$) était presque du même ordre absolu que l'excédent ($328,2 \text{ Mm}^3$) en 2009. Sur les régions de sols découverts, l'excédent ($6.061,3 \text{ Mm}^3$) en 2009 était 16,5 fois supérieur au déficit ($-366,4 \text{ Mm}^3$) en 2012. Globalement, le volume total de Sp dans le BFPA au cours de l'année humide ($31.515,1 \text{ Mm}^3$) était 4,7 fois supérieur au déficit ($-6.691,8 \text{ Mm}^3$) observé pendant l'année sèche.

La différence entre l'excédent et le déficit en eau du sol découvert peut s'expliquer par le fait que, sur les surfaces dépourvues de végétation, seule une petite partie de l'eau précipitée est retenue en surface et évaporée. La majeure partie de celle-ci coule superficiellement ou s'infiltre. Pendant les années sèches, cependant, on peut expliquer le faible déficit ($-48,7 \text{ mm}$) car le volume des précipitations ne suffit pas à saturer le sol et la majeure partie de l'eau s'évapore rapidement dans les premiers horizons du sol ou est consommée par la végétation herbacée qui ne se développe que pendant la saison humide. Dans la classe PA, l'excédent n'est que 1,2 fois supérieur au déficit pendant les années contrastées analysées. Ce résultat montre que, bien que le volume des précipitations en 2009 ait été quatre fois supérieur à celui de 2012, l'excédent en eau dans les réservoirs d'eau n'est que légèrement supérieur au déficit des années sèches. Comme il s'agit de zones à forte évaporation, la différence est probablement attribuée

à l'atténuation de l'excédent annuel de 2009 lors de la saison sèche. Dans l'ensemble, si l'on néglige les volumes associés à la recharge des nappes et à la consommation humaine d'eau, les résultats montrent que le surplus d'eau observé au cours d'une année de précipitations supérieure à la moyenne peut être 4,7 fois supérieur au déficit observé au cours d'une année anormalement sèche.

Tableau 1. Excédent/déficit en eau total au cours des années 2009 et 2012 par classe d'occupation du sol.

PA: plans d'eau; AC: agriculture; CD: Caatinga dense; CC: Caatinga claire; SD: sol découvert.

Classe	Superficie (km ²)	Sp (mm)		Volume Sp (Mm ³)	
		2009	2012	2009	2012
PA	587	560,1	-456,1	328,8	-267,7
AC	1.872	717,5	-129,4	1.343,2	-242,2
CD	7.951	672,7	-177,0	5.348,6	-1.407,3
CC	25.364	726,3	-161,6	18.421,9	-4.098,8
SD	7.523	805,7	-48,7	6.061,3	-366,4
Total	43.297	721,5	-153,2	31.515,1	-6.691,8

Conclusion

L'objectif de cette étude était de quantifier la distribution spatiale des excédents/déficits en eau dans le bassin du fleuve Piranhas-Açu et d'analyser ses variations pendant une année humide et une année sèche. Les résultats ont montré qu'au cours de l'année humide, il y avait eu cinq mois consécutifs d'importants excédents en eau pendant la saison des pluies, alors qu'il n'y en avait que deux pendant l'année sèche. Le déficit en eau pendant les mois secs n'a pas dépassé 50 mm les deux années. On a également pu constater que le déficit en eau était plus élevé au cours du mois qui a suivi la fin d'un mois de pluie, en raison de la hausse des taux d'ET au cours de ces mois. En termes annuels, l'excédent en eau en 2009 (année humide) était jusqu'à 4,7 fois plus élevé que le déficit observé en 2012 (année sèche).

Bibliographie

- Huang, J., Ji, M., Xie, Y., Wang, S., He, Y., & Ran, J. (2016). Global semi-arid climate change over last 60 years. *Climate Dynamics*, **46**(3–4), 1131–1150. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2636-8>
- Mutti, P. R., da Silva, L. L., Medeiros, S. de S., Dubreuil, V., Mendes, K. R., Marques, T. V., Lúcio, P. S., Santos e Silva, C. M., Bezerra, B. G. (2019). Basin scale rainfall-evapotranspiration dynamics in a tropical semiarid environment during dry and wet years. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **75**, 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.10.007>
- Roerink, G. J., Su, Z., & Menenti, M. (2000). S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**(2), 147–157. [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8)
- Senay, G. B., Budde, M. E., & Verdin, J. P. (2011). Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: Validation with the METRIC model. *Agricultural Water Management*, **98**(4), 606–618. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.10.014>
- Senay, G. B., Budde, M., Verdin, J. P., & Melesse, A. M. (2007). A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. *Sensors*, **7**(6), 979–1000. <https://doi.org/10.3390/s7060979>

LES LOCAL CLIMATE ZONES FACE À LA CANICULE DE 2018 À DIJON

RICHARD Y. (1), DUDEK J. (3,4), EMERY J. (2), GRANJON L. (4), PILLOT L. (4), REGA M. (1), VAIRET T. (1,2), PERGAUD J. (1), CODET-HACHE O. (5), DODET M.F. (5), THÉVENIN T. (2,4), THÉVENIN D. (6) et POHL B. (1)

(1) Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté, yves.richard@u-bourgogne.fr

(2) UMR 6049 ThéMA, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté

(3) UMR 5600 Environnement Ville Société, CNRS/Univ Lyon III

(4) USR 3516 MSH de Dijon, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté

(5) Service écologie urbaine, Dijon Métropole

(6) CDM 21, Météo France

Résumé : Les températures de l'air mesurées par le réseau MUSTARDijon sont analysées lors de la canicule de l'été 2018 (24 juillet - 8 août). La méthode WUDAPT est appliquée à l'agglomération de Dijon afin d'identifier les Local Climate Zones (LCZs). Les rythmes diurnes et les moyennes nocturnes des températures sont analysés selon les LCZs ainsi qu'en fonction de l'altitude et de la distance au centre-ville. Lors des nuits caniculaires, l'altitude joue un rôle négligeable. Les températures dépendent de la distance au centre-ville. Elles sont également associées au type d'anthropisation résumé par les LCZs. Forme du bâti et végétation sont les deux clés permettant de comprendre et de moduler les températures nocturnes, celles qui impactent le plus la santé humaine lors des canicules.

Mots clés : Température, canicule, Îlot de Chaleur Urbain, LCZ.

Summary: Air temperatures measured by the MUSTARDijon network are analyzed during the summer 2018 (July 24 - August 8) heat wave. The WUDAPT method is applied to Dijon to identify Local Climate Zones (LCZs). Diurnal rhythms and nighttime mean temperatures are analyzed according to LCZs as well as to altitude and distance to the city center. During warm nights, altitude plays a negligible role. The temperatures depend to the distance of the city center. They are also associated to the anthropization summarized by the LCZs. Form of the building and vegetation are the two keys to understand and modulate the night temperatures which have the greatest impact on human health during heat waves.

Keywords: Temperature, heat wave, Urban Heat Island, LCZ.

Introduction

Initialement dédiées à de simples gradients de température entre campagne et ville, les recherches sur les Îlots de Chaleur Urbains (ICUs) visent aujourd'hui à l'identification de zones cohérentes en termes de température et de morphologie. Les Urban Climate Zones (UCZs) ont été proposées (Oke, 2006) puis généralisées en Local Climate Zones (LCZs) par Stewart et Oke (2012). Le système de classification en LCZ fournit un cadre normalisé pour les observations et études de la température urbaine. L'objectif est de favoriser les échanges mondiaux entre recherches dédiées aux ICUs. D'abord appliquées à des grandes métropoles comme Glasgow (Emmanuel and Krüger, 2012), Madrid (Brousse et al., 2016) ou Hong Kong (Lau et al., 2015 ; Zheng et al., 2018), les LCZs s'avèrent également être très pertinentes pour des villes moyennes comme Nancy (Leconte et al., 2015a ; 2015b) ou Dijon (Richard et al., 2018). Les LCZs sont aujourd'hui utilisées dans le cadre de WUDAPT World Urban Database and Access Portal Tools (WUDAPT), projet communautaire visant à recueillir un recensement des villes du monde entier (See et al., 2015). WUDAPT propose

d'utiliser le système de classification LCZ comme point de départ pour caractériser les villes de manière cohérente.

Les canicules ou vagues de chaleur sont des phénomènes qui se développent, que ce soit au regard de leurs fréquences, de leurs intensités, de leurs durées ou de la période de l'été pendant laquelle elles interviennent. Toutes les études convergent pour indiquer que ces événements devraient s'intensifier dans les décennies à venir (Schoetter et al., 2015 ; Ouzeau et al., 2016). En France, l'été 2018, le plus long jamais enregistré au regard du nombre de jours où la température a dépassé 25°C, a également été marqué par une canicule dépassant non seulement celle de 2006 en intensité, mais aussi celle de 2015 en longueur, bien que restant en retrait par rapport à celle de 2003 (Météo France). Les effets combinés des ICU et du changement climatique rendent les villes et leurs populations de plus en plus vulnérables aux stress thermiques (Vandentorren et al., 2004 ; Willett and Sherwood, 2012 ; Mora et al., 2017). A l'échelle de la France, Santé Publique France a estimé que la surmortalité associée à la canicule de 2018 s'élèverait à 1480 personnes. À Dijon (Fig. 1), la surmortalité observée lors de la canicule de 2003 a été parmi les plus fortes de France (Vandentorren et al., 2004).

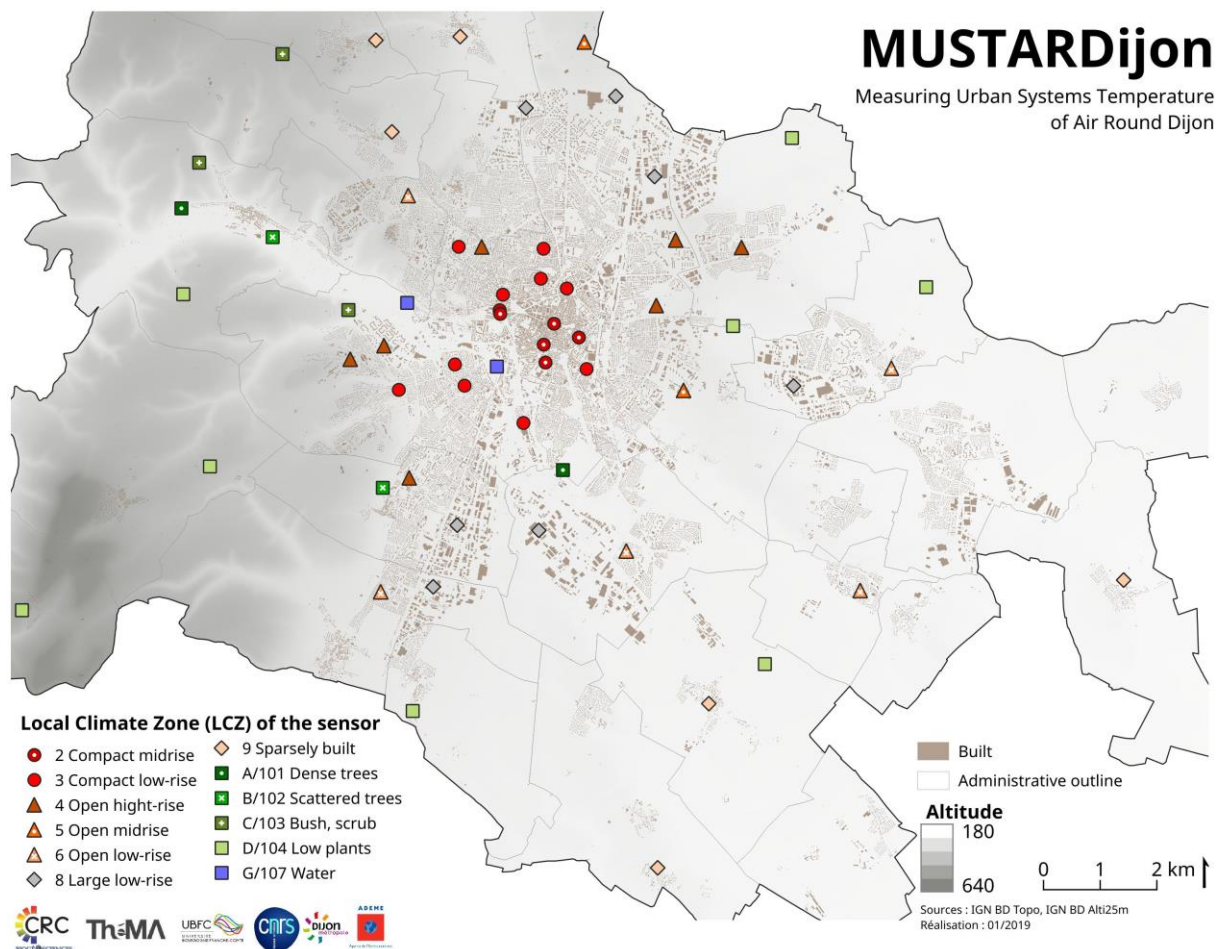


Figure 1. Le réseau MUSTARDijon et les LCZs des 60 sondes

Depuis, les épisodes caniculaires sont suivis avec attention par les services de la ville. Lors du plus récent et plus long épisode caniculaire, 24 juillet au 8 août 2018, quels furent les facteurs ayant le plus conditionné la température ? L'altitude, la distance au centre-ville ou bien l'environnement immédiat synthétisé par les LCZs ? Cette connaissance, encore lacunaire, présente de forts enjeux. En effet, en contexte de changement climatique, les Plans Climat-Air-Énergie Territoriaux (PCAET) et les plans d'urbanisme pourront s'appuyer sur la connaissance

des facteurs contrôlant la température lors des épisodes caniculaires afin de promouvoir un urbanisme durable et adapté à un climat où les canicules deviendront plus fréquentes, plus longues et plus intenses.

1. Données et Méthode

Les données principales sont issues du réseau MUSTARDijon créé en 2014. En 2018, il comporte 60 sondes déployées sur les 240 km² du territoire de Dijon Métropole (Fig 1). L'analyse porte sur les températures horaires mesurées lors de la canicule de l'été 2018 (24 juillet - 8 août), les rythmes diurnes moyens et les moyennes des températures nocturnes (2100 - 0500 UTC). Trois jeux de données complémentaires sont 1/ le Modèle Numérique de Terrain de résolution 25 m (BD Alti 25 m) de l'Institut Géographique National (IGN), 2/ différentes couches d'informations renseignant le bâti, la voirie et l'artificialisation des surfaces fournies par Dijon Métropole, et 3/ sept images satellitales Landsat 8 (Emery et al., 2018). Pour chacune des 60 sondes (Fig. 1) ont été calculées l'altitude (à partir du MNT), la distance au centre-ville (à partir des coordonnées des sondes) et la LCZ selon une maille de 100 m de côté. Pour déterminer la LCZ, les 7 images Landsat ont été mobilisées selon la méthode WUDAPT (See *et al.*, 2015 ; Richard et al., 2018).

2. Résultats

Les rythmes diurnes moyens sont calculés sur la période caniculaire, allant du 24 juillet au 8 août, pour les 60 sondes regroupées en fonction des 12 LCZs répertoriées sur le territoire de Dijon Métropole (Fig. 2). Les principales caractéristiques de chacune des séries et des 12 LCZs sont identifiables par comparaison avec la courbe en noir qui représente la moyenne des 60 séries, ou moyenne spatiale.

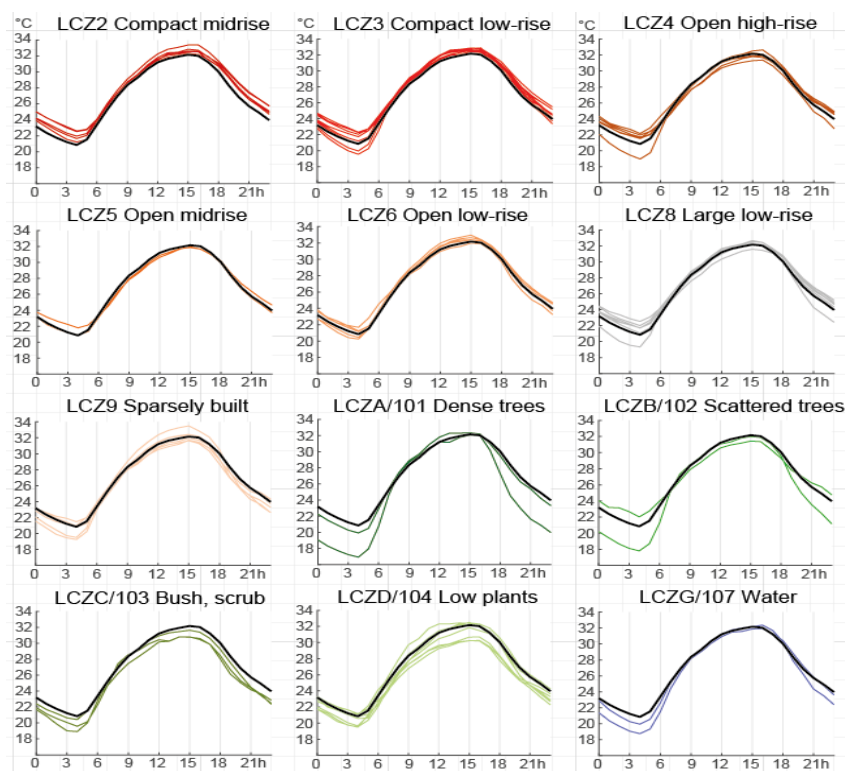


Figure 2. Profils thermiques diurnes moyens (24 juillet – 8 août 2018) des 60 sondes selon la LCZ en h UTC

Par rapport à la moyenne spatiale, les 6 sondes de la LCZ2 Compact midrise (centre-ville de Dijon) sont systématiquement chaudes. Parmi les autres LCZs représentant les espaces les plus urbanisés, ce sont les LCZs 3 Compact low-rise (faubourgs), 4 Open high-rise (Immeubles) et 8 Large low-rise (Zones d'activité ou zones commerciales) qui apparaissent comme étant également chaudes, nonobstant 4 exceptions. Les LCZs regroupant les espaces péri-urbains (LCZ5, 6 et 9) ont des températures proches de la moyenne spatiale. Les LCZs représentant les espaces les plus végétalisés, ou à proximité des plans d'eau, connaissent les températures les plus fraîches. C'est vérifié, surtout lors des heures de nuit, sur la majorité des sondes situées dans les LCZs A/101 Dense trees, C/103 Bush, scrub, D/104 Low plants, et G/107 Water. La LCZB/102 Scattered trees associe une station fraîche au sein de vergers situés dans une vallée encaissée et une station chaude au sein des vignes de la côte viticole.

Les températures moyennes nocturnes (2100 - 0500 UTC) des 60 séries sont calculées (Fig. 3). Elles sont mises en regard de l'altitude (Fig. 3a), de la distance au centre-ville (Fig. 3b) et de l'appartenance à une LCZ (Fig. 3c).

Aucune relation simple n'apparaît avec l'altitude (Fig. 3a) et la corrélation linéaire est quasi nulle ($R=-0,09$). En effet, la période caniculaire fut associée à un type de temps radiatif et calme propice au développement d'inversions thermiques nocturnes, et les stations situées sur les hauteurs de l'ouest dijonnais, entre 300 et 510 m d'altitude, n'ont pas connu des nuits très fraîches. Leurs températures oscillent entre 21 et 23°C. En plaine et dans la vallée de l'Ouche, à moins de 300 m d'altitude, les contrastes spatiaux sont saisissants avec une fourchette allant de moins de 19°C à près de 25°C. L'amplitude de 6°C est en partie liée à la présence de deux stations froides (19 et 20°C) situées en fond de vallée. Si l'on excepte ces deux stations de fond de vallées, sous l'effet découlements catabatiques, l'amplitude atteint tout de même 4°C.

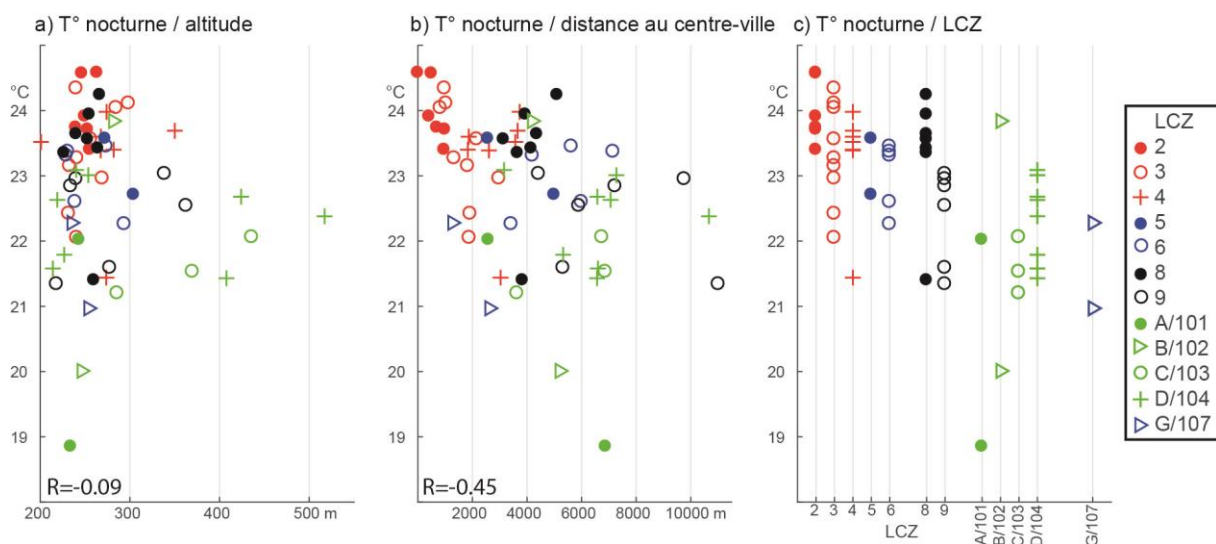


Figure 3. Situation, site et température nocturne moyenne (2100 - 0500 UTC, 24 juillet - 8 août 2018)

La relation entre la température nocturne et la distance au centre-ville est, quant à elle, avérée (Fig 3b). La corrélation linéaire égale à -0.45 est significative au seuil 99 %. La température nocturne tend à décroître lorsque l'on s'éloigne du centre-ville, témoignant de l'existence d'un Îlot de Chaleur Urbain (ICU) qui, grossièrement, s'organiserait selon une logique simple ou concentrique, faisant en partie ($R=-0,45$) fi des aspérités liées au relief ou aux formes urbaines.

La relation avec l'appartenance à une LCZ, catégorie qualitative, ne peut pas donner lieu à une corrélation. Elle a cependant été démontrée pour une journée (11 juillet 2015) via une analyse de variance (Richard et al., 2018). Lors de la canicule de l'été 2018, elle est également manifeste (Fig. 3c). Les séries de la LCZ2 Compact midrise (centre-ville de Dijon) sont celles

qui connaissent les nuits les plus chaudes (température nocturne moyenne = 24°C). Viennent ensuite, avec des températures nocturnes moyennes de l'ordre de 23,3°C, les LCZs 3, 4 et 8. Au sein de ces 3 LCZs, deux stations semblent néanmoins atypiques avec des nuits plutôt fraîches (température nocturne moyenne = 21,4°C) : Fontaine d'Ouche (LCZ4) et Fontaine (LCZ8), toutes deux situées dans des fonds de vallées. Les LCZs 5 Open midrise (Grands équipements comme le campus universitaire), 6 Open low-rise (anciens bourgs villageois absorbés par l'agglomération), et 9 Sparsely built (bourgs de la couronne péri-urbaine) apparaissent comme des catégories intermédiaires avec des nuits modérément chaudes. Enfin, les LCZs représentant les espaces les plus végétalisés, ou à proximité des plans d'eau, connaissent généralement les nuits les plus fraîches. Mais ce n'est pas systématiquement le cas. Ainsi note-t-on des nuits modérément fraîches en LCZB/102 Scattered trees, à Marsannay-la-Côte, en zone viticole, en LCZD/104 Low plants, sur des plateaux cultivés de l'ouest dijonnais, ce associé aux inversions thermiques, ou bien encore en LCZG/107 Water, au port du canal situé en toute proximité du centre-ville.

Conclusion

A Dijon, comme dans de nombreuses villes de climat tempéré, les ICUs ne deviennent problématiques qu'en raison du développement des canicules associées au changement climatique. Doté d'un réseau de mesures fruit d'une collaboration entre la collectivité, des services de l'état et des laboratoires de recherche, Dijon Métropole est aujourd'hui un terrain d'étude privilégié afin de mieux comprendre la géographie fine des températures. L'analyse basée sur la méthodologie WUDAPT permet d'identifier des LCZs, méthodologie applicable à toute ville, ce qui permet des comparaisons rigoureuses. Lors de la canicule de l'été 2018, la géographie des températures nocturnes est principalement contrôlée par les états de surface. Bien que se développant sur des altitudes relativement contrastées (entre 200 et 500 m), l'agglomération de Dijon, hormis pour deux stations situées en des fonds de vallées, enregistre des températures nocturnes qui dépendent surtout de l'anthropisation. La température nocturne dépend de la situation au sein de l'agglomération car elle décroît lorsque l'on s'éloigne du centre-ville, comme de l'aménagement de chaque quartier, au travers du type de bâti combiné à la part de surfaces végétales. A noter que les formes urbaines sont implicitement prises en compte dans la distance au centre-ville. Ces formes urbaines modulent le simple ICU (centre – périphérie) et expliquent que la décroissance de la température nocturne est plus subtile qu'une simple relation à la distance au centre. La classification LCZ s'avère ainsi extrêmement pertinente pour caractériser des ambiances thermiques nocturnes.

Remerciements

Les auteurs remercient Météo-France pour la mise à disposition des données (convention avec l'université de Bourgogne), l'ADEME et Dijon Métropole pour leur soutien.

Bibliographie

- Brousse O., Martilli A., Foley M., Mills G., Bechtel B., 2016. WUDAPT, an efficient land use producing data tool for mesoscale models? Integration of urban LCZ in WRF over Madrid. *Urban Clim.*, 17, 116–134.
- Emmanuel R., Krüger E., 2012. Urban heat island and its impact on climate change resilience in a shrinking city: The case of Glasgow, UK. *Build. Environ.*, 53, 137–149.
- Emery J., Dudek J., Granjon L., Pohl B., Richard Y., Thévenin T., Martiny N., 2018. Chapitre 3 : Caractériser la morphologie urbaine via un SIG pour la simulation numérique du climat urbain. Dans Nicolas Baghdadi,

- Clément Mallet, Mehrez Zribi (dir.), Volume 3 : QGIS et applications en aménagement du territoire, ISTE éditions, Collections Système Terre - Environnement, pp.75-118 (ISBN : 978-1-78405-337-6).
- Lau K.K.-L., Ren C., Shi Y., Zheng V., Yim S., Lai D., 2015. Determining the optimal size of local climate zones for spatial mapping in high-density cities. *Extended Abstracts, 9th Int. Conf. on Urban Climate/12th Symp. on the Urban Environment, Toulouse, France, Météo-France.*
- Leconte F., Bouyer J., Claverie R., Pétrissans M., 2015a. Estimation of spatial air temperature distribution at sub-mesosclimatic scale using the LCZ scheme and mobile measurements. *Extended Abstracts, 9th Int. Conf. on Urban Climate/12th Symp. on the Urban Environment, Toulouse, France, Météo-France.*
- Leconte F., Bouyer J., Claverie R., Pétrissans M., 2015b. Using Local Climate Zone scheme for UHI assessment: Evaluation of the method using mobile measurements. *Build. Environ.*, 83, 39–49.
- Mora C., and Coauthors, 2017. Global risk of deadly heat. *Nature Climate Change*, 7, 501–506.
- Oke T.R., 2006. *Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites*. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report No. 81, 51 pp.
- Ouzeau G., Soubeyroux J.-M., Schneider M., Vautard R., Planton S., 2016. Heat waves analysis over France in present and future climate: Application of a new method on the EURO-CORDEX ensemble. *Clim. Serv.*, 4, 1-12.
- Richard Y., Emery J., Dudek J., Pergaud J., Chateau-Smith C., Zito S., Rega M., Vairet T., Castel T., Thévenin T., Pohl B., 2018. How relevant are Local Climate Zones and Urban Climate Zones for urban climate research? Dijon (France) as a case study. *Urban Clim.*, 26, 258-274.
- Schoetter R., Cattiaux J., Douville H., 2015. Changes of western European heat wave characteristics projected by the CMIP5 ensemble. *Clim. Dyn.*, 45, 1601–1616.
- See, L., and Coauthors, 2015. Generating WUDAPT's specific scale-dependent urban modeling and activity parameters: Collection of level 1 and level 2 data. *Extended Abstracts, 9th Int. Conf. on Urban Climate/12th Symp. on the Urban Environment, Toulouse, France, Météo-France, 25 pp.*
- Stewart I.D., Oke T.R., 2012. Local climate zones for urban temperature studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 1879–1900.
- Vandentorren S., Suzan F., Medina S., Pascal M., Maulpoix A., Cohen J.-C., Ledrans M., 2004. Mortality in 13 French cities during the August 2003 heat wave. *Am. J. Public Health*, 94, 1518-1520.
- Willett K.M., Sherwood S., 2012. Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *Int. J. Climatol.*, 32, 161-177.
- Zheng Y., Ren C., Xu Y., Wang R., Ho J., Lau K., Ng E., 2018. GIS-based mapping of Local Climate Zone in the high-density city of Hong Kong. *Urban Clim.*, 24, 419-448.

DUREE ET FREQUENCE DES VAGUES DE CHALEUR EN AFRIQUE TROPICALE SEPTENTRIONALE SELON 5 INDICES DE CHALEUR

ROME S. (1), POHL B. (2), OUESLATI B. (3), MORON V. (4), RAYMOND F. (1)
JANICOT S. (5) et DIEDHIOU A. (6)

(1) Univ. Grenoble Alpes, IGE, UMR 5001 / UR 252 CNRS, IRD, Grenoble-INP, IGE Grenoble, 38000, France
[sandra.rome@univ-grenoble-alpes.fr]

(2) CRC, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS / univ. Bourgogne Franche-Comté, 21000 Dijon, France

(3) EDF-R&D, 7 bd Gaspard Monge, 91120 Palaiseau, France

(4) Aix-Marseille université, CEREGE, UM34 CNRS /, Aix-en-Provence, France

(5) IRD, LOCEAN/IPSL, 4 Place Jussieu, 75006 Paris, France

(6) IRD, IGE UMR 5001 / UR 252, UGA, CNRS, Grenoble-INP, 38000 Grenoble, France.

Résumé : Les extrêmes thermiques génèrent des risques sanitaires de plus en plus étudiés, y compris en Afrique tropicale. Ce travail compare les durée et fréquence des vagues de chaleur (HW) printanières (avril à juin) en Afrique de l'Ouest selon 5 indices : Warm Spell (WS), Heat Index (HI) avec et sans prise en compte de l'humidité relative, Température Apparente (AT) et Facteur de chaleur excessive ou Excess Heat Factor (EHF). Les données quotidiennes de température (minimale, maximale, point de rosée) et d'humidité relative proviennent de la base GSOD sur la période 1973-2014 et couvrent 145 stations réparties sur un large espace africain tropical (3°N-24°N ; 24°W-36°E). Les résultats montrent que la durée des HW est courte sur le littoral (3 jours, où elles sont rares) et plus longue au cœur du continent en zone sahélienne. La fréquence des HW varie selon les indices de chaleur utilisés : de 3% des jours de printemps au Cap Vert à 30% au Sahel Central selon l'EHF.

Mots clés: vague de chaleur (HW), indice de chaleur (HI), Facteur de chaleur excessive (EHF), Afrique de l'Ouest, ACASIS.

Summary: Thermal extremes generate health risks that are increasingly taken into account, including in tropical Africa. This work compares the duration and the frequency of spring heat waves (HWs) in West Africa according to 5 indices: Warm Spell (WS), Heat Index (HI) with and without the relative humidity, Apparent Temperature (AT), and Excess Heat Factor (EHF). The daily relative humidity and temperature data (minimum, maximum, dew point) are provided by the GSOD database for the period 1973-2014 and cover 145 stations spread over a large African area (3-24°N; 24°W-36°E). The results show that the duration of the HWs is short on the coast (3 days) and they last longer inland the continent and in the Sahelian belt. HWs' frequency varies greatly according to the heat indices used, from 3% of spring days in Cape Verde to 30% in Central Sahel for the EHF.

Keywords: Heat Wave (HW), heat index, Excess Heat Factor (EHF), West Africa, ACASIS.

Introduction

Le rapport spécial du GIEC sur les effets du réchauffement planétaire à +1,5 °C contribue à alerter sur l'augmentation du nombre de jours chauds et de nuits chaudes depuis 1950 à l'échelle globale. En Afrique tropicale, la tendance au réchauffement est mentionnée par divers auteurs (e.g. Stocker *et al.*, 2013 ; Fontaine *et al.*, 2013; Moron *et al.*, 2016 ; Oueslati *et al.*, 2017) et est notamment associée à une intensification des extrêmes thermiques en toutes saisons autour du Golfe de Guinée à Abidjan et du Sahel Central à Niamey (Ringard *et al.*, 2016), ou en été en lien avec la dépression thermique saharienne (Cook and Vizy, 2015 ; Lavaysse, 2015 ; Vizy and Cook, 2017). Le réchauffement est deux fois supérieur au réchauffement global sur certaines régions de l'Afrique subtropicale et Centrale (Engelbrecht *et al.*, 2015), en particulier durant la période 1997–2014, avec des vagues de chaleur plus intenses, plus longues et plus étendues que sur la période 1979–1996 (Russo *et al.*, 2016). Ce résultat est conforté par l'augmentation au cours des 50 dernières années, de 0,16°C et 0,28°C par décennie

respectivement des températures moyennes maximales et minimales, enregistrées dans 166 stations météorologiques d'Afrique de l'Ouest (Barry *et al.*, 2018).

Aussi, face à l'augmentation des températures, ce travail compare 5 indices retenus dans l'analyse des vagues de chaleur (mentionnées ci-après HW pour *Heat Wave*). L'intérêt est 1/ de chercher les indices pertinents pour une étude d'impact sanitaire, *i.e.* sans tenir uniquement compte de critères purement météorologiques, et 2/ de spatialiser la durée et la fréquence des HW en Afrique de l'Ouest élargie, et ce sur la période récente.

1. Données et méthodes d'étude des vagues de chaleur

1.1 Définition de la vague de chaleur

Il est communément admis qu'une HW est définie par différents critères météorologiques adaptés au lieu de l'étude ; les invariants sont la rareté (généralement moins de 10% des jours) d'une chaleur excessive (anomalie thermique) enregistrée au-delà d'un seuil (absolu ou relatif) et ayant une durée minimale (généralement comprise entre 3 et 6 jours consécutifs). Certains de ces facteurs, une fois combinés entre eux ou à des critères sociaux (pertes humaines) (Beniston *et al.*, 2007) et/ou économiques (agriculture, électricité/énergie, etc.) (Perkins and Alexander, 2013), fournissent l'intensité et/ou la sévérité de la HW.

Compte-tenu du réchauffement global en cours, il est nécessaire soit d'élever les seuils absolus d'extrêmes de température, soit d'utiliser des seuils relatifs. C'est ce qui est effectué ici puisque l'on considère qu'il y a HW lorsque le 90^{ème} centile de la distribution de l'indice de chaleur est atteint ou dépassé pendant au moins 3 jours consécutifs. Ce seuil est calculé sur la période d'étude allant du 1^{er} janvier 1973 au 31 décembre 2014. Cette définition contribue à mettre en évidence les vagues de chaleur recensées pendant la période la plus chaude de l'année, à savoir au printemps (avril-mai-juin) au Sahel notamment.

1.2 Données thermiques de la base GSOD (1973-2014)

Les données d'humidité et de température de l'air proviennent de la base "Global Surface Summary Of the Day" (GSOD) de la NOAA, enregistrées dans un réseau de 145 stations, couvrant une large zone en Afrique tropicale au nord du 3° parallèle (3°N-24°N ; 24°W-36°E) (Figure 1).

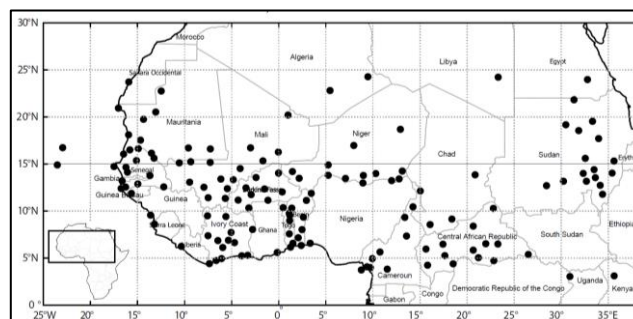


Figure 1. Localisation des 145 stations du réseau météorologique de la base GSOD, disponibles à l'échelle journalière, période 1973-2014.

Ces observations synoptiques contiennent les températures quotidiennes maximales (TX), minimales (TN), moyennes (Tm) et la température du point de rosée (Td). En moyenne, 35% des données quotidiennes sont manquantes. Les lacunes ne sont pas comblées et toutes les analyses s'appuient sur les seules données disponibles (pour plus de détails, voir Moron *et al.*, 2016).

1.3 Méthodes de calcul des vagues de chaleur selon 5 indices différents

Cinq indices de chaleur fondés sur divers paramètres (Température minimale -TN- ou maximale -TX-, point de rosée -Td- et humidité relative -RH-) sont comparés. Cette sélection est opérée à partir de la disponibilité des données nécessaires pour calculer les vagues de chaleur. Certains indices reposent uniquement sur des paramètres météorologiques (WS, $H_{iRH=0}$). D'autres cherchent à représenter les extrêmes thermiques ayant potentiellement un impact sanitaire (Tableau 1), incluant généralement l'humidité relative (RH) ou la température du point de rosée (Td).

Tableau 1. Nom, données, formule et incidence des indices de chaleur calculés ; chaque indice utilise des données quotidiennes de la température de l'air minimale (TN), maximale (TX), moyenne (Tm), la température du point de rosée (Td), le 95^{ème} centile (T95) de la température quotidienne (T_i), l'humidité relative (RH).

Nom de l'indice	Données utilisées	Equations	Portée de la HW détectée
Warm Spell index (WS)	TN, TX	$WS = TX \geq TX_{90p} \ \& \ TN \geq TN_{90p}$ [éq. 1] avec une durée > 3 jours consécutifs	HW météorologique
Heat index (HI NWS) (Steadman, 1979 ; 1984 ; Rothfus 1990)	TN, TX, Td, RH	$H_{iNWS} = c_1 + c_2T + c_3RH + c_4TRH + c_5T^2 + c_6RH^2 + c_7T^2RH + c_8TRH^2 + c_9T^2RH^2$ [éq. 2] HI= heat index (en degré Fahrenheit) T= température ambiante (Fahrenheit) RH= humidité relative (de 0 à 100 %) $c_1 = -42,379$; $c_2 = 2,04901523$ $c_3 = 10,14333127$; $c_4 = -0,22475541$; $c_5 = -6,83783 \times 10^{-3}$; $c_6 = -5,481717 \times 10^{-2}$; $c_7 = 1,22874 \times 10^{-3}$; $c_8 = 8,5282 \times 10^{-4}$; $c_9 = -1,99 \times 10^{-6}$	HW météorologique Température ressentie
Heat index neutralisant l'humidité ($H_{iRH=0}$)	TN, TX, Td, RH	Heat index ($H_{iRH=0}$) identique à éq. 2 avec RH=0	HW météorologique
Apparent Temperature index (AT) développé par Steadman (1984)	Tm, Td	$AT = -2.653 + (0.994 * Tm) + (0.0153 * Td^2)$ [éq. 3]	HW + Température apparente (ressentie par l'humain)
Excess heat factor (EHF) développé par Nairn & Fawcett (2015), combinant 2 effets : Excess Heat (EHI_{sig}) i.e. 'significance index' et Heat Stress (EHI_{accl}) i.e. 'acclimatisation index'.	Tm, T95*	Excess Heat Factor: $EHF = EHI_{sig} \times \max(1, EHI_{accl})$. [éq. 4] Avec : $EHI_{sig} = (T_i + T_{i+1} + T_{i+2})/3 - T_{95}$ $EHI_{accl} = (T_i + T_{i+1} + T_{i+2})/3 - (T_{i-1} + \dots + T_{i-30})/30$	Indice bio-météorologique par excellence; donne une mesure comparative de l'intensité, de la durée et de la distribution spatiale d'une HW

Dans éq. 4 : T95 est le 95^{ème} centile de la température journalière ($T_i = (T_{max} + T_{min})/2$) de la période 1971-2000 calculé sur tous les jours de l'année. Les unités de EHF sont en °C².

2. Résultats

La durée et la fréquence moyennes des HW printanières en Afrique de l'Ouest de 1973 à 2014 varient grandement selon les méthodes de calcul. Leur spatialisation est détaillée en § 2.1 et 2.2.

2.1 Une manifestation des HW variable selon l'indice de chaleur

Les vagues de chaleur durent en moyenne de 3 jours consécutifs pour le WS -durée minimale pour considérer qu'il y a vague de chaleur- à 12 jours consécutifs selon l'EHF. Les indices utilisant uniquement des critères météorologiques (WS, $Hi_{RH=0}$) montrent des résultats très similaires entre eux et différents des indices utilisant l'humidité relative (Hi_{NWS} et AT). Les HW recensées sont très différentes selon l'EHF qui prend en compte l'acclimatation. La durée est généralement associée à une forte intensité moyenne des HW avec des températures réelles (selon WS et $Hi_{RH=0}$) ou ressenties (AT, Hi_{NWS}) très élevées, avoisinant localement 55°C (non montré), mettant ainsi en danger les populations. C'est le Hi_{NWS} qui montre les plus fortes températures ressenties (non montré), alors que l'EHF recense des HW plus longues et plus fréquentes.

2.2 Spatialisation de la durée, de la fréquence et de l'intensité des vagues de chaleur

La durée moyenne des HW printanières (Figure 2) varie en fonction des caractéristiques physiques et géographiques globales (océanité vs continentalité) ainsi que locales (milieu urbain vs rural). Les HW sont de très courte durée sur le littoral atlantique (du Cap-Vert aux côtes sénégal- mauritaniennes baignées par le courant des Canaries) et rares (*i.e.* moins de 10% de jours de printemps) et ce, quel que soit l'indice utilisé (Figure 3).

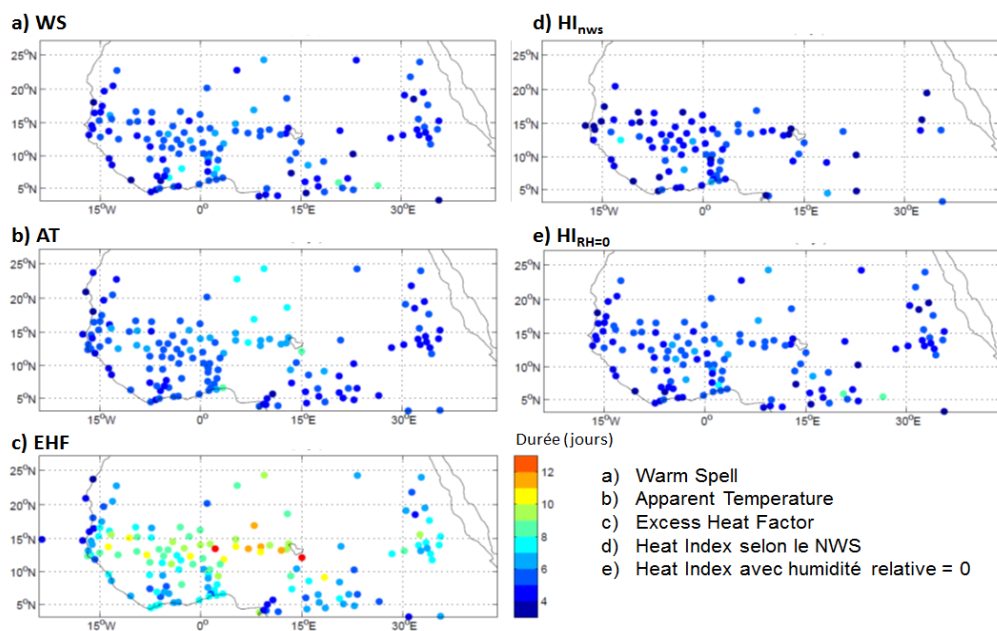


Figure 2. Spatialisation de la durée moyenne (en jours) des vagues de chaleur printanières (avril-mai-juin 1973-2014) en Afrique de l'Ouest selon 5 indices de chaleur. La durée moyenne est calculée selon le nombre de jours de vague de chaleur obtenu pour chacun des 5 indices de chaleur.

Les HW les plus longues (>10 jours consécutifs) sont recensées à l'intérieur du continent, en particulier sur la bande soudano-sahélienne (12-17°N), du Sénégal jusqu'en Mer Rouge via le Lac Tchad, zone où les HW durent jusqu'à 12 jours consécutifs (EHF) en moyenne ; la zone sahélienne est caractérisée par une amplitude thermique annuelle d'environ 16°C, contre une amplitude diurne d'environ 11°C selon les stations (Moron *et al.*, 2016 ; Rome *et al.* 2016). Le Sahel Central accuse des HW de forte intensité moyenne (AT=45°C -non montré), ce qui n'exclut pas localement des HW longues et intenses, comme cela a été le cas dans la région de Niamey en mai 2010 (Hi_{NWS} =54°C -non montré), ainsi qu'au Sud et à l'Ouest du Lac Tchad (Hi_{NWS}). Les HW y sont également fréquentes au printemps avec jusqu'à 30% de jours en HW (Figure 3).

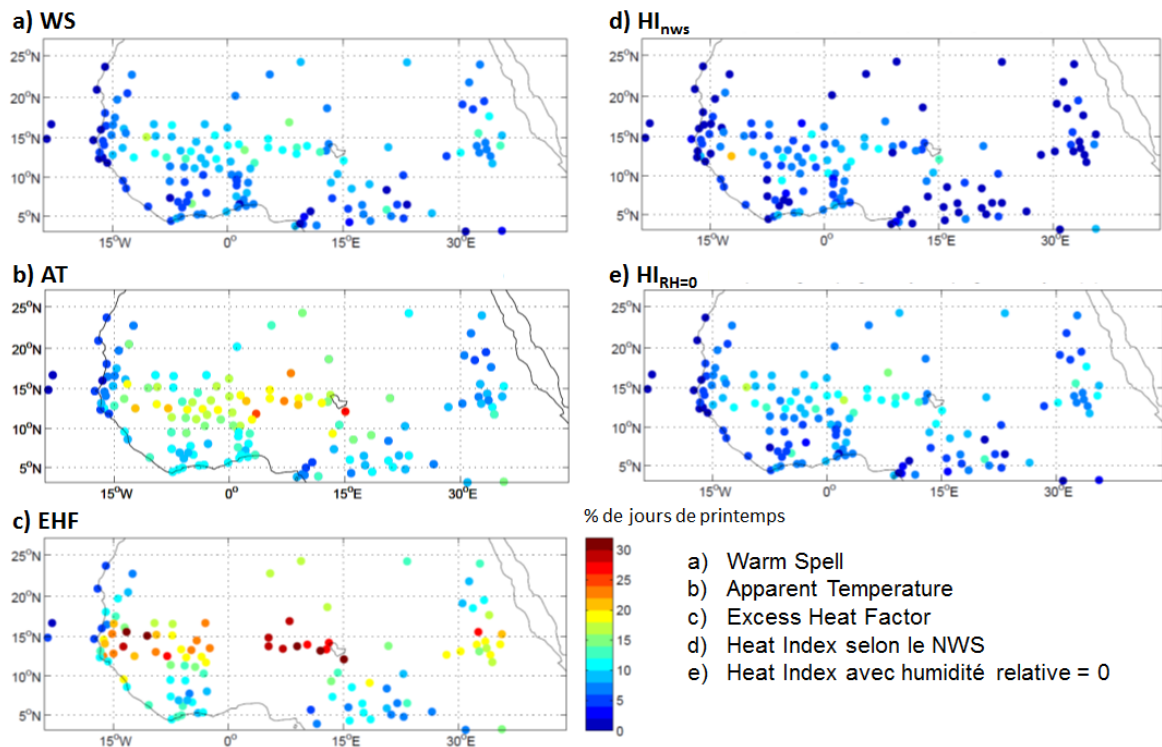


Figure 3. Spatialisation de la fréquence moyenne (en %) des vagues de chaleur printanières (avril-mai-juin 1973-2014) en Afrique de l'Ouest selon 5 indices de chaleur. La fréquence moyenne est obtenue par le rapport entre le nombre de jours de HW sur le nombre total de jours de printemps par an.

Discussion et conclusion

De nombreux indices permettent de définir les vagues de chaleur, utilisant des paramètres et des formules plus ou moins complexes. Les plus pertinents pour une étude d'impact sanitaire sont les indices bio-météorologiques tel l'Excess Heat Factor (EHF), ou encore le Heat Wave Magnitude Index (HWMI) développé par Russo *et al.* (2014) et ses différentes déclinaisons. En effet, ils indiquent une température ressentie (ou apparente) et sont de plus en plus utilisés, notamment en Australie.

La distribution spatiale de la durée, de l'intensité et de la fréquence des vagues de chaleur en Afrique tropicale septentrionale montre tous les cas de figures : des HW peu fréquentes, rares et peu intenses sur le littoral ouest-africain, du fait des conditions nécessaires pour définir une HW rarement réunies (*i.e.* $T > T_{90p}$ pendant au moins 3 jours consécutifs). En revanche, les régions au climat soudano-sahélien enregistrent des vagues de chaleur intenses, longues (>10 jours consécutifs) et fréquentes (de 20 à 30% des jours de printemps). Ces valeurs moyennes "gomment" les HW intenses, généralement localisées et de courte durée; cet aspect pourrait être montré ultérieurement.

Remerciement

Ce travail contribue au programme ACASIS (ANR- 13-SENV-0007-01 ; 2014-2018) qui a eu pour finalité de produire un système opérationnel d'alerte aux canicules au Sahel.

Références bibliographiques

- Barry A.A., Caesar J., Klein Tank A.M.G., Aguilar E., McSweeney C., Cyrille A.M., Nikiema M.P., Narcisse K.B., Sima F., Stafford G., Touray L.M., Ayilari-Naa J.A., Mendes C.L., Tounkara M., Gar-Glahn E.V.S., Coulibaly M.S., Dieh M.F., Mouhaimouni M., West Africa climate extremes and climate change indices, 2018. *International Journal of Climatology* Volume: **38**, pp.e921-e938 DOI: 10.1002/joc.5420.
- Beniston M, Stephenson DB, Christensen OB, Ferro CAT, Frei C, Goyette S, Halsnaes K, Holt T, Jylhä K, Koffi B, Palutikof J, Schöll R, Semmler T, Woth K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climate Change*, **81**, 71–95. Doi: 10.1007/s10584-006-9226-z.
- Cook KH and Vizy EK., 2015. Detection and analysis of an amplified warming of the Sahara Desert. *J. Climate*, **28**, 6560–6580, doi:10.1175/JCLI-D-14-00230.1.
- Engelbrecht F, Adegoke J, Bopape MJ, Naidoo M, Garland R, Thatcher M, McGregor J, Katzfey J, Werner M, Ichoku C and Gatebe C., 2015. Projections of rapidly rising surface temperatures over Africa under low mitigation. *Environ. Res. Lett.* **10** (2015) 085004 doi:10.1088/1748-9326/10/8/085004.
- Fontaine B, Janicot S, Monerie PA., 2013. Recent changes in air temperature, heat waves occurrences and atmospheric circulation in Northern Africa. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 8 536-8 552.
- Lavaysse, C., 2015: Saharan desert warming. *Nature Climate Change*, **5**, 807–808, doi: 10.1038/ nclimate2773.
- Moron V., Oueslati B., Pohl B., Rome S. and Janicot S., 2016. Trends of mean temperatures and warm extremes in Northern Tropical Africa (1961-2014) from observed and PPCA-reconstructed time series. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Volume **121**, Issue 10. DOI: 10.1002/2015JD024303
- Nairn J., and Fawcett R., 2015. The Excess Heat Factor: A Metric for Heatwave Intensity and Its Use in Classifying Heatwave Severity. *Int J Environ Res Public Health*. 2015 Jan; **12**(1): 227–253.
- Oueslati B., B. Pohl, V. Moron, S. Rome, and S. Janicot, 2017. Characterisation of Heat Waves in the Sahel and Associated Physical Mechanisms. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2017, **30** (9), pp.3095-3115. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0432.1
- Perkins SE and Alexander LV., 2013. On the measurement of heat waves. *J. Climate*, **26**, 4500–4517.
- Ringard J, Dieppois B, Rome S, Diedhiou A, Pellarin T, Konaré A, Diawara A, Konaté D, Dje BK, Katiellou GL, Seidou Sanda I, Hassane B, Vischel T, Garuma GF, Mengistu G, Camara M, Diongue A, Gaye AT, Descroix L. 2016. The intensification of thermal extremes in West Africa. *Global and Planetary Change*, **139**, 66-77. Online publication date: 1-Apr-2016. doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.12.009
- Rome S., Oueslati B., Moron V., Pohl B., Diedhiou A., 2016. Les vagues de chaleur au Sahel : définition et principales caractéristiques spatio-temporelles (1973-2014). *Publications de l'AIC*, **29**, Lausanne - Besançon, 345-350.
- Rothfus LP., 1990. The Heat Index 'Equation' (or, More Than You Ever Wanted to Know About Heat Index)", *Scientific Services Division* (NWS Southern Region Headquarters), 1 July 1990.
- Russo S, Marchese AF, Sillmann J and Immé G. 2016. When will unusual heat waves become normal in a warming Africa? *Environ. Res. Lett.* **11**, 2016. 054016 doi:10.1088/1748-9326/11/5/054016.
- Russo S., A. Dosio, R. G. Graversen, J., Sillmann, H. Carrao, M. B. Dunbar, A. Singleton, P. Montagna, P. Barbola, and J. V. Vogt, 2014. Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world, *J. Geo-phys. Res. Atmos.* **119**, 12,500–12,512, doi:10.1002/2014JD022098.
- Steadman RG, 1979. The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 861-873.
- Steadman RG, 1984. A universal scale of apparent temperature. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1674–1687.
- Stocker, T.F., et al., Eds., IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report 1 of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York, 1535 p.
- Vizy EK and KH Cook, 2017. Seasonality of the observed amplified Sahara warming trend and implications for Sahel rainfall. *J. Climate*, **30**, 3073–3094, doi:10.1175/JCLI-D-16-0687.1.

THE RISK OF DROUGHT: ISSUES AND MANAGEMENT AT THE PROVINCE OF BERKANE (MOROCCO)

SBAI A. (1) et BOUKHIDOUS M. (1)

(1) Mohammed Premier University, Oujda, Morocco. Sbaiabdelkader59@gmail.com, mboukhidous@gmail.com

Summary: *The impact of drought on the development of territories primarily affects natural resources. It is at the origin of disturbances of human settlements giving rise to a population flow, a decrease of economic activities related to agriculture, and a situation of extreme precariousness. Under successive episodes of acute droughts, Morocco has launched emergency plans to fight the effects of drought. These cyclical and short-lived 'programs' attempt to address the potential impacts on the drought-stricken territories. Thus, in a context of the complexity of issues attributed to the effects of drought, the integration of risk management into planning and programming proves difficult. Such an approach should involve cross-cutting risk management and multi-dimensional approaches. At Berkane Province level, the drought risk management process is now one of the concerns of the local decision makers.*

Keywords: *Risk, drought, risk management, Berkane, Morocco.*

Résumé : *L'impact de la sécheresse sur le développement des territoires touche en premier lieu les ressources naturelles. Il est à l'origine de perturbations des installations humaines donnant lieu à un flux de population, une décroissance des activités économiques en rapport avec l'agriculture et une situation de précarité extrême. Sous les coups des épisodes de sécheresses aigues, le Maroc lance des plans d'urgences pour la lutte contre les effets de la sécheresse. Ces 'programmes' à caractère conjoncturel et éphémère tentent à remédier aux impacts potentiels que peut subir le territoire frappé par la sécheresse. Ainsi, dans un contexte de complexité des enjeux attribués aux effets de la sécheresse, l'intégration de la gestion du risque dans la planification et la programmation s'avère délicate. De telle démarche devrait faire appel à une gestion transversale du risque et engager des approches multidimensionnelles. Au niveau de la Province de Berkane, le processus de gestion de risque de sécheresse fait, désormais partie des préoccupations de la sphère de décision locale.*

Mots clés: *Risque, sécheresse, gestion de risque, Berkane, Maroc.*

Introduction

The management of the risk of drought in Morocco falls within the competence of several ministries, hence the difficulty of establishing perfect, objective and effective coordination. The first is the Ministry of Agriculture and Fisheries, which appears to be the most concerned, given the vulnerability of the agricultural sector to this climate hazard. However, interference of competences come from the Ministry of the Interior, the Ministry in charge of the water and the environment, the Ministry in charge of Regional planning, since they are all concerned by the effects of the drought, either on natural resources or on the population.

Other departments are also involved in the drought risk management process: these include the Ministry of Finance for all decisions committing funds in response to exceptional events, the Department of Tourism and Industry as potential consumers of water, the Ministry of Equipment for meteorological data.

In general, 'several sectorial actions carried out by different departments and institutions concerned by the risks, these actions are numerous, uncoordinated, and are not consolidated in a global strategy' (El Founti L., 2003). They result in a failure on the legal and institutional levels.

The legal texts, for the most part, come in response to sectorial concerns and hardly evolve towards a global, coherent, multisectorial and globalizing strategy adopting a transversal approach going from risk prevention to adaptation, and the fight against its effects to put an end to the restoration of the initial state.

In this confusion of texts and in the absence of a frame of reference, very large risks like drought are out of reach of the regulatory provisions governing the modes of intervention, the definition of the competences and the funding for the actions.

With regard to the organization of the ministries, a reading of the attributions of the different ministerial departments reflects the absence of risk management as a concept, and the absence of a structure identified to appropriate risk attributions and concerns.

This study contributes to the analysis of the various risk management methods related to climate austerity used by public actors, with a view to formulating recommendations for a better control of the processes and mechanisms implemented in the programs of fight against the effects of drought.

The working methodology is based on a comparative approach based on post-evaluation and a critical analysis of the practices engaged in the risk management process in a linked system of the strategic behaviours of the different actors.

Such an evaluation, using a documentary and statistical analysis, makes it possible to reflect reasonably on public programs, their relevance and their effectiveness in terms of the results obtained from the efforts made.

1. Short-term programs to combat the effects of drought

Hit by repeated episodes of drought, Morocco has implemented emergency plans for the fight against the effects of this hazard. Through these cyclical and temporary "programs", the public authorities have tried to remedy the potential impacts on the country, particularly its rural component, as a result of these effects.

1.1 1994/1995 Drought Control Program

The program consisted of the following components:

- Drinking water supply (DWS) for urban and rural areas most affected by drought impacts;
- Water supply for livestock;
- Safeguarding livestock through drilling;
- Grants for affected agricultural activities and seed supply for the next crop year;
- The creation of employment opportunities, in compensation for agricultural seasonal job losses and to counter rural migration.

In short, the aim is to ensure the AEP, safeguard the livestock, and the injection of subsidies, notably by creating seasonal jobs.

1.2 1999/2000 Drought Control Program

This is a program qualified as its 'emergency' precedent. It was launched by the government to mitigate the effects of drought? It relates to:

- The creation of jobs to provide rural populations with income;
- Drinking water supply in the rural world for 2,520 agglomerations;
- The maintenance of irrigation systems and the development of rural infrastructure for the opening up of *douars*;
- The protection of livestock, the preservation of forest;
- Stabilization of the seed supply;
- Debt relief by rescheduling debt maturities.

At the level of the Province of Berkane, the programming of the actions was done in a bottom-up way: a projects database was constituted at the local level, in consultation with the services of the communes, the external services most involved in the management of the rural territory.

The actions were identified among these projects and then selected following an evaluation (targeting of populations, objectives sought).

Priorities have been taken into account on the basis of consultation with the various departments and elected representatives, taking into account the funds allocated to each component of the program. The prioritizations were not lacking in subjectivities dictated on the one hand by the bargaining powers, political positioning and relational propensities of the presidents of the communal councils and, on the other hand, by the determinism of the representatives of the external services, in particular those of the sectors of agriculture, drinking water and equipment particularly concerned by the projects subject to debate during the preparatory meetings for the implementation of the program.

The program (Table 1), which was carried out in successive instalments, consisted of four headings consisting of a total of 315 projects.

Table 1. Synthesis of the program to combat the effects of drought in the province of Berkane (1999/2000)

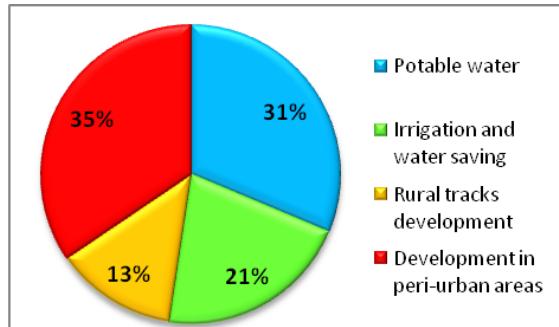
Component	Nbr of projects	% Nbr of projects	Amount of projects	% of total project cost	Nbr of Working Days	% Of working days	% labor cost / project cost
Drinking water	112	35.56	12.11	31.30	66 725	23.95	24.81
Irrigation and water saving	69	21.90	8.16	21.08	48 237	17.31	26.64
Rural tracks development	50	15.87	5.08	13.12	30 366	10.90	26.94
Development in peri-urban areas	84	26.67	13.36	34.51	133 287	47.84	44.96
Total	315	100.00	38.71	100.00	278 615	100.00	32.43

Source: Province of Berkane

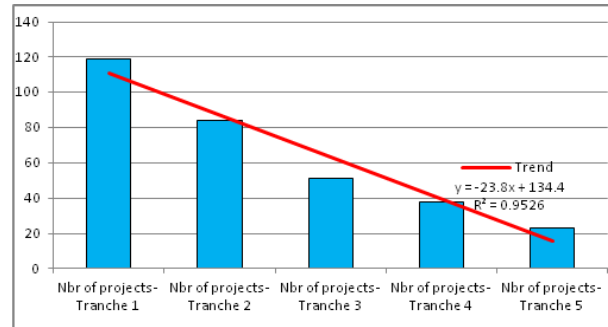
The drinking water component monopolizes 35.6% of projects with 31.3% of the budget allocated to the program. The latter gives more importance to the rural world, the most affected by the repercussions of drought. Indeed, three components (Drinking Water, Irrigation and Water Economy and Rural Road Development) among the four are designed to mitigate the effects of climate austerity.

By analysing the chronology of realization of the different phases (Fig.1) one realizes that the program shows a net decrease (slope of -24%) of the Number of selected projects.

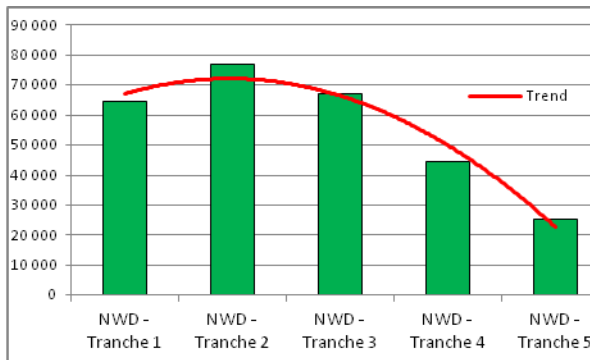
The Number of Working Days (NWD), the main monitoring indicator adopted for the evaluation of the projects, as well as the funds of the different phases of the program show a slight increase during the 2nd phase followed by a decrease for the following phases.



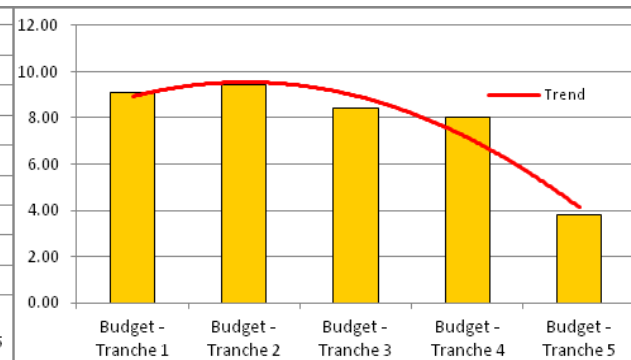
Distribution of the budget envelope



Evolution of the number of projects



Evolution of the Number of Working Days



Evolution of the program budget

Figure 1. Evolution of indicators of the program to combat the effects of drought - Province of Berkane (1999/2000)

The distribution of funds by heading for each phase (Fig.2) shows that the major part of the program's budget was directed to drinking water projects and those relating to development in sub-urban areas, with a preponderance in favour of these. This is a social issue that the program intended to address. In fact, planning in sub-urban areas was a reminder of actions with a high recruitment potential, and therefore absorbing a large number of workers in search of employment.

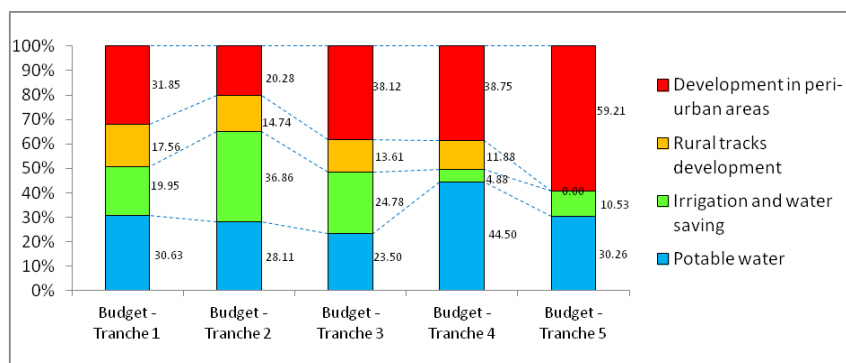


Figure 2. Evolution of the distribution of funds by heading for each tranche of the program to combat the effects of drought - Province of Berkane (1999/2000)

In summary, the program to combat the effects of drought is not a risk management strategy, but rather a way of coping with a cyclical situation with a view to alleviating social tensions by injecting funds into the economy often through unsustainable actions, and also meeting the most vital needs such as drinking water for the rural population.

Indeed, the implications of the drought are long-lasting, whereas the efforts made by the public authorities often remain punctual and try, essentially, to circumscribe its immediate effects by short-term programs (Chiguer & al 2013) mobilizing public funds specifically dedicated to this cause.

1.3 2015/2016 Drought Control Program

During this year, Morocco has experienced a delay in rainfall which announced difficulties for farming. A 5 billion dirham program has been launched to combat the effects of rain delays. At the province of Berkane, this program aimed in particular at actions and projects qualified as urgent, such as:

- ensuring fodder needs for livestock;
- Income generating actions and job creation actions in compensation for the 'loss of earnings';
- Drilling equipment and complement for priority drinking water needs;
- Acquisition and leasing of tanks and tankers to meet potential demand during the critical drought period;
- Creation of water points, opening of fire trenches and watchers of fires;
- Maintenance of tracks and rehabilitation of irrigation networks.

2. The Green Morocco Plan (GMP), the beginning of a transition from crisis management to risk prevention

The Green Morocco Plan (GMP) has several components, called levers, which include in its actions adaptation measures to climate hazards. In fact, adaptation measures are adopted with a view to promoting sustainable and resilient agriculture with regard to the potential repercussions of climatic hazards, particularly drought. These measures, which are part of an adaptation to a perpetual hazard model rather than crisis management, are characterized by the variety of practices implemented and the diversity of actions undertaken:

- The adoption of a program of irrigation water saving based on the improvement of water management and productivity in National Program of Irrigation Water Economy concerning the conversion of 555,000 ha over a period of 10 years; given that these systems are four times more efficient than gravity systems (Balaghi R. & al., 2007);
- The reuse of unconventional waters such as desalination of seawater;
- The adoption of good agricultural practices that are resilient by exploiting the achievements of agronomic research and transferring know-how to producers
- The conversion program of cereals into fruit growing on 1 million ha. This will improve farmers' incomes and soil protection and thereby reduce social and biophysical vulnerability; 'Since the multiannual drought risks concern mainly cereal production (rather than shrubs or irrigated crops)' (Rognon P. 1996).
- The creation of the Agricultural Development Fund to encourage the adoption of good farming practices that are resilient to climate change through subsidies allocated to producers.

- The introduction of an agricultural insurance system (multi-risk and multi-asset) to encourage investment, guarantee financial stability and ease state support in the event of a disaster.

The Green Morocco Plan, with these components is part of a global approach to adopt prevention techniques and actions upstream of development programs, based on the strengthening of adaptation capacities and the reduction of vulnerability. This approach 'is based firstly on the deployment of innovative techniques and practices and secondly on proactive intervention strategies' (Sadki M, 2016).

Conclusion

The water scarcity management process at the study area level is primarily based on emergency treatment through the implementation of a drought response program. These programs, which are supposed to respond to a current situation, present limits for taking them as a risk management model.

Indeed, although they have, in most cases, been the subject of a participatory approach involving, in addition to water managers, the local authority, and professionals likely to suffer the repercussions of drought, these actions remain obsolete and without future. Nevertheless, a draft of a sustainable risk management is starting to develop among the different actors by the implementation of cross-cutting, multidimensional and multisectoral approaches taking into account the socio-economic and environmental dimension of the climatic hazard and local specificities.

However, the adaptation strategies implemented are hindered by obstacles and limits that require additional costs and require appropriate technologies and know-how. This induces inertia to changes and different adjustments that should mitigate the effects of the climatic hazards in question.

Bibliography

- Balaghi R., & al. 2007. Gestion du risque de sécheresse agricole au Maroc. *Sécheresse*. N°3. Vol.18. P. 169-76. Juil. 2007.
- Chiguer M. & al, 2013. Gestion du risque sécheresse: cas des céréales au Maroc. Collection Confluence, Imp. El Maarif Al Jadida, Rabat.
- El Founti L., 2003. La gestion des risques au Maroc. TS13 Risk Management. 2nd FIG Regional Conference, Marrakech, Morocco, December 2-5, 2003.
- Rognon P., 1996. Sécheresse et aridité : leur impact sur la désertification au Maghreb. *Sécheresse*. N°4. Vol.7. P. 287-97. Déc. 1996.
- Sadiki M., 2016. Comment gérer les épisodes de sécheresse au Maroc ? Quelques enseignements tirés à partir de l'expérience 2016. CIHEAM. *Watch Letter* n°37. Septembre 2016.

L'IMPACT SOCIO ECONOMIQUE DES INONDATIONS DANS LA LOCALITE CÔTIÈRE DE SASSANDRA (CÔTE D'IVOIRE)

TAPE S.P. (1)

(1) Université Peleforo GON COULIBALY, BP 1328 Korhogo, +225 58449910 / +225 40477495, pultap78@yahoo.fr

Résumé : *Ville côtière localisée dans la zone forestière du sud-ouest de la Côte d'Ivoire, Sassandra a hérité d'un site collinaire et de trois plans d'eau (marigot-fleuve-océan). Cette situation géographique favorable à la pratique d'activité touristique et halieutique, cache une autre réalité urbaine. L'espace subit les effets de la variabilité climatique. Cette étude vise à analyser les conséquences de l'inondation sur l'habitat et les activités économiques de Sassandra. La démarche méthodologique a consisté à constituer une base documentaire, à effectuer des enquêtes de terrain et à exécuter une observation directe pour mieux appréhender les effets de l'abondance des précipitations dans la ville. Les résultats ont révélé des cas d'inondation dans des quartiers.*

Mots clés : *Sassandra, effets socioéconomiques, inondation, variabilité climatique.*

Summary: *A coastal city located in the forested area of south-west Côte d'Ivoire, Sassandra inherited a hilly site and three bodies of water (water-river-ocean). This geographical location favorable to the practice of tourism and fishing activities hides another urban reality. Space is affected by rising climatic variability. This study aims to analyze the consequences of flooding on Sassandra habitat and economic activities. The methodological approach consisted first of all in constituting a documentary base, then to carry out field surveys and finally to carry out a direct observation to better apprehend the effects of the abundance of the precipitation in the city. The results revealed cases of flooding in neighborhoods.*

Keywords: *Sassandra, socio-economic effects, flooding, climatic variability.*

Introduction

Le littoral est un milieu aux conditions naturelles difficiles en raison de la densité des vents, de la fréquence des houles et des vagues, de l'abondance des précipitations, des inondations et des éboulements de terrain. Pourtant, cet espace vulnérable est très prisé par l'homme (Tapé, 2015). La localisation des plus grandes agglomérations sur les littoraux fait d'eux « une des parties du monde où la croissance de la population est la plus forte » (Regnauld, 1998). Ils portent, par conséquent, la marque de la diversité des activités économiques. Ce sont donc des espaces qui subissent des pressions anthropique et naturelle (Pottier, 2008). Cette situation de dégradation de ces espaces contribue à établir des rapports systémiques entre ces milieux vulnérables et des facteurs naturels tels que le climat. A l'instar des pays ouest africains, le littoral ivoirien connaît ces dernières années une instabilité climatique incontestable. En effet, cet espace fragile, particulièrement celui de la ville de Sassandra, est sujet à une pluviométrie importante chaque 03 ans. La localité recense aujourd'hui des pluies abondantes supérieures à la norme annuelle qui est de 1312,9mm et des quantités d'eau de pluies d'un seul mois représentant à elles seules la moitié d'eau de pluies tombées dans l'année. Cet état de fait provoque des inondations dans la ville d'étude. Quel est donc l'impact des inondations sur les activités économiques et sur les populations de l'aire urbaine ? Cette étude nous permettra d'analyser l'impact socioéconomique des inondations dans la localité côtière de Sassandra.

1. Données et Méthodes

La collecte de données a d'abord débuté par la constitution d'une base documentaire. Il s'est agi concrètement de consulter et d'analyser des ouvrages généraux, thématiques (en rapport avec les milieux littoraux) et techniques (Plans d'Urbanisme Directeur de 1979, 1987 et 1998 du BNETD, les données de la SODEXAM de 2013 à 2018 et la carte topographique de 1989 au 1/5000 du CIGN). Les données qualitatives et quantitatives recueillies nous ont permis de repérer les formes du relief, d'analyser l'évolution pluviométrique, et de comprendre les aléas auxquels est exposée la ville. Les enquêtes de terrain exécutées aux mois de février, juin et septembre 2017 et Juin 2018 se sont réalisées à l'aide de questionnaires administrés dans un premier temps aux autorités administratives et municipales de la localité. Un échantillon de 100 personnes a été déterminé par le biais des méthodes de quotas et du choix raisonné. En effet, une sélection de 04 quartiers a été effectuée dans l'ensemble des 12 quartiers dont dispose l'aire d'étude. Ce choix s'est opéré sur la base des critères Risque et Cas d'inondation dans les quartiers de Sassandra. En outre, une seconde sélection de 100 individus enquêtés s'est effectuée en se fondant sur les critères du niveau d'importance du risque par quartier, de la profession et de l'ancienneté dans la ville (Tableau 1). Cette démarche nous a permis de comprendre les difficiles rapports qui existent entre les fortes pluies du mois de juin constatées chaque 3 ans, l'augmentation annuelle des quantités d'eau de pluies, les inondations des sites à risque qu'elles provoquent et leurs effets négatifs sur la population et ses activités économiques dans la localité côtière.

Tableau 1. Nombre de personnes enquêtées par quartier à risque

Quartier à risque	Niveau du risque par quartier	Population enquêtée
Groudou	Risque élevé - Cas d'inondation	25
Phare	Risque élevé - Cas d'inondation	25
Bété-Guézé	Risque élevé - Cas d'inondation	25
Espace Guézé	Risque élevé - Cas d'inondation	25
Total	-	100

Source : Tapé, 2017

2. Les effets des inondations sur les activités économiques dans la ville de Sassandra

Sassandra connaît des cas d'inondation en raison de l'abondance des précipitations constatée ces 06 dernières années. Cette pluviosité abondante se caractérise par des pluies extrêmes dans le seul mois de juin (figure 1) qui s'abattent sur la ville sur un total de temps moyen de 25 jours interrompu seulement deux fois comme ce fut le cas au mois de juin 2014. Par ailleurs, une augmentation de quantité d'eau de pluies est recensée sur le site d'étude.

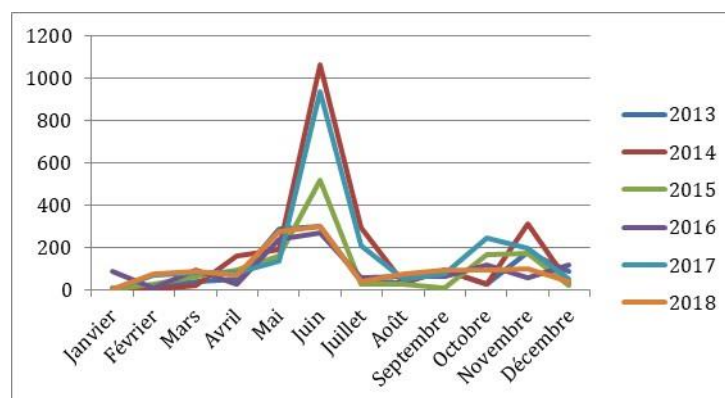


Figure 1. Evolution des pluviométries moyennes mensuelles en mm de 2013 à 2018 de Sassandra. Source : Données de la SODEXAM, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017 et 2018
Source : Données de la SODEXAM, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017 et 2018

La présente figure indique approximativement deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches avec des pics significatifs en juin 2014 et 2017 où les quantités d'eau de pluies atteignent en moyenne 1000mm sur un total de plus de 2200mm. Cette situation démontre la fréquence des pluies extrêmes durant les mois de juin de ces 2 années précitées qui contribuent à une augmentation de volume annuel d'eau prélevé dans la localité. En effet, les précipitations du mois de juin 2014 (1 061mm) représentent près de la moitié de celles dites annuelles (2 213,5mm). Elles représentent 48% du total des pluies de 2014. Le nombre de jour de pluies en ce même mois est de 27. Ce chiffre indique que la ville de Sassandra a bénéficié de plus de 35 mm d'eau de pluie en moyenne, sensiblement tous les jours de juin 2014. Quant à l'année 2017, elle a cumulé 2127mm de pluies et son mois de juin a totalisé près de 1000mm. Ces deux années ont en commun une augmentation de la quantité d'eau de pluies annuelle recueillie (plus de 2000mm) contrairement à la normale qui est de 1312,9mm et les pluies extrêmes des mois de juin qui oscille autour de 1000mm contrairement autres années. Les ans 2013, 2015, 2016 et 2018 ont indiqué des totaux annuels de moins de 1250mm de pluies ; ce qui est en deçà de la normale de la localité et les mois de juin ont totalisé en moyenne de 300mm de pluies, hormis celui de 2015 (513,5mm). 2014 et 2017 ont donc été les mois les plus pluvieux, également les mois de fortes pluies avec plus de 100mm par jour, des six dernières années. A regarder la figure de près, nous pouvons dire que ce phénomène reviendrait sensiblement tous les 03 ans ; d'où l'utilisation de la notion de variabilité climatique dans cette localité urbaine du littoral ouest ivoirien, car il n'a été constaté que ces dernières années.

Cette nouvelle tendance climatique des deux années précitées a engendré un dysfonctionnement dans déroulement des activités économiques et le quotidien des populations de Sassandra à cette période. En effet, les inondations qu'elle a provoquées, ont perturbé les activités halieutiques de l'aire d'étude. La zone de pêche localisée dans une zone de dépression (Figure 2) est restée inondée d'eaux de pluies extrêmes ajouté aux eaux d'écoulement de la ville pendant tout le mois de juin 2014 et les 03 dernières semaines du mois de juin 2017 (Photo 1). Pendant cette saison, du déversement à la commercialisation des ressources halieutiques sur la plage, la pratique de l'activité de pêche n'a pas été aisée. Tout cet espace quasiment plan était couvert d'eau de pluies qui s'écoulait très lentement vers l'un des exutoires naturels qui est l'océan.



(Photo 1a et 1b : Tapé 2017)

Par ailleurs, l'espace Guézé a connu des périodes épisodiques d'inondation durant ces 2 mois de juin 2014 et 2017. Les activités commerciales ont été plombées par cette catastrophe climatique, puisqu'elles se localisent dans une zone de dépression (Figure 2). En effet, l'aire d'étude a hérité d'un site accidenté. Cette ville collinaire dispose donc de sommets, de pentes et de dépressions (figure 2). Le centre-ville qui accueille la zone commerciale de la localité a été inondé pendant la période de fortes pluies avec un maxima de 100mm d'eau de pluie en une journée du mois de juin 2014. Les activités commerciales de l'unique marché ont été perturbées. Les populations ont fait le choix judicieux de s'approvisionner en denrées alimentaires dans

leur quartier respectif, en dépit de leur coût élevé, de sorte à éviter les eaux pluvieuses stagnantes au centre-ville.

Les pertes financières recensées au près des commerçants du marché de Sassandra (Tableau 2) sont très significatives, au point d'avoir concouru à l'arrêt du commerce de certains parmi eux. Toutefois, certains commerçants ont eu beaucoup de chance à continuer leur activité. C'est l'exemple de Dame Goly. Cette dernière a résumé cette situation déplorable en ces termes : « *Il faut que la mairie déplace le marché parce que je perds beaucoup de clients quand c'est le mois de pluie (juin). Non seulement, mes tomates et piments ne sont pas achetés, donc ils pourrissent, en plus, je dois payer le ticket de 500f CFA / jour de la mairie les pieds dans l'eau* ». Durant le mois de juin 2014, la commerçante soutient avoir perdu un peu plus du 1/3 de son capital commerce puisqu'elle ne pouvait pas se rendre sur son lieu de commerce à cause du marché qui était inondé. En effet, sur les 200 000f CFA de fonds de commerce, Dame Goly a enregistré une perte de 70 000f CFA parce qu'ayant vendu ses paniers de tomates et de piments restants à vil prix. Elle a dû reprendre le commerce avec un nouveau capital financier inférieur (110 000f CFA). En juin 2017, le scénario de juin 2014 s'était répété avec son corollaire de pluies extrêmes et de l'inondation du marché. Depuis 2 ans, dans la crainte d'une pareille période de fortes et longues pluies au mois de juin, elle se ravitaille en produits locaux en petite quantité ; ce qui réduit considérablement son bénéfice, seul revenu de sa maisonnée.

Par ailleurs, les magasins des denrées alimentaires comme le riz et le sucre situés dans la seule zone commerciale de l'espace Guézé sont restés fermés pendant ces jours de fortes pluies qui sont de plus en plus fréquents dans la ville. En fait, les pluies extrêmes sont épisodiques, car elles ont été observées souvent en dehors des mois de juin 2014 et 2017. Ces fortes pluies inondent également le marché mais durant deux ou trois jours au maximum comme ce fut le cas en mars 2016 et Août 2018. Néanmoins, les cas de marché inondé récurrent ont été constatés aux mois de juin 2014 et 2017 pendant une période de 2 semaines. Les populations se sont approvisionnées dans les boutiques de détail de quartier avec un surplus de coût. Plus le nombre de kilogramme de riz est élevé, plus le supplément à déboursier devient un nouveau coût pour le résident. A titre illustratif, le kilogramme de riz vendu à 300f CFA dans les magasins est à 350 / 380f CFA dans les boutiques de détaillants. Cet écart demeure un manque à combler pour le client. L'instabilité des saisons ne permettent pas également aux habitants d'anticiper sur cette charge supplémentaire pour des foyers à petit budget. La saison de forte pluie préoccupe économiquement les populations urbaines quel que soit leur statut de client ou de commerçant, car elles ne peuvent prévoir si le prochain mois de juin ressemblera à ceux de 2014 et 2017 où les cas d'inondations ont été long.

Tableau 2. Estimation des pertes financières enregistrées par les commerçants en juin 2017

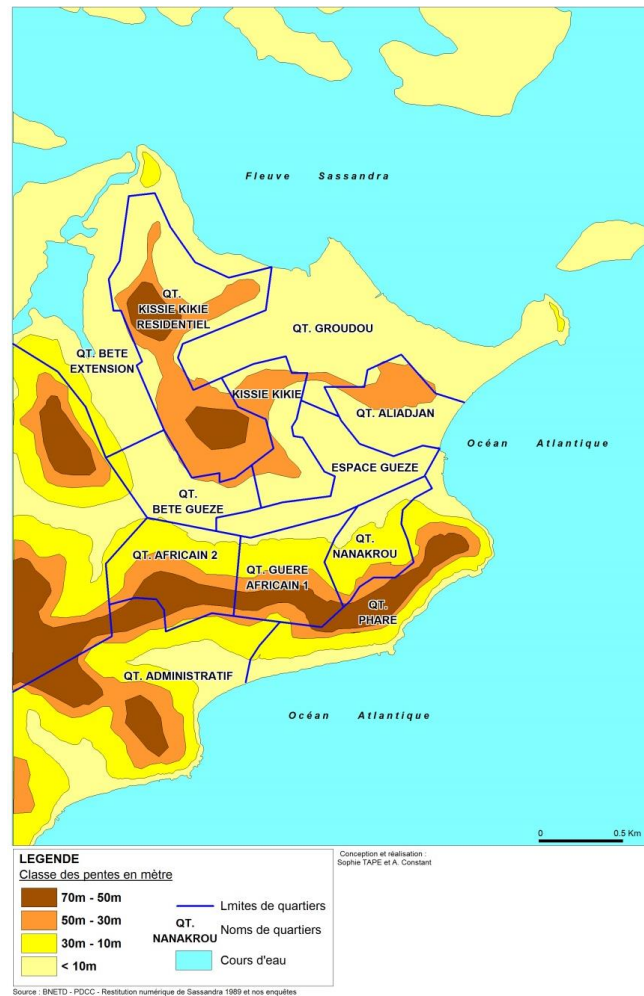
Lieu	Commerçants enquêtés (%)	Nature des produits commercialisés	Pertes financières estimées (F CFA)
Marché	32	Légumes et fruits	23% entre 20000 - 50000
			9% entre 51000- 120000
	20	Riz, huile et sucre en détail	8% entre 40000 - 99000
			12% entre 100000 - 200000
8	Viande	Moins de 10000	
Magasins	20	Riz, huile, sucre en gros	Entre 200000 – 500000
	20	Autres articles	Entre 10000 - 50000
Total	100	-	-

Source : Enquêtes 2017

Ce présent tableau expose les pertes financières des commerçants par nature de produits commercialisés. Il ressort donc que les pertes les plus importantes ont été enregistrées par les commerçants de riz, huile et sucre en gros dans les magasins. Cet état de fait s'explique par l'inaccessibilité et la fermeture de leur magasin sur des trois semaines en raison de l'inondation de la zone commerciale. Ils sont suivis des commerçants de la même nature de produits en détail. Ces derniers, ayant leur boutique localisée dans le marché inondé à cette période de juin 2017, n'ont pas pu exercer leur activité. Ils ont également perdu des produits en nature notamment quelques sacs de riz mouillés par les eaux stagnantes à cause des matériaux de construction rudimentaire utilisé. Les commerçantes de légumes viennent en troisième position, car 23% d'entre elles conservent leur marchandise dans leur habitation où elles ont réussi à les vendre souvent à perte. Les commerçants les moins touchés par les inondations du marché sont ceux de la viande. Cette situation s'explique par le fait qu'après l'abattage de l'animal à l'abattoir, les commerçants commercialisent la viande sur place ou dans les quartiers accessibles.

3. Les effets des inondations sur les populations et leurs habitations dans la ville de Sassandra

Les habitations sont inondées par les eaux de pluies dans les quartiers Groudou, Bété extension et Bété-guézé, détruisant ainsi les biens mobilier et immobilier des populations. En effet, ces quartiers sont localisés dans des zones de dépressions (Figure 2). Groudou est fréquemment inondé en raison de son site très plat situé entre la pente ouest de la colline Kissié-kikié et le fleuve Sassandra. Ayant d'ailleurs une partie attenante au fleuve, il subit le débordement de ses eaux pendant la saison pluvieuse en plus de celles provenant des ruissellements qu'il reçoit en amont. Les graves cas d'inondations enregistrés en juin 2014 et Juin 2017, détruisant au passage les équipements mobiliers et causant des cas de blessures sur les résidents, ont amené les autorités municipales à réfléchir sérieusement à la question de démolissage des habitations contigües au fleuve et au recasement des éventuelles populations déguerpies. Les quartiers Bété-guézé et Bété extension, à un degré moindre que celui de Groudou, ont été également exposés aux inondations saisonnières dues à l'abondance des précipitations durant ces mois de juin 2014 et 2017. En effet, le premier quartier est attenant à l'espace Guézé au centre-ville (Figure 2). Lors des périodes de fortes pluies, les eaux de ruissellement émanant de l'entrée de la ville ont stagné dans cet espace. Les habitations situées à proximité de ce site ont été aussi inondées. De plus, le quartier Bété extension, pendant cette saison pluvieuse de juin 2014 et 2017, a subi le débordement de l'affluent du fleuve Sassandra (Figure 2). Il a été littéralement inondé. Ces cas répétés d'inondation pendant les 2 périodes précitées ont créé des dégâts matériels aux populations déjà démunies.



Conclusion

Les inondations dans la localité d'étude ont engendré des perturbations tant dans le secteur des activités économiques que dans le domaine social. Ces catastrophes naturelles épisodiques et/ou permanentes ont affaibli financièrement les populations, qu'elles soient commerçantes ou non. Elles ont également rendu les habitants vulnérables durant leur présence dans la ville. Les autorités municipales et administratives gagneraient à prendre des mesures idoines pour la sauvegarde des vies humaines et du patrimoine urbain.

Bibliographie

- Pottier P. et Anoh K. P., 2008. *Géographie du littoral de Côte d'Ivoire, Eléments de réflexion pour une politique de gestion intégrée*. Abidjan/ Nantes, Coopération interuniversitaire, 325 p.
- Regnauld H., 1998. *Les littoraux, Synthèse*. Paris, Armand colin, 95 p.
- Tapé S. P., 2015. *Aménagement et gestion des villes côtières du Sud-ouest ivoirien*, Saarbrücken, Edition Universitaires Européennes, 473 p.

VARIABILITE ET RISQUES AGRO-CLIMATIQUES DANS LE SUD-OUEST DE LA REGION DES PLATEAUX AU TOGO

TOTIN VODOUNON S.H. (1,3), DOTSEVI D.A. (2), AMOUSSOU E. (1&3), YABI I. (3) et HOUNDENOU C. (3)

(1) Laboratoire de Climatologie & Ethnoclimatologie Tropicales, Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, Bénin ; BP 123, Parakou, Bénin, sourouhenri@yahoo.fr; ajernest@yahoo.fr

(3) Département de Géographie, Université de Lomé, Togo, nomesly2@yahoo.fr

(2) Laboratoire Pierre PAGNEY, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, constant500@yahoo.fr

Résumé : Cette étude est menée sur la sensibilité des cultures aux aléas climatiques dans le sud-ouest de la région des plateaux au Togo. Les pluies et les températures journalières des stations de Adéta, Kouma-Konda, Kpalimé et Atakpamé de 1971 à 2016 ont permis d'analyser la variabilité climatique. De plus, les dates de début, de fin, la longueur de la saison culturale et les séquences sèches intra-saisons ont été déterminées. Les cultures les plus vulnérables et les risques agro-climatiques ont été identifiés par calcul des indices de sensibilité et de criticité. Le secteur d'étude connaît une baisse des pluies de 15 % et une hausse des températures d'environ 0,03 °C/an. Les séquences sèches intra-saisons de 1 à 3 jours et de 7 à 14 jours ont une fréquence moyenne respective de 70 % et 20 %. Les dates de début, de fin, et la longueur des saisons culturales sont très variables. Le maïs est plus vulnérable (0,75) que le riz (0,65), l'igname (0,60), le niébé (0,55) et le manioc (0,45) face aux risques de mauvaises récoltes (critique), de stress hydrique (significatif), de stress thermique (modéré) et de resemis (limité).

Mots clés : Togo, Région des Plateaux, aléas climatiques, vulnérabilité, indice agro-climatique.

Summary: This study evaluated crops sensitivity to climate hazards in the southwestern plateaus region in Togo. Daily rainfall and temperatures of the Adéta, Kpalimé, Kouma-Konda and Atakpamé stations over 1971-2016 allowed analysis of climatic variability. In addition, the start and end dates, length of the cropping season and intra-season dry sequences were determined. The most vulnerable crops and agroclimatic risks were identified by calculation of the sensitivity and criticality index. The study area experiences decrease of rainfall by 15% and temperature rise by 0.03 °C/year. The intra-season dry sequences of 1 to 3 days and 7 to 14 days have respectively an average frequency of 70% and 20%. Dates of start, end, and length of the growing seasons are very variable. Maize is the most vulnerable (0.75) than rice (0.65), yam (0.60), cowpea (0.55) and cassava (0.45) face to the risk of poor crop harvests (critical) of water stress (significant), of thermal stress (moderate) and of re seedling (limited).

Keywords: Togo, Plateaus Region, climatic hazards, vulnerability, agro-climatic index

Introduction

L'agriculture est essentielle pour les programmes de développement durable à l'horizon 2030, qui visent à mettre fin à la pauvreté et à la faim et à promouvoir la prospérité et le bien-être des personnes, tout en protégeant l'environnement (OCDE/FAO, 2016). Mais, elle reste le secteur le plus fortement influencé par le climat et ses variations (BOAD, 2010). Selon Dixon (2009), la hausse des températures associée à une variabilité accrue des pluies entraînera des dysfonctionnements des saisons agricoles, des perturbations de cycles biologiques des cultures et une détérioration des productions agricoles. Le GIEC (2014) prévoit que la production agricole et la sécurité alimentaire (...) dans plusieurs régions et pays africains risquent probablement d'être compromises par le changement et les variabilités climatiques.

Au Togo où l'agriculture demeure tributaire des pluies, Affo-Dogo (2012), Adewi (2012), Faya (2014), Badaméli (2017), Dotsévi (2018) ont montré l'influence de la baisse de la pluviométrie sur la production agricole. La péjoration pluviométrique s'y est manifeste depuis les années 1970 par une perturbation du potentiel pluviogène, un important glissement des

différents isohyètes et une désorganisation des saisons des pluies potentiellement utiles (Adéwi, 2012). De plus selon Badaméli (2017), l'impact des changements climatiques sur l'agriculture est surtout lié à la difficulté croissante d'établissement du calendrier agricole. Ce qui rend plus difficile le développement agricole, moteur de l'économie et principale source de subsistance des populations au Togo.

Les sociétés doivent intervenir de manière décisive, dès maintenant, pour atténuer le changement climatique, ou elles courront le risque d'être plongées dans des situations d'insécurité alimentaire graves (FAO, 2016) comme le montrent déjà les indicateurs dans le sud-ouest de la Région des Plateaux au Togo (figure 1). Il est situé entre 0°25' et 0°58' Est et entre 6°97' et 7°18' Nord et correspond aux préfectures de Kpélé (866 km²) et de Kloto (575 km²). Il présente des conditions physiques favorables aux activités agricoles.

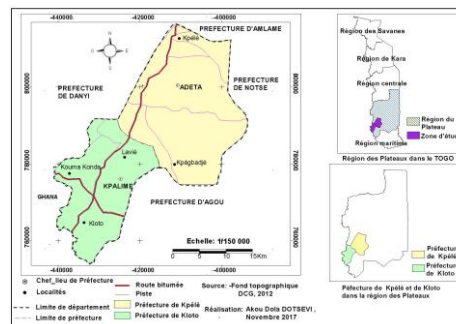


Figure 1. Localisation géographique du sud-ouest de la Région des Plateaux au Togo

Le climat est de type sub-guinéen à régime relativement bimodal et à deux saisons de pluies culturales. La pluviométrie annuelle est en moyenne de 1200 à 1400 mm. En plus, les pluies orographiques sont sources d'une importante disponibilité en eau. L'évapotranspiration potentielle atteint un seul maximum entre 156 ± 8 mm et 175 ± 6 mm en mars au cours de la grande saison sèche. Les mois de juillet-août enregistrent un minimum variant de 111 ± 8 mm à 132 ± 5 mm. En outre, les températures moyennes annuelles oscillent entre $24 \pm 0,4$ et $27 \pm 0,5$ °C. Le réseau hydrographique autour des fleuves Haho et Zio offrent des possibilités d'irrigation pendant les périodes sèches. Les sols cultureaux sont peu évolués (lithosols) en montagne, ferrallitiques profonds sur les plateaux et hydromorphes riches en limons dans les bas-fonds. Ces composantes physiques influent sur les systèmes de cultures vivrières comme le riz (*Oryza sativa/Oryza glaberrima*), le maïs (*Zea mays*), le sorgho (*Sorghum vulgare*), l'arachide (*Arrachis hypogea*), le manioc (*Manihot esculenta Crantz*).

C'est dans ce contexte biophysique que cette étude vise à évaluer la vulnérabilité des cultures face aux aléas climatiques dans le sud-ouest de la Région des Plateaux au Togo.

1. Données et Méthodes

1.1 Données

Les pluies journalières de la station d'Adéta et les séries climatiques (précipitations, températures, ETP) des stations synoptiques de Kouma Konda, Kpalimé-Tové, et d'Atakpamé, collectées à la DGMN-Togo sur la période 1971-2016 ont été utilisées. Les statistiques élaborées de pluie et de température ont été complétées par des informations (appréciations individuelles des risques agroclimatiques, la gravité de ces risques) collectées auprès d'une population cible de 192 personnes pour valider les aléas climatiques ayant une certaine incidence sur la production agricole dans la région des plateaux au Togo.

1.2 Méthodes

1.2.1 Analyse de la variabilité climatique et détection des ruptures de stationnarité

Le calcul des Indices d'Anomalies Climatiques (Dotchévi, 2018), notés $IAC = [((\pi - pm)/\sigma)]$ avec : π , variable pluie étudiée pour une année i ; Pm et σ , respectivement moyenne et écart-type de la série de pluie sur la période d'étude, a permis d'apprécier la variabilité interannuelle ainsi que les années ou périodes de déficits et d'excédents. Les tests de ruptures de stationnarité, sur KhronoStat 1.01., sont de Pettitt, de Lee Heghinian et de segmentation d'Hubert. Les périodes pré et post-ruptures ont servi de base pour le calcul des Indices de Variation Hydrique de la pluie noté IVH (%) = $100 \cdot [(pm_2/pm_1) - 1]$, avec pm_2 et pm_1 , les moyennes respectives des périodes pré et post-ruptures.

1.2.2 Détermination des séquences sèches intra-saisons et des dates de début, de fin, de la longueur de la saison culturale

Les critères d'analyse du démarrage des saisons, définis par plusieurs auteurs (Samba *et al.*, 1999 ; Balme *et al.*, 2005), tiennent compte du nombre de saisons pluvieuses enregistré dans une région. Le secteur d'étude est situé dans un domaine climatique à régime de pluie bimodal. Les critères définis par Adéwi (2012) dans la détermination des Saisons de Pluies Potentiellement Utiles (SPPU), pris en compte ne sont qu'une légère modification apportée à ceux de Sivakumar et Awesso (1996). La date du démarrage de la saison pluvieuse est déterminée en considérant la date à partir du 1^{er} février et 1^{er} août où un cumul de pluie de 20 mm est obtenu en deux jours consécutifs, sans qu'il soit suivi d'une séquence sèche de plus de 7 jours dans les 20 jours qui suivent. La date de fin est marquée par un seuil de moins de 1 mm durant 2 jours consécutifs, et suivi d'une période d'au moins 6 jours sans pluies, ou quand leur total est inférieur à 10 mm à partir de la troisième décade de juin et de novembre.

La longueur de la saison pluvieuse n'est que la différence entre la date de fin et la date de début de celle-ci. Elle est calculée sur les années appartenant aux diverses classes d'humidité et de sécheresse (extrême, sévère et modérée) des IAC.

1.2.3 Evaluation de la vulnérabilité des cultures et des risques agro-climatiques

Le calcul de la criticité en quatre classe [Probabilité (0,25 ; 0,5 ; 0,75 et 1) x proportion calculée de Gravité (17,25 ; 34,5 ; 51,75 ; 69)] a permis de hiérarchiser les risques agro-climatiques suivant leur niveau (inacceptable : critique ou significatif ; acceptable : modéré ou limité) en référence à Farmer (1967). Le degré de vulnérabilité du maïs, du riz, de l'igname, du manioc et du niébé) aux aléas climatiques est déterminé par le calcul des indices d'exposition ($\text{Score de sensibilité}_{\text{recueilli}} / \text{Score de sensibilité}_{\text{Maximal total}}$) à partir d'une matrice de sensibilité (PANA, 2007). La même procédure de calcul est suivie pour les indices d'impact des aléas agro-climatiques sur les différentes cultures.

2. Résultats

2.1 Variabilité climatique spatio-temporelle et ruptures de stationnarité

La figure 2 montre la variabilité interannuelle des pluies à travers les valeurs standardisées (anomalies). Les stations de Atakpamé et de Kpalimé-Tové ne montrent pas une nette rupture, à l'exception des sauts pluviométriques à la fin de la série respectivement en 2014 et 2015. En revanche, les stations de Adéta (en 2000) et de Kouma-Konda, une "station de montagne" (en 1977) sont marquées par une rupture dans leur série de pluie et une variation respective à la baisse de 15 % et à la hausse de 19 %. Cela pourrait s'expliquer d'une part par les anomalies

climatiques que connaît le Sud-Togo (...) (Badaméli, 2017) et d'autre part par le déséquilibre des sous séries pré et post-ruptures (1971-2000 et 2001-2016 pour Adéta et 1971-1977 et 1978-2016 pour Kouma-Konda).

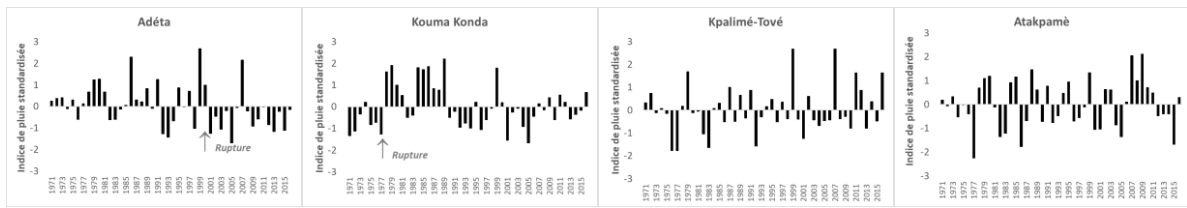


Figure 2. Variabilité inter-annuelle de la pluviométrie et rupture de stationnarité

Par ailleurs, à Atakpamé, la température moyenne décadaire a connu une variation aléatoire de 23 à 31 °C (1971-2016) et à Kouma-Konda de 21 à 28 °C (1982 à 2016) (figure 3).

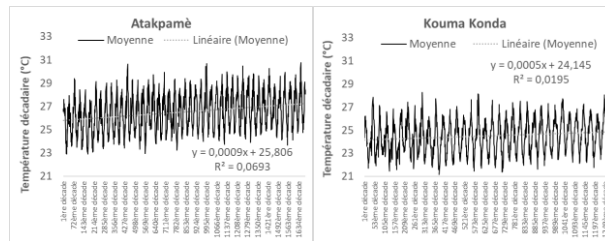


Figure 3. Evolution de la température moyenne décadaire à la station de Atakpamé (1971-2016) et de Kouma Konda (1982-2016)

La tendance thermométrique décadaire à la hausse n'est pas significative et de plus, est un taux moyen quasi nul à Atakpamé et à Kouma Konda. Ainsi, au regard des caractéristiques décennales de la phénologie des cultures, l'évolution de la température à cette échelle de temps ne présente de risques majeurs en terme de dépassement des seuils thermométriques requis pour leurs cycles végétatifs.

2.2 Dates de début, de fin, longueur de la saison culturale et séquences sèches

La classification des années définie par McKee *et al.* (1993) en fonction des anomalies de pluie, montre une fréquence des séquences sèches (figure 4) au cours des saisons culturales.

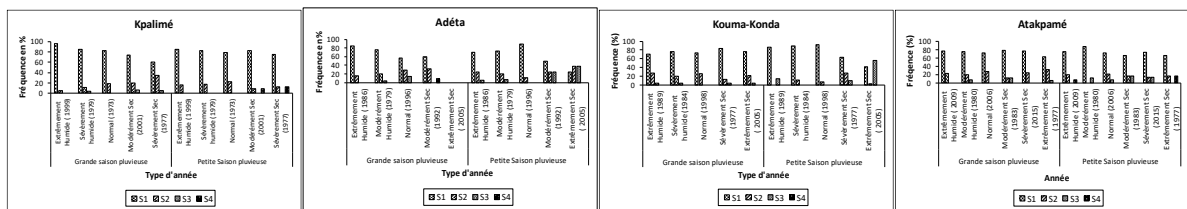


Figure 4. Fréquence des séquences sèches pendant les saisons pluvieuses sur les différentes stations. Légende : S1= Classe des séquences sèches de durée 1 à 3 jours ; S2 = Classe de 4 à 7 jours ; S3 = Classe de 8 à 14 jours ; S4 = Classe de durée supérieure à 14 jours.

Les séquences de 1 à 3 jours sont les plus remarquables (70 %). Les longues séquences sèches (S3 = 3 à 7 jours ; S4 = 8 à 14 jours) surviennent le plus souvent au cours des années sèches à une fréquence de 20 %. Cela relève l'importance des dates de début, de fin et la longueur de la saison (tableau 1) pouvant couvrir toutes ces phases. La grande saison débute à partir de 15 avril pour finir au 31 juillet. La petite saison pluvieuse commence le 13 septembre pour prendre fin le 10 novembre. Néanmoins, le caractère sec ou humide de l'année influence les dates des saisons culturales, qui sont difficiles à déterminer pendant certaines années comme

1984 et 1977 à Kouma-Konda, 2005 à Adéta, 1980 et 1983 à Atakpamé suivant les critères définis par Sivakumar et Awesso (1996) et Adéwi (2012)

Tableau 1. Dates de début, de fin et longueurs des saisons culturelles à Adéta et Kouma-Konda. Légende : GSP = Grande saison pluvieuse ; PSP = Petite saison pluvieuse

Adéta							Kouma-Konda						
Année	Date de début GSP	Date de fin GSP	Longueur de la saison	Date de début PSP	Date de fin PSP	Longueur de la saison	Année	Date de début GSP	Date de fin GSP	Longueur de la saison	Date de début PSP	Date de fin PSP	Longueur de la saison
Extrêmement Humide (1986)	15 avril	13 juillet	90 jours	13 août	10 novembre	90 jours	Extrêmement Humide (1989)	5 mars	12 août	161 jours	23 août	9 novembre	79 jours
Modérément Humide (1979)	24 avril	13 août	112 jours	10 septembre	12 novembre	64 jours	Sévèrement humide (1984)	13 avril	1 ^{er} août	111 jours	14 août	26 octobre	74 jours
Normal (1996)	26 février	26 juillet	152 jours	24 septembre	22 octobre	29 jours	Normal (1998)	1 ^{er} avril	1 ^{er} août	123 jours	13 septembre	9 novembre	58 jours
Modérément Sec (1992)	25 mars	1 ^{er} août	130 jours	9 septembre	28 octobre	50 jours	Sévèrement Sec (1977)	7 avril	9 juillet	94 jours	2 septembre	9 novembre	69 jours
Extrêmement Sec (2005)	-	-	-	24 septembre	9 novembre	47 jours	Extrêmement Sec (2005)	11 février	13 juillet	153 jours	11 août	13 novembre	95 jours

Kpalimé							Atakpamé						
Année	Date de début GSP	Date de fin GSP	Longueur de la saison	Date de début PSP	Date de fin PSP	Longueur de la saison	Année	Date de début GSP	Date de fin GSP	Longueur de la saison	Date de début PSP	Date de fin PSP	Longueur de la saison
Extrêmement humide (2007)	14 mai	04 août	83 jours	16 août	19 novembre	96 jours	Extrêmement humide (2009)	28 mars	18 juillet	113 jours	23 juillet	8 novembre	109 jours
Sévèrement humide (1979)	17 avril	12 août	118 jours	10 septembre	9 novembre	61 jours	Modérément humide (1980)	6 mars	1 ^{er} août	149 jours	15 août	9 novembre	87 jours
Normal (1973)	13 mars	9 juillet	119 jours	4 août		98 jours	Normal (2006)	24 avril	25 juillet	93 jours	25 août	10 novembre	78 jours
Modérément sec (2001)	13 mars	24 juillet	134 jours	16 septembre		55 jours	Modérément sec (1983)	7 juin	21 juillet	45 jours	26 août	9 novembre	76 jours
Sévèrement sec (1977)	6 avril	9 juillet	95 jours	15 septembre		54 jours	Sévèrement sec (2015)	2 juin	4 août	64 jours	23 août		79 jours
							Extrêmement sec (1977)	22 avril	6 août	107 jours	19 septembre		52 jours

2.3 Risques agro-climatiques et vulnérabilité des cultures

Au regard de leurs indices d'impacts, les mauvaises récoltes (0,8) et le stress hydrique (0,72) ont une grande incidence que le stress thermique (0,6) et le resemis (0,28). Ces quatre paramètres sont hiérarchisés, sur la base des criticités calculées, respectivement en risques agro-climatiques critique (69), significatif (38,8), modéré (25,9) et limité (12,9). Ainsi, les indices d'exposition montrent que le maïs (0,75), le riz (0,65) et l'igname (0,6) sont plus sensibles aux aléas agro-climatiques que le niébé (0,55) et le manioc (0,45). Issaou (2014) avait déjà prouvé que les risques climatiques présentent des conditions culturelles défaillantes dans le Sud-Togo. Mais selon Alhassane *et al.* (2013), il existe aussi d'autres risques agro-climatiques comme le stress post-floraison, l'occurrence de faux départ et de fins précoces des saisons des pluies.

Conclusions

La variabilité climatique dans le sud-ouest de la Région des Plateaux au Togo est marquée globalement par une diminution pluviométrique et une hausse des températures. Avec les aléas hydriques et thermiques, le risque de mauvaises récoltes est le plus critique (inacceptable) puisqu'elle prend en compte les paramètres climatiques, la qualité du sol et la probabilité d'attaque des bioagresseurs (chenilles, termites, teigne). De plus, le stress hydrique a aussi une incidence considérable que les risques acceptables de stress thermique et de resemis.

L'évaluation des risques permet de prioriser les actions de gestion tels que l'adoption des variétés de cultures à cycles courts, le développement de systèmes d'irrigation, la diffusion des informations agro-climatologiques à l'endroit des agriculteurs...

Bibliographie

- Adewi E., 2010. Evolution des Saisons des Pluies Potentiellement Utiles au Togo de 1950 à 2000, *Publ. AIC*, 7, 89-107.
- Affo-Dogo, 2012. Vulnérabilité et stratégies d'adaptation des agriculteurs dans la Région des Plateaux au Togo face au changement climatique : cas de la communauté rurale de Kpimé, Mémoire de Master en Changement Climatique et Développement Durable, Centre Régional AGRYMET, Niamey, Niger, 88 p.

- Alhassane A., Salack S., Ly M., Lona I., Traoré S., Sarr B., 2013. Evolution des risques agroclimatiques associés aux tendances récentes du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne, *Sécheresse*, 24 : 282-293.
- Badaméli P. A., 2017. Changements climatiques au Togo et leurs impacts sur les activités agricoles. Thèse de Doctorat unique de Géographie, Université de Lomé, Togo, 236 p.
- Balme M., Galles S. et Lebel T., 2005. Démarrage de la saison des pluies au Sahel : Variabilité aux échelles hydrologique et agronomique analysée à partir des données EPSAT Niger. *Sécheresse*, 16(1), 15-22.
- BOAD, 2010. Changements Climatiques et Sécurité Alimentaire dans la zone UEMOA : défis, impacts, enjeux actuels et futurs. Rapport technique, Lomé, Togo, 90 p.
- Dotsévi D. A., 2018. Variabilité spatiotemporelle des pluies et risques agroclimatiques dans le sud-Ouest de la région des plateaux. Mém. de Master en Gestion des risques. Univ. d'Ab.-Calavi, Cotonou, Bénin, 70 p.
- Dixon G. R., 2009. The Impact of Climate and Global Change on Crop Production; chapter 17. *Climate Change : Observed Impacts on Planet Earth*, 307-324.
- FAO, 2016. La situation mondiale de l'alimentation et de l'agriculture : changement climatique, agriculture et sécurité alimentaire. Rapport technique, Rome, Italie, 214 p.
- Farmer F., 1967. Reactor safety and siting: a proposed risk criterion, *Nuclear Safety*, 539-548.
- Faya L., 2014. Dynamique climatique et production agricole dans la région de la Kara (Nord-Togo). Thèse de Doctorat unique de Géographie, Université de Lomé, Togo, 308 p.
- GIEC, 2014. Changements climatiques 2014 : Incidences, adaptation et vulnérabilité, 201 p.
- Issaou L., 2014. Risques climatiques dans le Sud-Togo : Manifestations, impacts et stratégies d'adaptation. Thèse de Doctorat unique de Géographie, Université de Lomé, Togo, 264 p.
- McKee, T. B., Doesken N. J., Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration of time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society*, 179-186.
- OCDE/FAO, 2016. Perspectives agricoles de l'OCDE et de la FAO 2016-2025, Éditions OCDE, Paris. http://dx.doi.org/10.1787/agr_outlook-2016-fr » (Page consulté le 09 Mai 2017).
- PANA, 2007. Rapport du Programme d'Action National d'Adaptation aux Changements Climatiques, Togo 81 p.
- Samba G., Maloba Makanga J.-D., Mbayi R., 1999. Les saisons des pluies potentiellement utiles (SPPU) sur les plateaux Batéké et sur le plateau des Cataractes en République du Congo. *Publ. AIC*, 12, 191-197.
- Sivakumar M. V. K., Awesso T., 1996. L'analyse pluviométrique du Togo pour une planification à long terme. Centre sahélien de l'ICRISAT, Niamey, Niger, 158 p.

ANALYSE DES EXTRÊMES PLUVIOMÉTRIQUES PAR LA MÉTHODE DES INDICES CLIMATIQUES DANS LA RÉGION DE LA MARAHOUÉ (CENTRE OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE)

YAPI A.F. (1), OGA Y.M.S. (1), N' GUESSAN BI V.H. (1,2), KPAN O.J.G. (1) et BIEMI J. (1,2)

(1) Département des Sciences et Techniques de l'Eau et du Génie de l'Environnement, Université FHB, 22 BP 582 Abidjan 22 - Côte d'Ivoire. (yapiassaf@gmail.com)

(2) Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection, Université FHB, 22 BP 801 Abidjan 22 Côte d'Ivoire.

Résumé : L'objectif dans ce travail est de réaliser une étude spatio-temporelle des événements pluviométriques extrêmes à partir des observations journalières provenant du centre de réanalyse du système de prévision climatique (CFSR) par la méthode des indices climatiques sur la chronique de 1980 à 2013, à l'aide du programme CLimPACT 2 master qui a servi au calcul des indices climatiques au pas de temps journalier. Les valeurs de ces indices climatiques obtenues, ont été spatialisées et regroupées en trois périodes de dix ans pour chaque indice climatique. Sur toute la période d'étude, le cumul annuel des hauteurs de pluies varie de 833 mm à 1792 mm avec une lame d'eau moyenne comprise entre 5,79 mm/j et 8,43 mm/j. Le cumul des hauteurs de pluies intenses varie de 210,25 mm et 564,27 mm avec une fréquence des pluies intenses comprises entre 18,12 % et 37,03 %.

Mots clés : Indices climatiques, extrêmes pluviométriques, Marahoué, Côte d'Ivoire.

Summary: The objective of this work is to carry out a spatio-temporal study of extreme rainfall events based on daily observations from the climate prediction system reanalysis center (CFSR) using the climate index method on the chronic from 1980 to 2013 using the CLimPACT 2 master programme to calculate the climate indices at daily time step. The values of these indices were spatialized and grouped into three 10-year periods for each climate index. Over the entire study period, the total annual rainfall amounts ranged from 833 mm to 1792 mm with an average water depth between 5.79 mm/d and 8.43 mm/d. The cumulative depth of intense rainfall varies from 210.25 mm to 564.27 mm with a frequency of intense rainfall ranging from 18.12% to 37.03%.

Keywords: Climate indices, extreme rainfall, Marahoué, Côte d'Ivoire.

Introduction

Selon l'Office des Nations Unies pour la réduction des Risques de Catastrophes (UNISDR, 2015), les aléas d'origine hydroclimatique sont les phénomènes naturels les plus fréquents et les plus dévastateurs dont l'amplitude spatiale a permis d'affecter n'importe quel pays du monde au cours de la période 1995-2015 (Bouba et al., 2017). Malgré un contexte climatique caractérisé par une baisse de la pluviométrie annuelle (Hubert et al., 1989) de nombreux pays de l'Afrique de l'Ouest (Burkina Faso, Côte d'Ivoire, Niger, Ghana, Sénégal) sont confrontés à des graves problèmes d'inondations. Ces catastrophes naturelles provoquées souvent par des pluies extrêmes, ont un impact très important sur les activités socio-économiques des populations en Côte d'Ivoire et particulièrement celles de la région de la Marahoué dont l'activité principale est l'agriculture. L'objectif de ce travail est de réaliser une étude spatio-temporelle des événements pluviométriques extrêmes afin de fournir des outils nécessaires à la mise en place des stratégies d'adaptation à ce fléau.

Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude est située au centre-ouest de la Côte d'Ivoire entre les longitudes 5°15 et 6°30 Ouest et les latitudes 6°00 et 8°00 Nord (figure 1). Le Climat est de type baouléen et caractérisé par deux grandes saisons alternées par deux petites : une grande saison sèche (de décembre à fin février), une grande saison de pluie (de mars à juin), une petite saison sèche (de juillet à août) et une petite saison de pluie (de septembre à novembre) ; (Irié et *al.*, 2015). La région est drainée par le fleuve Bandama rouge qui fait office de frontière naturelle sur le côté Est, ensuite la Marahoué qui traverse la majeure partie de la zone d'étude.

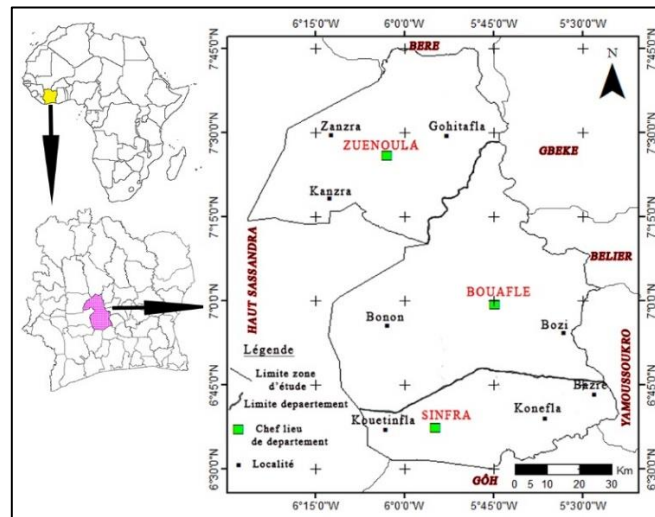


Figure 1. Localisation géographique de la zone d'étude

1. Matériel et méthodes

1.1 Données

Les données utilisées sont essentiellement composées de séries chronologiques de hauteurs de pluies journalières sur la chronique 1980 à 2013 soit 34 ans avec une résolution spatiale de 0,5 degrés, soit 50 km. Ces données proviennent du centre de réanalyse du système de prévision climatique (CFSR) et ont été utilisées et validées par un bon nombre d'auteurs dont Koua et *al.* (2013), Anoh (2014). Le choix de ces données repose sur leur large usage, leur disponibilité et le pas de temps journalier.

1.2 Méthode

La méthodologie adoptée dans cette étude pour analyser les événements pluvieux extrêmes est celle des indices climatiques (N'Guessan Bi et *al.*, 2018 ; Aguilar et *al.*, 2009 ; Hountondji et *al.*, 2011) proposée par l'équipe d'experts sur la détection des changements climatiques et les indices (ETCCDI) à partir du programme ClimPACT 2 Master. Les experts de l'ETCCDI ont défini 27 indices climatiques dont 11 pour caractériser la pluviométrie et 16 pour les températures extrêmes. Mais dans cette étude seulement 6 indices caractérisant les extrêmes pluviométriques sont pris en compte, il s'agit de la hauteur de pluies totales annuelles (PRCPTOT), l'intensité de pluies journalières (SDII), la hauteur totale annuelle de pluies des jours très humides (R95p), le pourcentage des hauteurs totales annuelles de pluies des jours très humides (R95pTOT), la hauteur totale annuelle de pluies des jours extrêmement humides (R99p) et le pourcentage des hauteurs totales annuelles de pluies des jours extrêmement humides R99pTOT.

2. Résultats et discussion

2.1 Évolution interannuelle du cumul annuel des hauteurs de pluies et de l'intensité pluviométrique dans la région de la Marahoué de 1980 à 2013

Cumul annuel des hauteurs de pluies (PRCPTOT)

La figure 2a illustre l'évolution spatio-temporelle des moyennes interannuelles des cumuls pluviométriques dans la région d'étude. De 1980 à 1989, les valeurs du cumul annuel ont varié entre 1456 mm et 1792 mm avec une moyenne de 1728,39 mm et les plus élevées ont été localisées au Sud et au Nord-Ouest de la région. De 1990 à 1999, ces valeurs sont comprises entre 1441 mm et 1707 mm avec une moyenne de 1643,72 mm et les plus élevées ont été observées au Sud de la Marahoué. Pendant la période de 2000 à 2009, les cumuls annuels de pluies ont varié entre 833 mm et 1119 mm avec 1034,86 mm comme moyenne et ont été enregistrés au Sud-ouest de la zone d'étude.

Lame moyenne d'eau tombée (SDII)

La figure 2b montre l'évolution spatio-temporelle de la lame d'eau précipitée dans la région de la Marahoué par décennie. Au cours des trois décennies, les plus fortes valeurs ont été localisées du Nord de la région d'étude.

2.2 Évolution annuelle des hauteurs et de la fréquence des pluies intenses dans la Marahoué

Cumul des hauteurs de pluies intense (R95P)

La figure 3a met en évidence l'évolution spatio-temporelle du cumul des hauteurs de pluies intenses dans la région d'étude. Durant la décennie 1980-1989, les plus forts cumuls des hauteurs de pluies ont varié entre 430,11 mm et 542,32 mm avec une moyenne de 491,35 mm. Ces valeurs ont été observés au Sud-Est de la Marahoué dans les localités de Konefla et Bazré. Au cours de la période 1990 à 1999, ces valeurs ont été comprises entre 480,50 mm et 564,27 mm avec une moyenne de 504,12 mm et ont été signalées dans les localités du Nord-Ouest de la région. Pendant la période de 2000 à 2009, ces forts cumuls ont baissé en quantité et ont varié entre 210,25 mm et 272,68 mm avec une moyenne de 249,64 mm et ont été enregistrés dans les localités du Sud-Ouest et dans les localités de Kanzra, au Nord de la zone d'étude.

Fréquence des pluies intenses (R95PTOT)

La figure 3b met en évidence l'évolution spatio-temporelle de la fréquence des pluies intenses dans la région de la Marahoué. Au cours de la première décennie 1980-1989, les plus fortes fréquences des pluies intenses sont observées dans les localités du Nord et du Sud-Est de la Marahoué. Durant les deux dernières décennies 1990-1999 et 2000-2009, ces valeurs ont été enregistrées du Nord jusqu'au Centre de la zone d'étude.

2.3 Évolution annuelle des hauteurs et de la fréquence des pluies extrêmes dans la région de la Marahoué

Cumul des hauteurs de pluies extrêmes (R99P)

La tendance générale est croissante au cours de la première à la deuxième décennie et ensuite décroissante de la deuxième à la troisième décennie dans le Sud de la région d'étude (figure 4a). Au cours de la décennie 1980-1989, le cumul des hauteurs de pluies extrêmes a varié entre 112,44 mm et 276,67 mm avec une moyenne de 185,81 mm et les cumuls les plus élevés ont été localisés au Sud-Est de la zone d'étude. Durant la période 1990 à 1999, le cumul des pluies extrêmes était compris entre 146,08 mm et 247,55 mm, avec une moyenne de 207,91 mm, soit

une hausse de 22,10 mm et les plus élevées de ces valeurs étaient enregistrées au Sud dans les localités de Sinfra et Konefla. Pendant la décennie 2000-2009, le cumul des pluies extrêmes a baissé et varié entre 62,42 mm et 158,60 mm, avec une moyenne de 99,61 mm, soit un déficit de 108,03 mm. Les plus élevées de ces valeurs ont été observées également au Sud et au aussi vers le Sud-Ouest de la région d'étude.

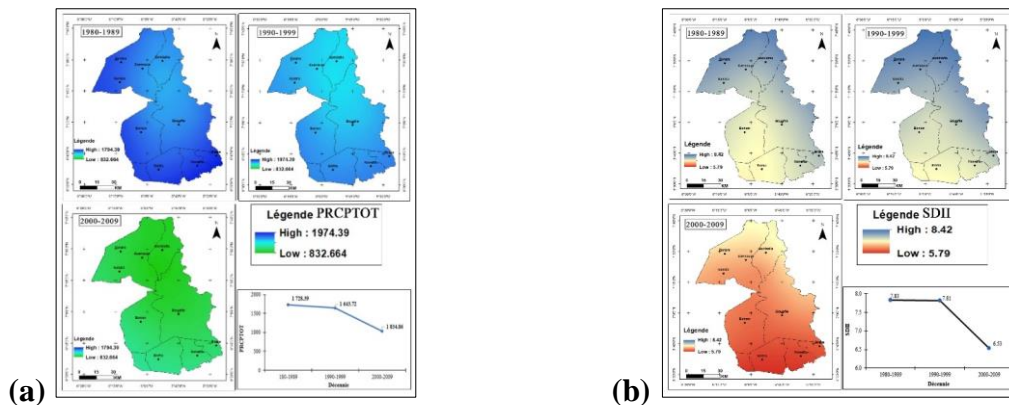


Figure 2. Évolution spatio-temporelle de l'indice PRCPTOT (a) et SDII (b) par décennie dans la Marahoué

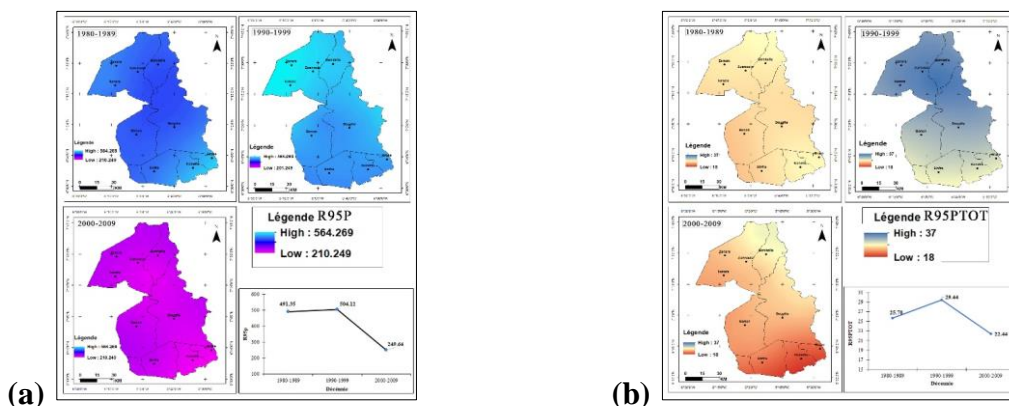


Figure 3. Évolution spatio-temporelle de l'indice R95P (a) et R95PTOT (b) par décennie dans la Marahoué

Fréquence des pluies extrêmes ($R99pTOT$)

La figure 4b met en évidence la répartition spatio-temporelle de la fréquence des pluies extrêmes dans la Marahoué. Au cours de la décennie 1980-1989, la fréquence des pluies extrêmes a varié entre 5,79 % et 14,43% avec une moyenne de 9,45% et les plus fortes fréquences ont été observées dans le département de Zuénoula. Durant la deuxième décennie 1990-1999, la fréquence des pluies extrêmes a été comprise entre 7,69% et 14,47% avec une moyenne de 11,95% soit une augmentation de 2,5% et les plus faibles de ces valeurs ont été enregistrées dans le département de Zuénoula. Pendant la période de 2000 à 2009, la fréquence des pluies extrêmes a baissé et a varié entre 4,56% et 12,48%, avec une moyenne de 9,29%, soit une baisse de 2,66%. Les plus faibles fréquences ont été observées au Sud et au Nord-Est de la zone d'étude.

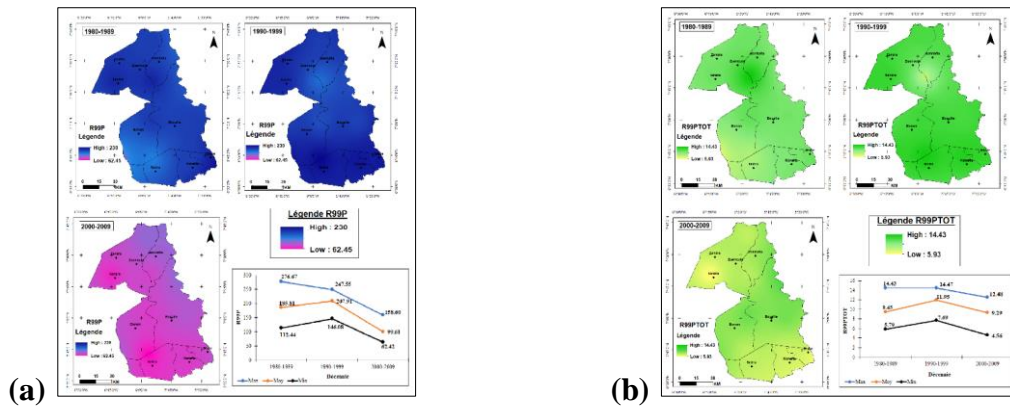


Figure 4 : Évolution spatio-temporelle de l'indice R99P (a) et R99PTOT (b) par décennie dans la Marahoué

Discussion

Il a été observé au cours de ces dernières décennies une modification du régime pluviométrique des pluies journalières en termes de fréquence et d'intensité dans certaines régions du monde et de l'Afrique. La région de la Marahoué présente une baisse générale du cumul annuel de pluie de 1980 à 2013. Ces résultats ont été également observés dans les travaux de New *et al.*, 2006 et Aguilar *et al.*, 2009. En effet, dans leurs travaux portant sur l'évolution des conditions climatiques extrêmes quotidiennes couvrant le Sud et l'Ouest de l'Afrique, New *et al.*, 2006 ont montré que les régions connaissent globalement une baisse des précipitations totales annuelles (PRCPTOT) et du nombre de jours de pluie. Aguilar *et al.*, 2009 dans leur analyse des précipitations de l'Afrique centrale entre 1955 et 2006 ont abouti aux mêmes conclusions. La présente étude montre une baisse générale des événements pluviométriques extrêmes. L'évolution temporelle de l'intensité des pluies journalières aux différents points de mesure montre une tendance générale à la baisse non significative dans la région de la Marahoué. N'Guessan Bi *et al.*, 2018 ont trouvés des résultats similaires dans leurs travaux dans le District d'Abidjan 1998 à 2015, tandis que Tramblay *et al.* (2013) ont trouvé les mêmes résultats pour la plupart des stations du Maghreb (Maroc, Algérie, Tunisie). L'évolution de la lame d'eau moyenne précipitée (SDII) dans la Marahoué est également marquée par une baisse progressive durant la chronique d'étude. Ozer *et al.*, 2009 ont aussi montré une baisse progressive de la lame d'eau précipité par jour humide dans l'Est du Niger, mais cette tendance est non significative. Les hauteurs de jours de pluies (R95) et de fréquences des pluies (R95pTOT) intenses ont une tendance légèrement à la hausse de la décennie 1980-1989 à la décennie 1990-1999, puis suivi d'une tendance à la baisse jusqu'à la dernière décennie de la chronique d'étude 2000-2009. Balliet *et al.*, 2016 ont également observé une hausse de ces indices dans la région du Gôh. Taibi *et al.*, 2015 ont mentionné une tendance à la baisse des pluies intenses dans le bassin du Chéiff en Algérie sur une chronique de 1971-2010. Dans la région de la Marahoué, notre étude a révélé une baisse progressive non significative du cumul des hauteurs de pluies extrêmes (R99p), tendance qui a été observé dans les travaux de Sahani *et al.*, 2012 dans la zone urbaine de Butembo (RDC).

Conclusion

Cette étude a permis d'avoir une vue globale de la répartition spatio-temporelle des extrêmes pluviométriques dans la région de la Marahoué de 1980 à 2013 à partir des données du centre de réanalyse du système de prévision climatique (CFSR). Une tendance générale à la baisse des six indices climatiques étudiés a été observée dans la région d'étude.

Bibliographie

- Aguilar A., Aziz Barry A., Brunet M., Ekan L., Fernandes A., Massoukina M., Mbah J., Mhanda A., Do Nascimento D.J., Peterson T.C., Thamba Umba, O., Tomou M., Zhang X., 2009. Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry and Zimbabwe, 1955-2006. *Journal of geophysical research*, **114**, DO2115, doi : 10.1029/2008JDO11010, 2009.
- Anoh K. A., 2014. *Apport d'un SIG et du modèle agro-hydrologique SWAT dans la gestion durable des ressources en eaux du bassin versant du lac de Taabo (Centre de la Côte d'Ivoire)*. Thèse de Doctorat de l'Université Félix Houphouët Boigny de Cocody (Abidjan-Côte d'Ivoire), 218 p.
- Balliet R., Saley B., Sorokoby M., N'Guessan BI V. H., N'dri A., Dje K.B., Biemi J., 2016. Evolution des extremes pluviométrique dans la region du Gôh (Centre Ouest de la Côte d'Ivoire). *European scientific journal*, **12**, 14p.
- Bouba L., Sauvagnargues S.,Gonne B., Ayrat P.A., Ombolo A., 2017 :Tendances pluviométriques et aléa inondation à l'Extrême-Nord Cameroun, numéro spécial, *Geo-Eco-Trop.*,**41**, **3**, 339-358.
- Hountondji Y.C., De Longueville F., Ozer P., 2011. Trends in extreme rainfall events in Benin (West Africa), 1960-2000. Proceedings of the 1st International Conference of Energy, Environment and Climate Change, 26-27 August 2011, Ho Chi Minh City, Vietnam. <http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/96112> (April 19, 2016).
- Hubert P., Carbonnel, J. P., Chaouche, A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques : application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, **110**, **3-4**, 349-367.
- Irie G. R., Soro G. E., Goula B. T. A., 2015. Changements d'états de surface et évolutions spatio-temporelles des précipitations sur le bassin versant de la Marahoué (Côte d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Applied Studies*. **13**, **2**, 386-397.
- Koua T.J., Jourda J.P., Kouamé K.J., Anoh K.A. 2013. Assessment of Sediment and Pollutants in Buyo Lake, Ivory Coast, Using SWAT (Soil and Water Assessment Tool) Model. *J. Chem. Chem. Eng.* **7**, 1054-1059.
- N'guessan Bi V. H., Arona D., Adjakpa T., Kouadio B. H., Badara A. K., Kouame K., Assa Y., et Affian K., 2018. Apport de la télédétection à l'analyse spatio-temporelle de l'évolution des extrêmes pluviométriques dans le district d'Abidjan au Sud de la Cote d'ivoire. *Mélange*, **3**, 364-378.
- New M., Hewiston B., David B., Tsiga S.A., Kruger A., Manhinsue A., Gomez B., Coelho C.A., Masisi D.N., Kalulanga E., Bulane E., Fortunata L., Mdoka M.L. Lajoie R., 2006. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and west africa. *Journal of geophysical research*, **111**, d14102, doi: 10.1029/2005jd006289.
- Ozer P., Hountondji Y.C. et Laminou Manzo O., 2009. Évolution des caractéristiques pluviométriques dans l'est du Niger de 1940 à 2007. *Geo-Eco-Trop.*, **33**, 11-30.
- Sahani M., Moeyersons J., Vandecasteele I., Trefois P., Ozer P., 2012 : Évolution des caractéristiques pluviométriques dans la zone urbaine de butembo (rdc) de 1957 à 2010. *Geo-Eco-Trop.*, (36) : 121-136.
- Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., Assani, A., 2015. Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theoretical and applied climatology*, 1-17.
- Tramblay Y., El Adlouni S., Servat E., 2013. Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 3235-3248.

RISQUE D'INONDATION ET VULNÉRABILITÉ DE L'ÉLEVAGE BOVIN DANS LES COMMUNES DE LA VALLÉE DU NIGER AU BÉNIN

ZAKARI S. (1,2), TABOU T. (1,2) et YABI I. (2)

(1) Laboratoire de Cartographie, (LaCarto) Université d'Abomey-Calavi, 10 BP 1082, Cadjèhoun, Cotonou, Bénin, soufouyanez@yahoo.fr

(2) Laboratoire Pierre PAGNEY "Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement" (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, BP 922, Abomey-Calavi, Bénin

Résumé : L'élevage bovin occupe une place prépondérante dans les activités génératrices de revenus des ménages des communes de Karimama et Malanville traversées par le fleuve Niger au Bénin. Les inondations engendrées par les ruissellements et le débordement du fleuve menacent en permanence les activités de production. L'objectif de la présente recherche est d'analyser les risques d'inondation dans le secteur d'étude et les menaces que ceux-ci font peser sur les aires de pâturage et la santé des bovins. Les hauteurs pluviométriques mensuelles de 11 stations météorologiques extraites du fichier de l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) couvrant la période de 1981 à 2017, les données planimétriques et celles relatives à la santé bovine ont été utilisées pour caractériser les risques d'inondation et leurs effets potentiels sur l'élevage bovin. Les résultats obtenus montrent que plus de la moitié des zones d'accès libre de Karimama sont à fort risque d'inondation. L'intoxication par pesticide est le premier effet identifié par les agropasteurs (42 %) et la récurrence des épizooties par les pasteurs (72 %) dans la commune de Malanville.

Mots clés: Vulnérabilité, cartographie, élevage bovin, inondations, fleuve Niger.

Summary: Cattle farming occupies a prominent place in the income-generating activities of households in the Karimama and Malanville districts crossed by the Niger River in Benin. Floods caused by runoff and overflowing river permanently threaten production activities. The objective of this research is to analyze the risk of flooding in the study area and the threats it poses to grazing areas and cattle health. The monthly rainfall amounts of 11 meteorological stations extracted from the Agency for Safety of Air Navigation in Africa and Madagascar (ASECNA) covering the period from 1981 to 2017, planimetric data and those relating to bovine health were used to characterize flood risks and their potential effects on cattle rearing. The results show that more than half of Karimama's open access areas are at high risk of flooding. Pesticide poisoning is the first effect identified by agropastoralists (42%) and the recurrence of epizootics by pastoralists (72%) in the district of Malanville.

Keywords: Vulnerability, mapping, cattle breeding, floods, Niger River.

Introduction

L'agropastoralisme est né de la stratégie des agriculteurs et des pasteurs de limiter les risques face à l'incertitude climatique (OCDE, 2008). En effet, si cette mesure d'adaptation chez les premiers permet la diversification et la capitalisation des sources de revenus, elle contribue à la subsistance des familles pasteurs en période de soudure. Bon nombre de populations rurales en Afrique subsaharienne en général et au Bénin en particulier considérée comme la plus exposée aux risques et contraintes climatiques (AIC, 2015) accordent une place de choix à l'élevage bovin surtout avec l'invention de la culture attelée (INSAE, 2015). Les séquences sèches et les inondations constituent les deux facteurs climatiques les plus contraignants pour les populations pauvres de cette région du monde (Tabou, 2014 ; FAO, 2016).

Les communes de Karimama et de Malanville dans la vallée du Niger au Bénin sont chaque année sous la menace de ces deux événements climatiques qui tour à tour impactent l'élevage

pastoral bovin. La présente recherche vise la caractérisation du risque d'inondation et les impacts du phénomène sur l'élevage pastoral bovin dans ces deux communes.

1. Secteur d'étude

Située entre 11°12' et 12°26' de latitude Nord et entre 2°28' et 3°22' de longitude Est, le secteur est constitué des communes de Malanville et Karimama (figure 1). Le secteur d'étude appartient au domaine climatique soudano-sahélien dont la pluviométrie varie entre 400 et 800 mm (Djoufack, 2012 et Boko, 2012). Dans le secteur d'étude, l'élevage est la deuxième activité génératrice de revenus pour les populations après la production végétale. Cette activité se pratique de façon extensive dans un environnement exposé à diverses contraintes notamment la présence des aires protégées, l'extension des terres cultivées et les conditions climatiques souvent difficiles (Houéssou, 2013, Zakari, 2015 et Lesse, 2016).

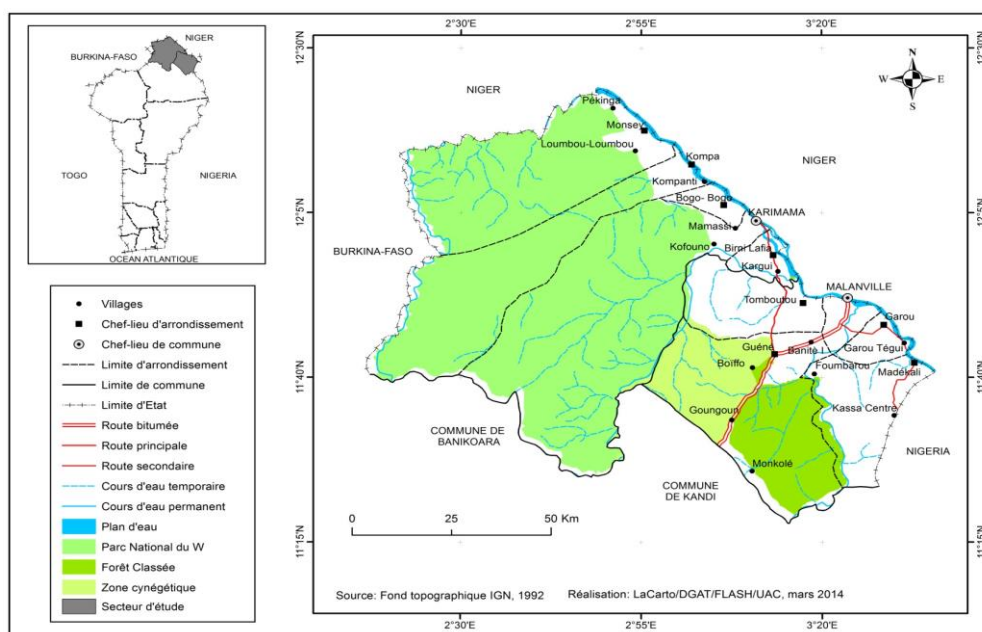


Figure 1. Localisation du secteur d'étude

2. Données et méthode

2.1 Cartographie du risque d'inondation

La cartographie du risque d'inondation a été faite par intégration de plusieurs données (les pentes, le flux d'accumulation d'eau et les types de sols) dans le logiciel du système d'information géographique ArcGIS 10.5. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) a servi à la réalisation des cartes de sensibilité topographique, de la carte de la densité de drainage et du flux d'accumulation d'eau. Les couches pédologiques de reconnaissance du Bénin de 1989 ont permis de catégoriser les sols selon leur sensibilité aux inondations. Les hauteurs pluviométriques moyennes issues des stations météorologiques qui ceinturent le secteur d'étude ont été collectées à l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) et utilisées pour cartographier la sensibilité à la pluviométrie du secteur d'étude. Enfin, l'image Landsat OLI/TIRS de 2017 a permis de cartographier la sensibilité des aires de pâturages à l'inondation. La cartographie de la sensibilité de la végétation aux inondations a été faite grâce à l'utilisation de l'indice de brillance (IB). Sa formule est :

$$IB = \text{sqrt} [(B1)^2 + (B2)^2]$$

avec $\text{sqrt} = (\text{float}(B1) * \text{float}(B1) + \text{float}(B2) * \text{float}(B2))$.

B1: la bande rouge ; B2: la bande proche infrarouge.

La sensibilité de la végétation augmente avec les valeurs de l'IB. Pour prendre en compte les valeurs décimales de l'indice de brillance, on ajoute float aux bandes rouge et proche infrarouge.

Après la cartographie de la sensibilité de la végétation aux inondations, a suivi la cartographie des impacts potentiels liés à ces inondations. Cette deuxième cartographie a été faite par l'intégration dans le SIG des cartes des facteurs d'exposition et de sensibilité. Enfin la carte de risque d'inondation a été réalisée par le croisement de la carte de la couverture du sol et de celle des impacts potentiels.

2.2 Perception sur la vulnérabilité de l'élevage bovin

Les données relatives aux perceptions des agropasteurs sur les effets des inondations ont été collectées en utilisant la technique d'échantillonnage de la boule de neige. Elle a permis d'identifier les agropasteurs qui ont une bonne connaissance sur les méfaits des inondations sur les troupeaux bovins.

Au total, dans les communes de Malanville et de Karimama 65 agropasteurs et 45 pasteurs ont été enquêtés. Le taux moyen de réponse a été calculé selon la formule : $F = n/N$ avec F : taux de réponse donnée pour un effet perçu, n : le nombre de personnes ayant perçu l'effet et N : nombre total de personnes enquêtées.

3. Résultats

3.1 Risque d'inondation dans les communes de la vallée du Niger

La carte du risque d'inondation (figure 2) présente quatre zones dont la vulnérabilité varie de très faible à forte. Dans la commune de Karimama, la zone libre située entre le fleuve Niger et le Parc National du W est caractérisée en grande partie par des zones fortement (4 %) et moyennement (33 %) vulnérables au risque d'inondation. L'aire protégée représentant 5/6 de la surface communale est caractérisée par une zone faiblement (51 %) et très faiblement (11 %) vulnérables au risque d'inondation. Toutes les agglomérations ont une bonne partie de leurs terroirs fortement ou moyennement vulnérables au risque d'inondation, sauf celles habitées par les peuples Gourmantché (Mamassy Gourma, Kofounou et Bogo-Bogo). Les localités qui sont fortement vulnérables sont Kargui qui est dans la partie inférieure de la plaine d'inondation de l'Alibori, Goania, Tanda-Tédji, Boyzéa, Toura, Mékrou et Bombayé. La commune de Malanville dans son ensemble est moins vulnérable aux risques d'inondation que celle de Karimama. La plaine d'inondation du Niger et la rive droite de l'Alibori sont les zones fortement (8 %) et moyennement (18 %) vulnérables. La plaine supérieure de la Sato est très faiblement (34 %) vulnérable, mais sa partie inférieure est faiblement (40 %) vulnérable par endroits.

L'agglomération de Malanville est fortement vulnérable aux risques d'inondation, il en est de même des pâturages de Kotchi, Bodjékali et Tonga Tédji dans le même arrondissement de Malanville. Au niveau de l'arrondissement Garou, les aires de Garou Wénou-Kanin et Garou Béri à l'exception de celles situées au sud des agglomérations, Fadama, Garou-Tédji sont fortement ou moyennement vulnérables au risque d'inondation. Dans l'arrondissement de Madécali les terroirs villageois de Madécali centre et Iloua sont aussi fortement ou

moyennement vulnérables au risque d'inondation. L'arrondissement le moins exposé au risque d'inondation dans la commune est celui de Guéné dont une seule localité (Banité Couberi) située dans la plaine inférieure de la Sota a une partie de son terroir fortement et moyennement vulnérable par endroits.

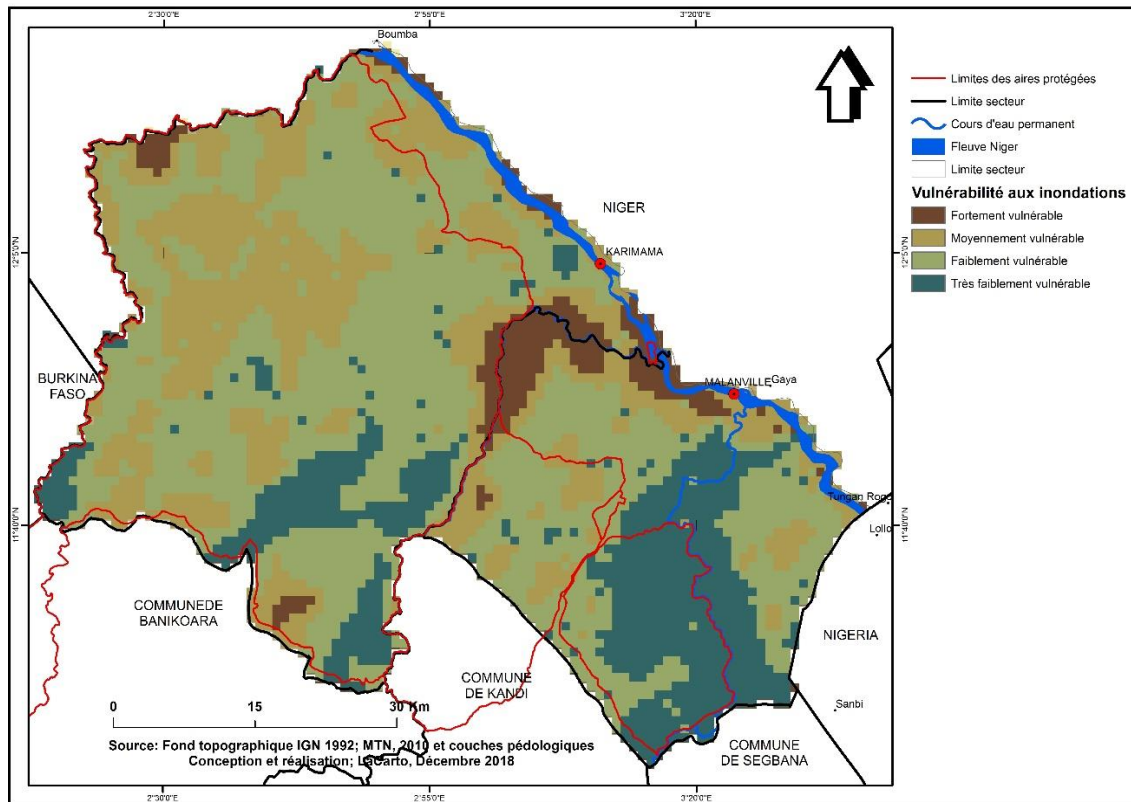


Figure 2. Vulnérabilité au risque d'inondation du secteur

3.2 Perception des effets liés aux inondations sur l'élevage bovin

Les perceptions des agropasteurs et des pasteurs sur les effets des inondations sur l'élevage bovin sont illustrés par la figure 3. De l'examen la figure il ressort que tous les effets perçus sont communs aux deux groupes socioprofessionnels. Dans la commune de Karimama, les agropasteurs et pasteurs ont les mêmes perceptions des effets des inondations sur les l'élevage bovin. Seules les proportions changent. Ces effets sont la noyade (selon respectivement 15 et 40 % des agropasteurs et des pasteurs), de l'intoxication par les pesticides (30 % et 12 %), de la récurrence des épizooties (54 % et 65 %) et autres (43 % et 51 %). Quant aux agropasteurs et pasteurs enquêtés à Malanville, ils perçoivent la noyade (12 % et 22 %), l'intoxication par pesticide (42 % et 12 %), de la récurrence des épizooties (52 % et 72 %) et autres (45 % et 47 %). Les intoxications par les pesticides sont plus citées par les agropasteurs que les pasteurs dans les deux communes. Egalement la récurrence des épizooties et autres effets sont plus perçus par les pasteurs que les agropasteurs.

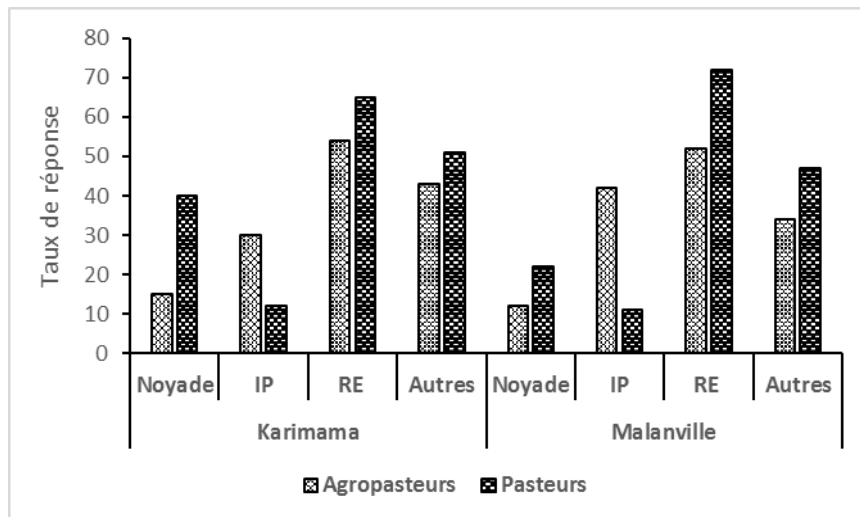


Figure 3. Effets perçus des inondations sur les troupeaux bovins
Légende : IP : Intoxication par les pesticides et RE : Récurrence des épizooties

Discussion et conclusion

L'approche méthodologique utilisée a l'avantage de combiner des données de nature différente pour caractériser la vulnérabilité au risque d'inondation. La carte de vulnérabilité obtenue a permis de différencier les zones selon le niveau de vulnérabilité. Les résultats obtenus corroborent ceux de Saley et *al.* (2005) et Koumassi (2014) selon qui les zones proches des cours d'eau restent plus vulnérables au risque d'inondation. La différence constatée avec les travaux de Saliou (2015) qui a aussi travaillé sur la vulnérabilité au risque d'inondation, pourrait s'expliquer le fait qu'il s'est intéressé seulement aux inondations pluviales en ne prenant pas en compte les paramètres liés à la densité des cours d'eau.

Le manque de pâturage dans la zone libre occupée chaque année par les cultures et les inondations expliquerait la présence durant toute la saison pluvieuse des troupeaux bovins (principalement ceux des pasteurs) dans les aires protégées avoisinantes. Les pasteurs préfèrent affronter le risque d'amande et les menaces des animaux sauvages que les effets liés aux inondations et aux conflits entre agropasteurs et pasteurs (Tabou, 2014). L'utilisation des pesticides non sélectifs dans les champs cultivés est plus nuisible aux troupeaux des agropasteurs. C'est certainement ce qui explique l'importance du taux de réponse du facteur l'intoxication par les pesticides chez les agropasteurs. Le taux de réponse élevé chez les pasteurs par rapport aux effets de la récurrence des épizooties et autres peut être lié à la grande taille du troupeau nécessitant plus de moyens pour traiter à titre préventif ou curatif les animaux. Ces résultats corroborent ceux de Trestini et *al.* (2015), Zakari et *al.* (2015) et Diallo (2017) qui ont montré que les perceptions des acteurs dépendent de leur activité professionnelle.

Dans les communes de Malanville et Karimama, l'élevage pastoral bovin est vulnérable au risque d'inondation. Cette contrainte hydroclimatique menace la santé et la sécurité des animaux et surtout la possibilité d'exploitation de certaines aires de pâturage.

En somme ces résultats montrent que les deux communes de la vallée du Niger au Bénin gagneraient à considérer les inondations comme un phénomène inhérent à leur vie. Il faut donc éviter de les prendre comme un obstacle au développement mais plutôt un atout pour les cultures de contre-saison et production de fourrage en plein temps.

Références bibliographiques

- AIC, 2015. Synthèse thématique sur l'offre et l'utilisation des données et services climatiques dans l'espace CEDEAO/UEMOA/CILSS, 27 p.
- Boko G. J. 2012. Trajectoires des changements dans l'occupation du sol : déterminants et simulation, cas du bassin versant de l'Alibori (Bénin, Afrique de l'ouest). Thèse de Doctorat Unique en Géographie, FLASH-EDP/UAC, 291 p.
- Diallo I., 2017. Perceptions des acteurs de la gratuité de prise en charge du paludisme chez l'enfant au Mali : l'exemple de trois structures dans le district sanitaire de Bamako, *www.revuesonguiri-upgc.org*, Numéro 001, 20 p.
- Djoufack M. V. 2012. Etude multi-échelles des précipitations et du couvert végétal au Cameroun : Analyses spatiales, tendances temporelles, facteurs climatiques et anthropiques de variabilité du NDVI. Thèse de doctorat en Géographie, Université de Bourgogne et Université de Yaoundé I, 321 p.
- Houéssou L.G., 2013. Evaluation de l'impact de l'utilisation des terres et recherche d'indicateurs de gestion durable de la réserve de Biosphère du W et des terroirs environnants au Bénin. Thèse de Doctorat, FSA/UAC, Bénin, 288 p.
- INSAE, 2016. Cahier des villages et quartiers de ville du Département de l'Alibori (RGPH-4, 2013), 26 p.
- Koumassi D. H., 2014. Risques hydroclimatiques et vulnérabilités des écosystèmes dans le bassin versant de la Sota à l'exutoire de Couberi. Thèse de Doctorat unique, EDP/FLASH, 244 p.
- Lesse D.P.A.A., 2016. Gestion et modélisation de la dynamique des parcours de transhumance dans un contexte de variabilités climatiques au nord-est du Bénin. Thèse de doctorat, EDSA/DPA, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 299 p.
- OCDE, 2008 : Climat, changements climatiques et pratiques agropastorales en zone sahélienne, 8 p.
- Saley M.B., Kouamé F. K., Penven M. J., Biemi J. et Boyossoro. H., 2005. Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire : apport des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Télé-détection* 4, 277–288.
- Saliou A.R.A., 2015. Modélisation prédictive et cartographie de la dynamique des parcours de transhumance dans le contexte de variabilités climatiques dans le Moyen-Bénin. Thèse de doctorat, EDP/FLASH, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 306 p.
- Tabou T., 2014. Vulnérabilité des troupeaux transhumants aux contraintes climatiques : Perceptions et adaptations communautaires dans les communes de Malanville et de Karimama. Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies en Géographie. UAC/ EDP/FLASH. 100 p.
- Trestini M. & Rossini I. 2015. Les MOOC : perception des acteurs français de l'enseignement en ligne. *Revue internationale des technologies en pédagogie universitaire*, 12 (1-2), 93–106.
- Zakari S., 2015. Vulnérabilité des parcours naturels aux changements climatiques dans le bassin de la Sota à l'exutoire de Couberi (Bénin). Thèse de Doctorat, EDP/FLASH, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 203 p.
- Zakari S., Tente B. A. H., Yabi I., Toko Imorou I., Tabou T., Afouda F. et N'Bessa B., 2015. Vulnérabilité des troupeaux transhumants aux mutations climatiques : analyse des perceptions et adaptations locales dans le bassin de la Sota à Malanville. *Afrique Science*, 11 (3) : pp 211-228, 211 ISSN 1813-548X, <http://www.afriquescience.info>.



4

VARIABILITÉ CLIMATIQUE



CLIMATE VARIABILITY

VARIABILITE PLUVIOHYDROLOGIQUE ET EVOLUTION SPATIO- TEMPORELLE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DANS LES LACS AHEME ET NOKOUE AU SUD- BENIN

**AMOUSSOU E. (1&2), TOTIN VODOUNON S.H. (1&2), TOTIN G.F. (2),
AHOUANSOU-MONTCHO S. (3), VISSIN E.W. (2), MAHE G. (4), HOUNDENOU C.
(2) & BOKO M. (2)**

(1) Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, BP 123 Parakou, Bénin. ajernest@yahoo.fr, ernestamoussou@gmail.com, sourouhenri@yahoo.fr

(2) Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, République du Bénin, 03 BP1122 Cotonou (Bénin). exlaure@gmail.com, bokomichel@gmail.com

(3) École d'aquaculture, Université nationale d'agriculture (UNA), Porto-Novo, Bénin, BP 95 Kétou, s.ahouansou@yahoo.fr

(4) IRD, Laboratoire HydroSciences de Montpellier, Université de Montpellier 2, Case courrier MSE, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5-France. gil.mahe@ird.fr

Résumé : *L'objectif de cette étude d'analyser l'influence des pluies et des débits sur la variation des paramètres physico-chimiques et la production halieutique à partir des données de pluie et de débit sur les bassins de l'Ouémé à Bonou et du Couffo à Lanta de 1961 à 2012, les paramètres physico-chimiques des lacs Ahémé et Nokoué de 1987-2009, d'octobre 2014-juin 2015, le tonnage de la production halieutique de 1987 à 2012 et les travaux de terrain. L'analyse statistique fait ressortir d'une part une tendance à la baisse des pluies durant les décennies 1970 et 1980, suivie d'une légère augmentation depuis la fin de la décennie 1990, mais moins marquée que celle de la décennie 1960. On assiste parallèlement à une variation hydroclimatique, une baisse de salinité et d'oxygène dissous suivant le gradient sud-nord, alors que le pH baisse suivant le gradient nord-sud, à l'anthropisation des hydrosystèmes Ahémé et Nokoué marquée par des techniques prohibées de pêches amplifient leur dégradation, entraînant une diminution de la production halieutique et donc une baisse des revenus des populations riveraines.*

Mots clés: *Bénin, lacs Ahémé-Nokoué, variabilité hydropluviométrique, paramètres physico-chimique, production halieutique*

Summary: *The objective of this study is to analyze the influence of rainfall and flow on the variation of physicochemical parameters and fish production from rainfall and flow data on the basins of Ouémé at Bonou and Couffo at Lanta for 1961 to 2012, the physicochemical parameters of the lakes Ahémé and Nokoué from 1987-2009, October 2014-june 2015, tonnage of fish production from 1987 to 2012 and field work. Statistical analysis shows, on the one hand, a downward trend in rainfall during the 1970s and 1980s, followed by a slight increase since the end of the 1990s, but less marked than that of the 1960s. A hydroclimatic variation, a decrease of salinity and dissolved oxygen according to the south-north gradient, whereas the pH decreases according to the north-south gradient, to the anthropization of hydrosystems Ahémé and Nokoué marked by prohibited techniques of peaches amplify their degradation, leading to a decrease in fish production and thus a decrease in the income of local populations*

Keywords: *Benin, Ahémé-Nokoué lakes, hydropluviometric variability, physicochemical parameter, fish production*

Introduction

L'Afrique Tropicale connaît depuis la décennie 1970, une baisse des précipitations, qui s'est accentuée au début des années 1980 avec pour répercussion une diminution des ressources en eau et une mutation des écosystèmes (Olivry, 1993 ; Amoussou, 2003). Mais, depuis les années 1990, on note une légère reprise des pluies, qui est toujours inférieure à celle enregistrée dans les années 1960 (Amoussou, 2010). Ce réchauffement climatique, survenu au cours des 40

dernières années (IPCC, 2001), est considéré comme l'une des plus graves aléas menaçant les écosystèmes lacustres en général et les lacs Nokoué et Ahémé en particulier entraînant une diminution des ressources halieutiques (Totin, 2016). Ainsi, l'augmentation de la température ambiante et des événements météorologiques extrêmes ont des répercussions sur les paramètres physico-chimiques et par conséquent sur la production halieutique des hydrosystèmes Ahémé et Nokoué, tous situés dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin.

Les lacs Nokoué et Ahémé, surexploités, perdent beaucoup de leurs importances sur les plans écologique et économique. En effet, la dégradation écologique des lacs due aux effets de la variabilité climatique et d'occupation humaine perturbe le déroulement normal des activités socio-économiques. L'équilibre entre ressources naturelles et les besoins des populations est compromis en raison de la surexploitation d'un milieu aussi fragile. L'état actuel des lacs est critique, tant le comblement est important et la production halieutique en baisse. Le but de cette étude est donc d'analyser l'influence de la variabilité hydroclimatique sur les paramètres physico-chimiques des lacs Ahémé et Nokoué.

1. Données et Méthodes

Les lacs Ahémé et Nokoué communiquent respectivement avec l'océan Atlantique en aval par le biais de la lagune côtière et du chenal de Cotonou (figure 1). En amont, le lac Nokoué reçoit les apports du fleuve Ouémé à régime unimodal et le lac Ahémé, ceux du fleuve Couffo à régime bimodal comme l'illustre la figure 1. Leur superficie varie selon la saison : lac Ahémé (70 à 100 km²) et Nokoué (150 à 160 km²).

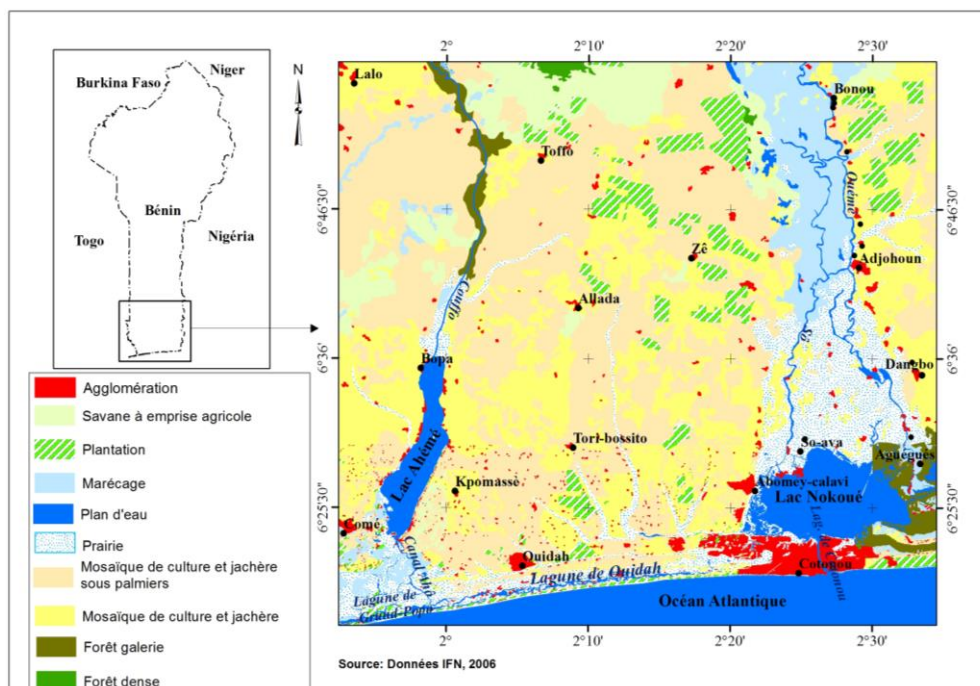


Figure 1. Localisation des lacs Ahémé et Nokoué dans le littoral béninois

Les données utilisées pour cette étude sont les précipitations mensuelles et annuelles de 1961-2015 des bassins-versants du Couffo à Lanta (25 postes pluviométriques) et de l'Ouémé à Bonou (23 postes pluviométriques), toutes issues des krigeages des données des postes pluviométriques. Mais, les sept stations pluviométriques localisées au sud et tout autour des lacs ont été également utilisées et ont servi à avoir un champ de pluie dans le littoral béninois à partir d'une moyenne simple. Les débits des stations hydrométriques Bonou (1961-2015) et

Lanta (1961-2012) ont servi à analyser l'influence des apports continentaux dans la variation des paramètres physico-chimiques des lacs en aval. Ils couvrent la période 1961 à 2012. A cela s'ajoute les paramètres physico-chimiques notamment la salinité, le pH et l'oxygène dissous des lacs Ahémé et Nokoué de 1987-2009, d'octobre 2014 à juin 2015, le tonnage de la production halieutique de 1987 à 2012. Les informations socio-anthropologiques issues des travaux de terrain ont servi également à l'approche systémique de l'étude. L'analyse statistique basée sur la relation entre les paramètres hydropluviométriques et physico-chimiques a permis de montrer l'effet du climat sur la variation de la salinité, de l'Oxygène dissous, du pH et la production halieutique dans l'hydrosystème.

2. Résultats et discussion

Au Bénin et en particulier dans les hydrosystèmes lacustres Ahémé et Nokoué, les ressources en eau ont été au cours de ces trente dernières années, marquées par une dégradation liée à la forte perte évaporatoire, à la variation des lames d'eau précipitées et à la surexploitation (Boko, 1988). Ainsi, les mutations écologiques des lacs dépendent en partie des apports pluviohydrologiques des bassins qui les alimentent.

2.1 Evolution hydroclimatique dans les bassins amont des lacs

La figure 2 présente la variabilité hydroclimatique dans les bassins du Couffo à Lanta et de l'Ouémé à Bonou. Il ressort de l'analyse que les deux paramètres (pluie et débit) évoluent dans le même sens et que les années déficitaires ou excédentaires en précipitation sont les mêmes aussi pour les débits. Ainsi, l'importance des apports fluviaux dans les lacs dépendent des lames d'eau précipitées en amont des bassins (Amoussou *et al.*, 2018). Mais, ces apports sont plus marqués pendant les périodes des hautes eaux (9,2 m³/s contre 310 m³/s) que les basses eaux (0,6 m³/s contre 31,3 m³/s) et plus importants pour l'Ouémé que le Couffo comme l'illustre la figure 3.

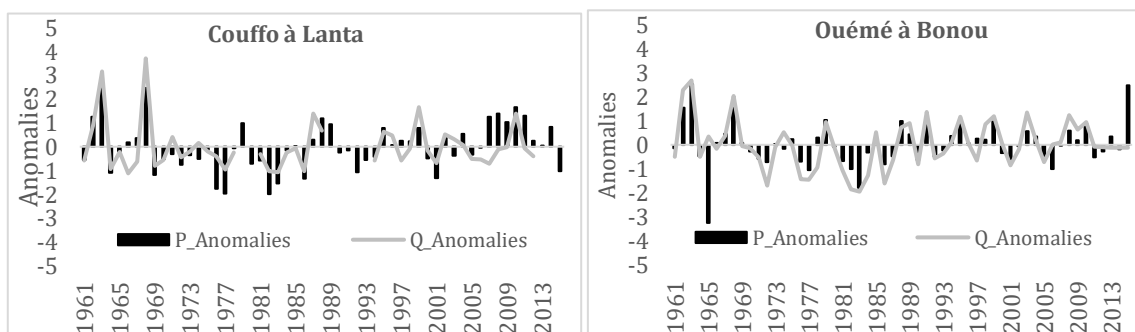


Figure 2. Variabilité interannuelle pluie-débit dans les bassins amont des lacs de 1961 à 2015

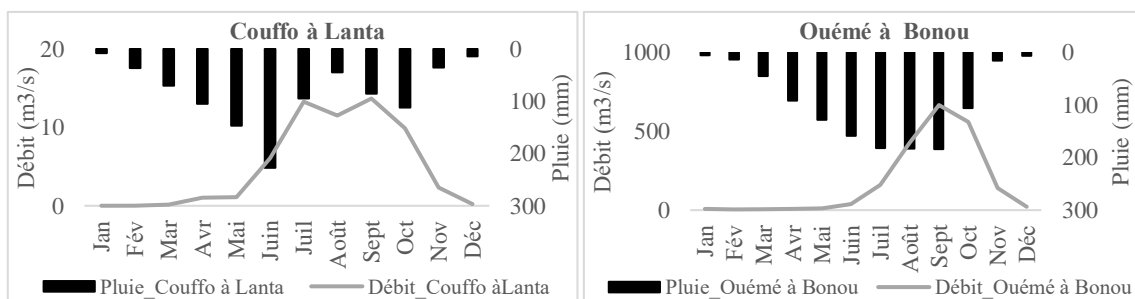


Figure 3. Relation pluie/débit dans les deux bassins amont des lacs de 1961-2015

Cette variation hydropluviométrique des bassins amont associée à la variation pluviométrique et l'intrusion marine sur le continent pendant les marées hautes déterminent la variation des paramètres physico-chimiques.

2.2 Relation paramètres pluviométriques et physico-chimiques

Les figures 4 et 5 présentent les relations entre paramètres physico-chimiques (pH, O₂, salinité) et paramètres pluviométriques (pluie, débit).

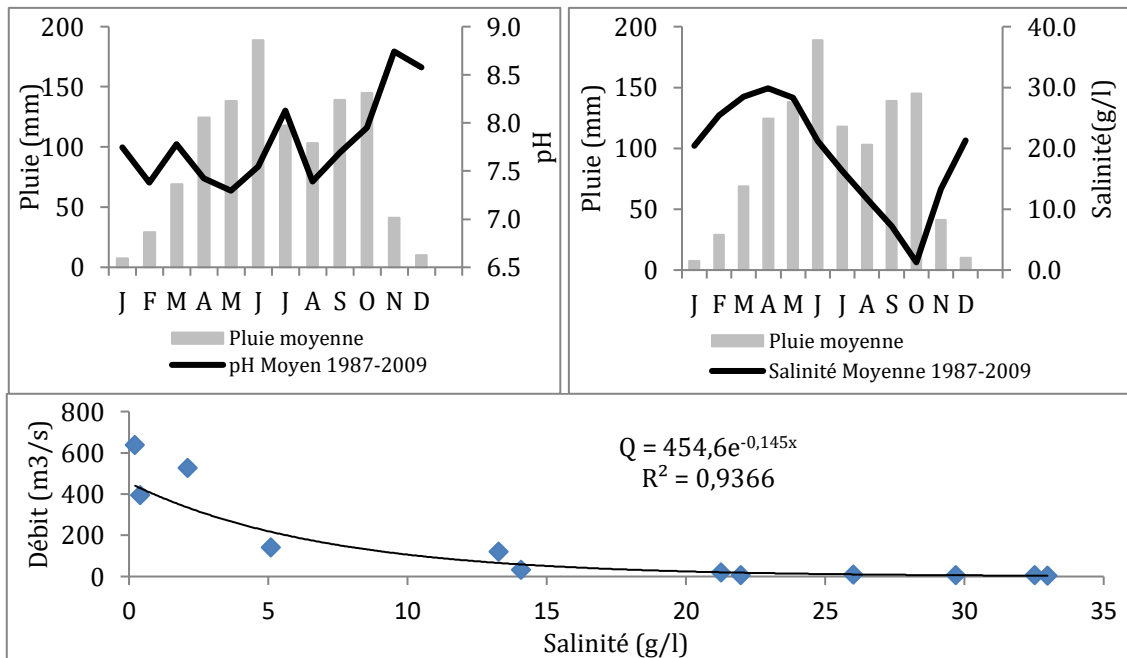


Figure 4. Relation entre pH, Salinité et pluie et débit-salinité sur le lac Nokoué de 1987-2009

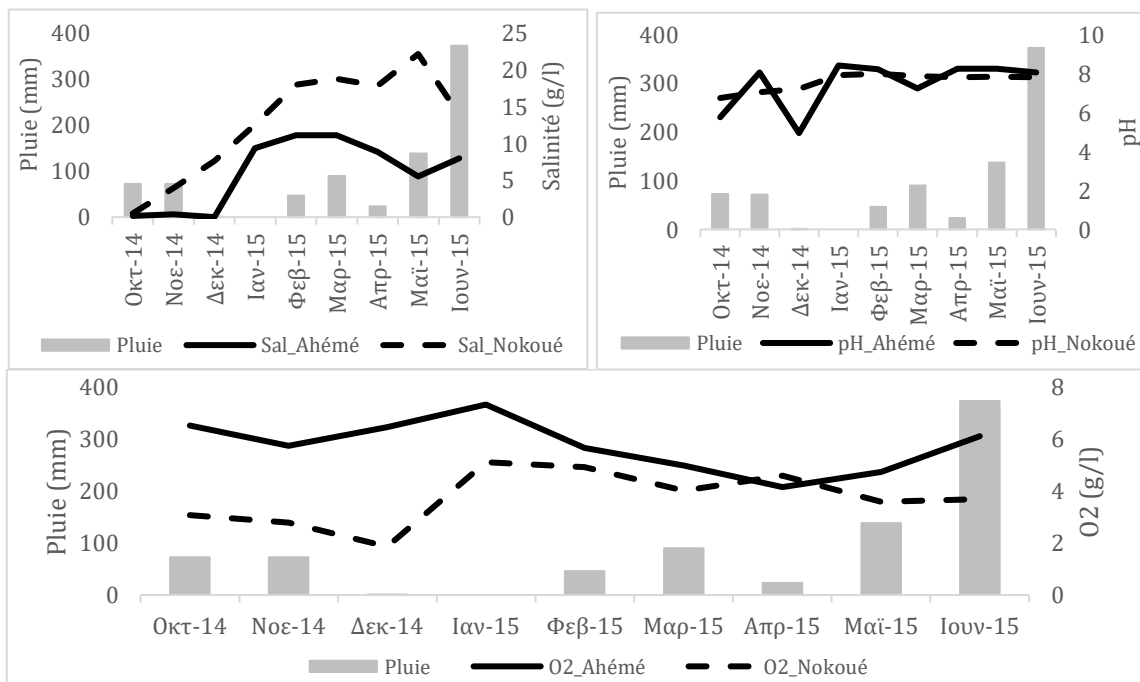


Figure 5. Relation entre pH, Salinité, Oxygène dissous et pluie sur les lacs Ahémé et Nokoué d'oct 2014-juin 2015

Il ressort de l'analyse de la figure 4, une presque parfaite relation entre précipitation et salinité, car cette dernière diminue au fur et à mesure que les pluies augmentent et s'annule même au cœur de la petite saison pluvieuse qui coïncide souvent avec la descente des eaux du fleuve Ouémé. C'est pendant cette période que le pH est supérieur à 7, justifiant la baisse de l'intrusion saline et l'augmentation des apports continentaux dans le lac Nokoué. Cette forte relation attestée par un très fort coefficient de corrélation de Bravais Pearson ($r = 0,97$) entre débit et salinité confirme qu'avec les apports continentaux, la salinité diminue et s'annule, comme l'avaient déjà signalé Colleuil (1984) et Djissou (2014). Par contre, en absence des apports continentaux, la salinité peut varier de 5 à 28 g/l sur le lac Nokoué et de 1,9 à 15 g/l sur le lac Ahémé. Cette forte salinisation du lac Nokoué (figure 5) s'explique par sa proximité de l'embouchure de Cotonou comparativement à la distance qui sépare celle-ci du lac Ahémé. Ainsi, pendant les périodes de basses (décembre à mars), la forte salinité dans l'hydrosystème inhibe totalement la croissance des jacinthes d'eau. Elles meurent et se déposent dans le fond du lac, ce qui constitue un facteur d'envasement du lac et par conséquent une réduction de la profondeur et qui n'est pas sans conséquence sur la productivité halieutique.

De plus, la faible oxygénation d'eau du lac Nokoué, avec la forte salinité, pourrait être attribuée à l'envahissement de la surface du lac des jacinthes d'eau (figure 6), alors qu'elles sont totalement absentes sur le lac Ahémé. Par contre quel que soit la saison, le pH est presque identique au niveau des deux lacs, avec une certaine variation contrôlée par l'intrusion marine pendant les périodes de basses eaux.

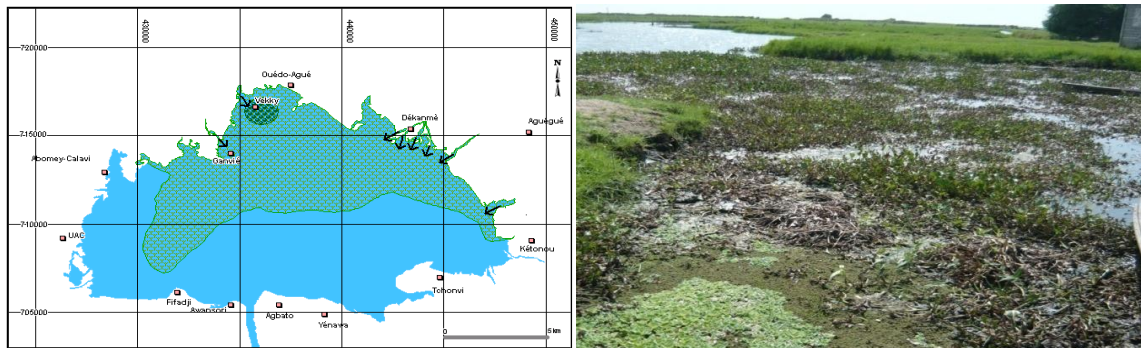


Figure 6. Surface envahie par les amas de jacinthe d'eau sur le lac Nokoué

La figure 7 présente l'évolution annuelle comparée de la production halieutique dans les hydrosystèmes Ahémé et Nokoué. De l'analyse de la figure 7, il ressort une baisse de la production halieutique dans les deux lacs. Cette baisse de la production est plus marquée dans le lac Nokoué (344,22 tonnes/an) que dans le lac Ahémé (135,86 tonnes /an). Ceci pourrait être attribué à l'état de dégradation de l'hydrosystème Nokoué et la faible oxygénation.

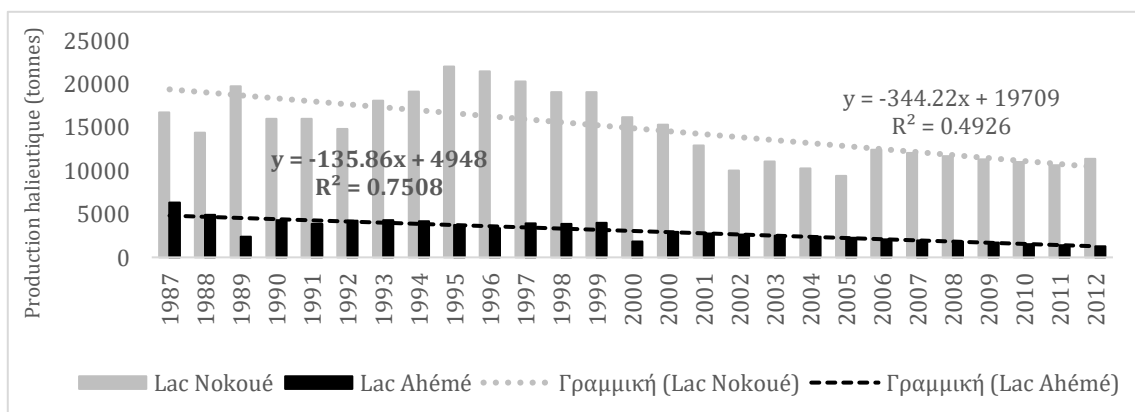


Figure 7. Evolution de la production halieutique dans les lacs Ahémé et Nokoué de 1987 à 2012.

Cette dégradation croissante des biotopes aquatiques associée à l'augmentation croissante de la température de 0,04°C par an soit 0,4°C par décennie sont aussi des facteurs qui handicapent le développement des espèces aquatiques et par conséquent engendrent une mutation écologique appauvrissant les lacs en espèces halieutiques.

Conclusion

De cette étude, il revient de retenir que la dynamique hydrologique des deux lacs est gouvernée par les apports continentaux, marins et atmosphériques. Ces apports conditionnent la variation des paramètres physico-chimiques. Ainsi, la salinité et le pH des lacs sont contrôlés par les eaux douces des fleuves, les lames d'eau précipitées et les marées via les chenaux. Ceci corrobore avec les résultats obtenus par Mama *et al.* (2011) sur le lac Nokoué et Amoussou *et al.* (2018) sur le lac Ahémé. La variation d'oxygène dissous est plus marquée dans le lac Ahémé (4 à 7 g/l) que dans le lac Nokoué (2 à 5 g/l). Cette baisse de l'oxygénation de l'eau est un indicateur de dégradation de l'écosystème dans la mesure où est produite et consommée par les plantes.

La baisse très marquée de la production halieutique dans les deux plans d'eau, mais plus marquée sur le lac Ahémé que sur le lac Nokoué est due à la réduction des profondeurs suite aux activités humaines aux apports fluviaux et pluviométriques drainés. Mais, à tout cela s'ajoute l'influence de l'utilisation des engins prohibés sur les hydrosystèmes, qui fera objet du prochain papier.

Bibliographie

- Amoussou E., Kaki Ch., Vissin E. W., Bamisso R. & Oyédé M. L., 2016. Evolution sédimentaire et mutation des écosystèmes du lac Ahémé au sud-ouest du Bénin. *In Revue scientifique MIRD*, Université d'Abomey-Calavi (Bénin), Volume 7, Numéro 11, décembre 2016, ISSN : 1840 – 5835, pp 192-205.
- Amoussou E., Totin V. S. H., Tohozin Y. A., Oyédé M. L., Boko M., 2016. Traditional adaptation strategies to hydrosystem degradation for sustainable management of the Aheme lake in Benin (West Africa). *In European Scientific Journal of European Scientific Institute (ESI)*, Vol 12, n° 35, Dec 2016, ISSN: 1857 - 7881 (Print), ISSN 1857- 7431(Online), pp. 352 à 365.
- Amoussou E., Totin Vodounon S. H., Vissin E. W., Mahé G. & Oyédé M. L., 2018. Sedimentary evolution and ecosystem change in Ahémé lake, south-west Benin. *Proc. IAHS*, 95, 1–6, 2018. <https://doi.org/10.5194/piahs-95-1-2018>.
- Boko M., 1988. « *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement* ». Thèse d'état ès-lettres. Uni. de Bourgogne. 2 tomes.608 p.
- Colleuil B., 1984. « *Un modèle d'environnement lagunaire soumis aux conditions du climat équatorial tempéré : le "lac" Nokoué* ». Thèse de doctorat de troisième cycle, Université de Bordeaux 137 p.
- Djissou J., 2014. *Tendance climatique et production halieutique du lac Nokoué*. Mémoire de maîtrise en Géographie, Option Géographie physique, DGAT/UAC, 75 p.
- Houadégla, W. A., 1991. *Rythmes climatiques et productions halieutiques au Bénin : cas du "lac" Nokoué*. Mémoire de maîtrise en DGAT/FLASH/UNB, 126 p., 1991.
- Mama D., Aina M., Alassane A., Boukari O. T., Chouti W., Deluchat V., Bowen J., Afouda A. et Baudu M., 2011. Caractérisation physico-chimique et évaluation du risque d'eutrophisation du lac Nokoué (Bénin). *Int. J. Biol. Chem. Sci.* 5(5): 2076-2093. DOI : <http://dx.doi.org/10.4314/ijbcs.v5i5.29>.
- Oyédé L. M., 1981. Sédimentation margino-littoral au débouché du "lac" Ahémé (Bénin Afrique de l'Ouest), Mémoire de DEA, Science de la Terre, Dijon, 44 p., 1981.
- Ryding S.O et Rast W., 1994. *Contrôle de l'Eutrophisation des Lacs et des Réservoirs*. Collection des Sciences de L'Environnement n°9. Masson éditeur : Paris ; 294 p.

PERCEPTIONS DES PECHEURS ET STRATEGIES D'ADAPTATION A LA VARIABILITE CLIMATIQUE DANS LA BASSE VALLEE DE L'OUEME : LES AGUEGUES AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

AVAHOUIN C.N.N. (1), TOTIN VODOUNON S.H. (1,2) et AMOUSSOU E. (1,2)

1. Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, BP 123 Parakou, Bénin [avanehemie95@gmail.com ; sourouhenri@yahoo.fr]

2. Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement, Université d'Abomey-Calavi, 03BP 1122 Cotonou, Bénin [sourouhenri@yahoo.fr ; ajernest@yahoo.fr]

Résumé : Cette étude vise à analyser la perception des pêcheurs et les stratégies d'accroissement de la production halieutique dans un nouvel environnement climatique. Les données climatologiques (pluviométrie et température) collectées sur la période 1971 à 2012 ont été analysées par la méthode des anomalies centrées réduites. La perception des pêcheurs et les stratégies d'adaptation à la variabilité climatique ont été recueillies au cours des enquêtes de terrain. L'évolution du climat est marquée par une hausse des températures de 0,03 °C et de 0,05 °C sur la période d'étude respectivement pour les maxima et les minima avec une alternance des années de pluies excédentaires (41 %), moyenne (5 %) et déficitaires (54 %). Environ 90 % des enquêtés perçoivent la variabilité climatique à travers le réchauffement, l'instabilité du rythme pluviométrique, la mauvaise répartition spatio-temporelle des précipitations. Face à cette situation, les pêcheurs utilisent les filets, le parc acadja et aménagent des unités piscicoles. Cependant ces présentes stratégies méritent d'être améliorées.

Mots clés : Basse vallée de l'Ouémé, production halieutique, stratégies d'adaptation, rythme climatique.

Summary: This study aims to analyze the perception of fishermen and the strategies for increasing fish production in a new climatic environment. Climatological data (rainfall and temperature) collected over the period 1971 to 2012 were analyzed by the reduced centered anomaly method. Fishermen's perceptions and coping strategies for climate variability were collected during field surveys. The climate change is marked by an increase in temperatures of 0.03 °C and 0.05 °C on the study period respectively for the maxima and minima with alternating years of excess rainfall (41%), average (5%) and deficit (54%). About 90% of interviewees perceive the climatic variability through the warming, the instability of the rainfall, the bad distribution spatio-temporal precipitations. Faced with this situation, the fishermen use the nets, the park acadja and arrange fish units. However these current strategies deserve to be improved.

Keywords: Lower valley of Ouémé, fisheries production, adaptation strategies, climatic rhythm

Introduction

Dans les bassins hydrographiques de l'Afrique, les stocks et prises des pêcheries sont influencés par la modification des paramètres climatiques. Ainsi, la répartition saisonnière ou la variation interannuelle des pluies ont des répercussions sur la dynamique des peuplements de poissons (Lévêque et Paugy, 2006). FIDA (2008) montre que les mutations climatiques entraîneront une perte de 15 à 37 % des plantes et espèces animales terrestres voire une disparition d'ici à 2050.

Selon Vissin (2007), le réchauffement a affecté le Bénin par la modification visible des conditions climatiques, entraînée par la hausse des températures et une réduction des ressources en eau. Par conséquent, cette modification engendre des bouleversements au niveau des écosystèmes aquatiques. Face à de tels dérèglements, l'adoption des mesures d'adaptation est en partie déterminée ou limitée par la perception qu'ont les pêcheurs de l'évolution climatique. Cette étude vise à analyser la perception des pêcheurs et les stratégies d'accroissement de la production halieutique dans un nouvel environnement climatique.

1. Présentation du milieu d'étude

La basse vallée du fleuve Ouémé, long de 510 km et formant le plus grand bassin fluvial (50000 km²) du Bénin intègre les communes des Aguégus, de Dangbo, d'Adjohoun et de Bonou (Attingli *et al.*, 2016). La commune des Aguégus située dans le département de l'Ouémé au sud-ouest du Bénin et couvre une superficie de 103 km². Elle est localisée entre 6°24' et 6°33' de latitude Nord et 2°27' et 2°36' de longitude Est (figure 1). La population est estimée à 44562 habitants (RGPH4, 2013). La pêche constitue la principale activité économique, mobilisant environ plus de 80 % des populations locales. La commune des Aguégus est un espace habité sur environ 500 m de large le long du fleuve Ouémé et dans sa basse vallée. Elle connaît des inondations saisonnières pendant la période de crue (août à novembre) et devient véritablement lacustre. En plus, son réseau hydrographique est constitué du lac Nokoué, la lagune de Porto-Novo et le fleuve Ouémé (Missikpodé, 2010).

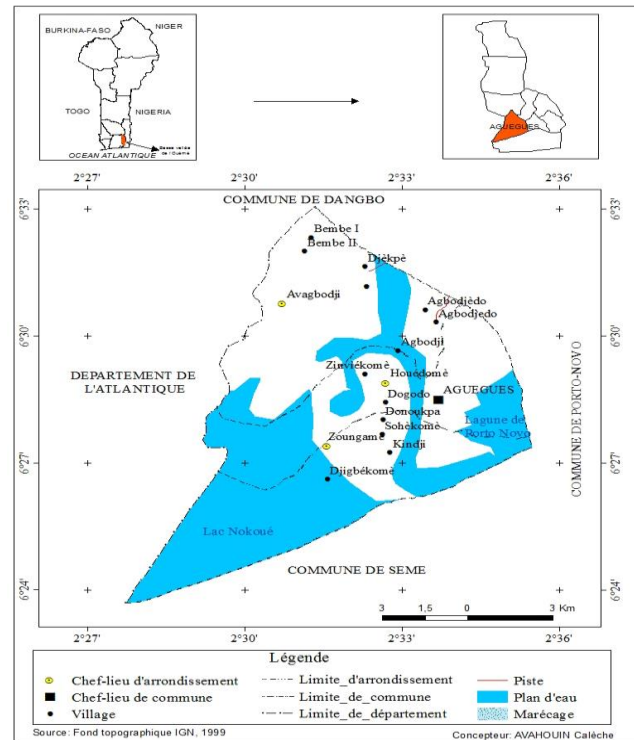


Figure 1. Situation géographique des Aguégus

2. Données et méthodes de traitement des données

2.1 Données utilisées

Les données de températures minimales et maximales de la station synoptique de Cotonou et de précipitations des postes de Porto-Novo et de Sèmè. La station de Cotonou s'impose à cette étude étant la seule station synoptique la plus proche du département Ouémé-Plateau. Ces données ont été collectées à l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) de Cotonou sur la période 1971-2012. De plus, les enquêtes socio-anthropologiques ont permis d'apprécier les perceptions des pêcheurs et d'obtenir les informations relatives aux stratégies d'adaptation à la variabilité climatique. Un échantillon de 105 personnes a été enquêté. Le choix des pêcheurs et mareyeuses est basé sur les critères suivants : i) être un pêcheur ou mareyeur dans le milieu d'étude ; ii) avoir au moins une expérience comprise entre 15 et 30 ans dans l'activité de pêche ; iii) être un chef traditionnel, un chef de ménage ou un intellectuel communautaire.

2.2 Méthode de traitement des données

2.2.1 Indice pluviométrique standardisé (IPS)

L'analyse des différents paramètres climatiques notamment la pluviométrie a été faite à l'aide de la méthode des indices standardisés (IPS) ou des anomalies centrées réduites de Lamb (1982) afin de mettre en évidence les années humides et les années sèches.

IPS = $(x_i - \bar{x})/(\sigma)$; avec x_i , qui représente le cumul moyen annuel de l'année i puis \bar{x} et σ qui représentent respectivement, la moyenne et l'écart type de la série sur la période 1971-2012. La caractérisation des années sèches et humides a été faite par la méthode de Bergaoui et Alouini (2001) pour mieux cerner l'amplitude des séquences humides et sèches (Tableau 1).

Tableau 1. Caractérisation des années humides et sèches

Indice pluviométrique standardisé (IPS)	Caractéristique de l'IPS
IPS > 2	Humidité extrême
1 < IPS < 2	Humidité forte
0 < IPS < 1	Humidité modérée
-1 < IPS < 0	Sécheresse modérée
-2 < IPS < -1	Sécheresse forte
IPS < -2	Sécheresse extrême

Source : Bergaoui et Alouni (2001) cité par Avahouin (2018)

2.2.2 Régression linéaire

La droite de régression linéaire a permis de déceler les tendances thermométriques. L'équation de la droite de tendance est sous la forme : $Y = ax + b$, où Y représente les températures, a est le coefficient directeur ou la pente, x le temps et b une constante. Si $a > 0$, la tendance est positive ; et si $a < 0$, la tendance est négative.

Par ailleurs, les proportions calculées des réponses d'enquêtes ont permis d'apprécier la perception des pêcheurs de la variabilité climatique.

3. Résultats et discussions

3.1 Régime et variabilité pluviométrique interannuelle

Dans la basse vallée de l'Ouémé au Bénin, le déroulement des activités de pêche est régi par les rythmes climatiques. Le régime pluviométrique et l'évolution interannuelle de la pluviométrie des Aguégus sont illustrés par les figures 2A et 2B.

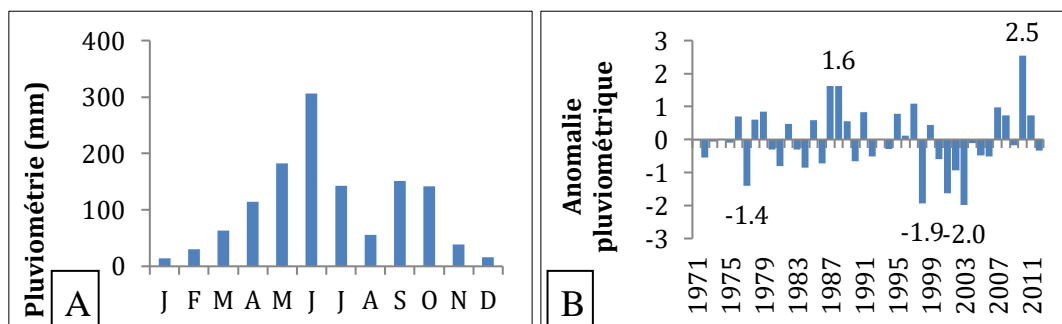


Figure 2. Régime pluviométrique (A) et variabilité interannuelle de la pluviométrie (B) des Aguégus de 1971 à 2012

Le secteur d'étude est caractérisé par un régime bimodal avec deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches (figure 2A). Les deux saisons pluvieuses couvrent les périodes d'avril à juillet et de septembre à novembre ; soit sept mois pluvieux. Les fortes précipitations sont enregistrées en juin (306,6 mm) et en septembre (151 mm). Au cours des mois humides, la pluviométrie favorise la reproduction des poissons et de bons rendements d'après 89 % des enquêtés. La figure 2B montre une fluctuation au niveau des pluies annuelles avec une succession d'années excédentaires et déficitaires. Cette période est marquée par 1% d'année

extrêmement humide, 4 % d'années fortement humides, 13 % d'années modérément humides contre 19 % d'années de sécheresse modérées, 3 % d'années de sécheresse fortes et 1 % d'année d'extrême sécheresse. Cette alternance des années humides et sèches a entraîné le dérèglement du calendrier des pêcheurs et la baisse des rendements. Selon les classes de sévérité, les années 1977, 1998 et 2003 ont été les plus sèches avec des anomalies d'amplitude respectives de -1,4 ; -1,9 et -2. Par contre, 1987 et 1988 puis 2010 ont été les années les plus humides avec des valeurs respectives de +1,6 ; +1,6 et +2,5. La valeur extrême (+2,5) obtenue en 2010 est corrélée avec les inondations enregistrées cette année dans tout le Bénin y comprise la commune des Aguégus. Or, les inondations constituent des conséquences pour les écosystèmes et les activités socio-économiques. Mais elles constituent des conditions écologiques propices à la reproduction des espèces halieutiques. Gboni (1995) affirme que la montée saisonnière des eaux occasionnée par la crue en une période où la température, la salinité et le pH sont bas contrairement à l'oxygène qui est forte favorise la reproduction des espèces halieutiques.

3.2 Tendances thermométriques

La figure 3 présente la tendance thermométrique maximale et minimale de la commune des Aguégus de 1971-2012. De l'analyse de la figure 3A, les températures maximales ont évolué de façon non linéaire de 29,4 à 31,0 °C ; soit une hausse de 1,6 °C entre 1971 et 2012. De même, les températures minimales annuelles sont marquées par une tendance à la hausse (figure 3B). Elles ont varié de 23,5 °C à 25,7 °C ; soit une hausse de 2,2 °C. Cette évolution thermométrique confirme les résultats du GIEC (2014) sur le réchauffement climatique à l'échelle mondiale. L'instabilité des paramètres climatiques, augmente la vulnérabilité des productions halieutiques et des pêcheurs à travers la variabilité pluviométrique et la hausse de la température.

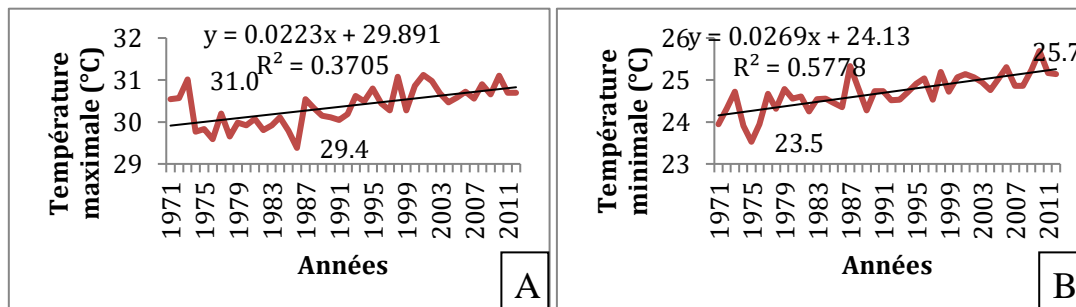


Figure 3. Evolution des températures maximales et minimales annuelles à Cotonou de 1971 à 2012

3.3 Perception de la variabilité des paramètres climatiques par les pêcheurs des Aguégus

La communauté des pêcheurs perçoit les effets de la variabilité pluviométrique par le démarrage tardif ou la mauvaise répartition des précipitations (56 %) au cours des saisons et la diminution des cumuls de pluie (80 %) ainsi que du nombre de jour qui perturbe le calendrier de pêche. Selon 95 % des enquêtés, les fortes pluies régulières d'autrefois ne s'observent plus. Ainsi, le démarrage précoce ou tardif des pluies influencent la reproduction des poissons. Cette perturbation du rythme pluviométrique ne favorise plus des crues de longue durée et régulière ; car dès qu'elle se retire, la salinité ne facilite pas la survie de certaines espèces comme *Hétérotis niloticus* (Clarias) ; *Clarias agboyeinsis* (Tounvi). De même, le raccourcissement de la saison pluvieuse suivie d'un prolongement de la saison sèche perturbe les fonctions de frayères des hydrosystèmes.

Par ailleurs, 96 % des enquêtés confirment l'élévation de la température par l'augmentation de la chaleur. Les types de temps sont de plus en plus chauds et provoquent l'augmentation de la température des eaux de surface. Cette hausse thermométrique est néfaste pour les espèces qui ont besoin chacune d'une température donnée selon les pêcheurs. Pour la population

enquêtée, les causes de la variabilité climatique relèvent de l'intervention des faiseurs et chasseurs de pluie (62 %), du non-respect des lois divines (18 %), des activités humaines (15 %) et des phénomènes naturels (5 %). Dans le but de faire face à la variabilité climatique, les acteurs (pêcheurs et mareyeuses) développent diverses stratégies d'adaptation.

3.4 Stratégies d'adaptation des systèmes de pêche à la variabilité climatique

Les pêcheurs de la Commune des Aguégus développent des stratégies d'adaptation individuelles ou collectives pour faire face à la variabilité climatique. Ils procèdent à une modification des techniques de pêche qui, néanmoins présentent des limites. En plus, ils aménagent des unités piscicoles et s'investissent dans des activités secondaires.

3.4.1 Modification des techniques de pêches

Dans le secteur, deux catégories d'engins sont utilisées : les engins, prohibés interdits par les réglementations en vigueur au Bénin selon la loi-cadre n° 2014-19 du 07 août 2014 et les engins autorisés. Selon 35 % des enquêtés, les engins prohibés leur permettent d'accroître substantiellement leurs revenus et constituent des techniques temporelles. Les engins comme *Mindokpokonou* ou *Tokpokonou* et *Dogbo* sont plus utilisés pour la capture des petits poissons et des fretins. Cette mal-adaptation individuelle impacte négativement les systèmes de production en créant des dommages irréversibles aux écosystèmes. Cela empêche le développement et le renouvellement des espèces halieutiques dans la basse vallée de l'Ouémé.

- *Parcs à acadja*

Les parcs à *acadja* sont des parcs à poissons installés en eau peu profonde de 1,5 m en période de basses eaux (Cakpo Kiossa, 2012) pour l'attraction des poissons mais aussi pour leur alimentation. Cette technique nécessite au minimum un coût global d'investissement d'environ 1000000 FCFA selon la superficie du site d'implantation de la part des pêcheurs voulant la pratiquer pour améliorer leur rendement. Au niveau du lac Nokoué, les parcs à *acadja* sont les plus développés par les pêcheurs compte tenu de son rendement d'après 75 % des enquêtés et couvrent plus de 9000 hectares sur 15000 hectares de sa superficie totale.

- *Pêche à l'épervier, la nasse et les lignes à hameçon*

La pêche à l'épervier se pratique par les pêcheurs en eau libre. La nasse appâtée avec des noix de palme est déposée dans la végétation à des endroits où la hauteur de l'eau ne dépasse pas les $\frac{3}{4}$ de la hauteur de la nasse. Les nasses capturent souvent les *Clarias gariepinus*, *Clarias agboyensis*, *Clarias ebriensis*, *Prolopterus annectens*, etc. Les nasses sont des techniques individuelles développées notamment pendant la période de retrait des eaux. Les lignes à hameçons individuelles sont généralement utilisées.

- *Pisciculture*

Plusieurs acteurs se sont reconvertis à la pisciculture en étangs. Cette technique consiste à creuser des étangs traditionnels dont les dimensions varient entre 30 m³ et 50 m³ dans les plaines inondables dont la recharge est produite en période de crue par l'eau dans le but d'élever les poissons et d'accroître la production. Selon Abou et al. (2018), la pisciculture permet de satisfaire les besoins halieutiques et constitue par ricochet un enjeu de développement agricole et de la sécurité alimentaire grâce à la valorisation des ressources et la lutte contre la pauvreté.

3.4.2 Activités de reconversion professionnelle des pêcheurs

Pour faire face à la baisse de la production halieutique les pêcheurs se reconvertisent dans des activités différentes pouvant leur permettre de compléter les revenus de pêche qui est de 50000 à 60000 f CFA par mois pour un pêcheur très actif. Ces activités de reconversion sont :

l'exploitation de sable lagunaire (49 % des enquêtés) ; la commercialisation des produits vivriers, pétroliers notamment l'essence et le transport fluvial (35 % des enquêtés).

Conclusion

Les populations de la commune des Aguégus perçoivent la variabilité climatique par le démarrage tardif ou la mauvaise répartition des précipitations et la diminution des hauteurs pluviométriques ainsi que la hausse des températures. Face à ces perturbations climatiques, ils utilisent les filets, le parc acadja et aménagent des unités piscicoles pour accroître la productivité halieutique. Ils s'adonnent à des activités secondaires de transition ou de reconversion (comme le trafic d'essence en période de faible capture, le transport fluvial en période de crue en raison du déplacement quasi impossible de la population) pour réduire les impacts du climat sur l'économie locale basée sur la pêche.

Références bibliographiques

- Abou M., Yabi I., Yolou I., Ogouwale E., 2018. Caractérisation des systèmes de production sur les sites d'aménagements hydro-agricoles dans le doublet Dangbo-Adjohoun au sud du Bénin. *Int. J. Biol. Chem. Sci.*, **12**(1): 462-478.
- Attingli A.H., Vissin E.W., Ahouansou-Montcho S., Zinsou L. H., Laleye P.A., 2016. Perception endogène de l'influence des changements climatiques sur la pêche dans la basse vallée de l'Ouémé (Sud Bénin). *Int. J. Biol. Chem. Sci.*, **10**(5): 1998-2014.
- Bergaoui M., Alouini A., 2001. Caractérisation de la sécheresse météorologique et hydrologique : cas du bassin versant de Sliana en Tunisie. *Sécheresse*, **12** (4), 205-213.
- Cakpo Kiossa C., 2012. *Biodiversité et exploitation de quelques espèces de poissons de la rivière Sô au Bénin*. Mémoire de Master Recherche, Institut de Développement Rural, Université de Bobo-Dioulasso, 113p.
- Fonds international de développement agricole (FIDA), 2008. *Le FIDA et le changement climatique. Consultation sur la huitième reconstitution des ressources du FIDA*. Rome : FIDA-IFAD, 27 p.
- Gboni M., 1995. *Rythmes climatiques et productions halieutiques au Bénin : cas de la lagune côtière*. Mémoire de maîtrise, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 124p + Annexes.
- GIEC, 2014. *Changements climatiques 2014: Incidences, adaptation et vulnérabilité – Résumé à l'intention des décideurs*. Contribution du Groupe de travail II au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat GIEC, Genève, 34 p.
- Jennings S., Kaiser M.J., 1998. The effects of fishing on marine ecosystems. *Advances in Marine Biology*, **34**, 201-352.
- Lamb P. J., 1982. Persistence of Sub-Saharan drought. *Nature*, London, **299**, 46-47
- Lévêque C., Paugy D., 2006. *Les poissons des eaux continentales africaines. Diversité, écologie, utilisation par l'homme*. IRD, éd. Paris, 573 p.
- Missikpode E., 2010. *Etude des formes d'utilisation de l'eau et conflits d'usage dans la commune des Aguégus*. Mémoire de maîtrise de Géographie, Université d'Abomey-calavi (UAC), Cotonou, Bénin, 87 p.
- Vissin E.W., 2007. *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 310 p.

ROLE DES VARIATIONS CLIMATIQUES ET DES ACTIONS ANTHROPIQUES DANS LA PENURIE D'EAU A BOUAKE AU CENTRE DE LA CÔTE D'IVOIRE

GBALOU D. (1), DOSSOU Y. (2), DIOMANDE B. (1) et BECHI G. (1)

(1) Département de Géographie, Université de Bouaké, Côte d'Ivoire, gbalou2sahi@gmail.com

(2) Centre de recherche AfricaRice, Côte d'Ivoire.

Résumé : L'objectif de cette étude est de montrer l'impact de la variabilité climatique et des activités anthropiques sur les ressources en eau de la ville de Bouaké. Les données climatologiques de la ville de Bouaké ont été analysées sur un pas de 55 ans à travers les indices centrés-réduits et le test de Pettitt... Ces travaux se sont aussi appuyés sur l'analyse des images satellitaires de 1980, 2000 et 2018. Les résultats montrent que l'évolution de la pluviométrie à Bouaké est marquée par une alternance des saisons sèches et humide. Cependant le rétrécissement de la Loka qu'a ressortir l'analyse des images satellitaires serait beaucoup plus d'ordre démographique et anthropique. Les conséquences sont lourdes pour la ville de Bouaké qui en six mois s'est vu privé d'eau courante. Des solutions ont été envisagées.

Mots clés: Variabilité - activités anthropiques - pénurie d'eau - démographie - solutions

Summary: The objective of this study is to show the impact of climate variability and anthropogenic activities on the water resources of the city of Bouaké. The climatological data of the city of Bouaké were analyzed in 55 years step through the reduced-centered indices and Pettitt tests. This work was also based on the analysis of satellite images from 1980, 2000 and 2018. The results show that the evolution of rainfall in Bouaké is marked by alternating dry and wet seasons. However the narrowing of Loka that emerge the analysis of the satellite images would be much more of demographic and anthropic order. The consequences are heavy for the city of Bouaké which in six months was deprived of water. Solutions have been considered.

Keywords: Climate variability - anthropogenic activities - water scarcity - demography - solutions

Introduction

La ville de Bouaké (figure 1) est un domaine géographique qui bénéficie du drainage de nombreux cours d'eau. 80 % de l'eau potable est puisée dans ces eaux de surface, stocks renouvelables, mais pas inépuisables car les débits sont influencés par la pluviométrie. Plusieurs études en Côte d'Ivoire montrent que le déficit pluviométrique observé sur plusieurs années, s'est répercuté sur les cours d'eau en provoquant une baisse considérable de leurs caractéristiques hydrologiques (Kouassi *et al.*, 2008).

La variabilité du climat et les modifications de l'occupation du sol soulèvent des questions de développement, notamment en ce qui concerne la disponibilité des ressources en eau. Certains pays ont pris des mesures importantes parce qu'ils ont de grandes régions soumises au stress hydrique, par ailleurs les cours d'eaux sont pratiquement asséchés à cause des actions anthropiques. Par exemple en Côte d'Ivoire, les agriculteurs, même s'ils représentent 60 % de la population se donnent le droit d'assécher les rivières au détriment de l'ensemble de la population. Il est évident que de nombreuses régions du globe soumettent les bassins versants de leurs cours d'eau à un violent stress hydrique, c'est à dire que les prélèvements sont plus importants que les ressources disponibles.

Le climat se modifie à une rapidité manifeste qui porte préjudice aux milieux naturels. Il se peut donc que des régions deviennent encore plus sèches qu'elles ne le sont. Il serait donc judicieux de prendre déjà des mesures pour l'eau. Ce qui n'est pas le cas de Bouaké, on voit que

la ville commence à rencontrer de sérieux problèmes quant à la disponibilité de l'eau courante. C'est dans ce cadre que la caractérisation de la variabilité pluviométrique et l'évaluation de son impact sur les ressources en eau de la ville de Bouaké constituent les objectifs majeurs de cette étude.

1. Données et Méthodes

1.1 Données

Cette étude a nécessité l'utilisation de deux principales données : les données images et les données climatologiques. Nous avons eu recours à la scène 197/055 pour les images satellitaires de type Landsat de 1980, de 2000 et de 2018. Les données climatologiques concernent les données de pluies annuelles couvrant la période 1960-2015 de la station climatique de Bouaké-Aéroport. Une enquête a permis de recueillir les données secondaires directement sur le terrain.



Figure 1. Présentation de la Ville de Bouaké

1.2 Méthodes

1.2.1 Traitement des données images

L'importance de l'occupation des sols est une thématique incontournable dans le suivi des phénomènes environnementaux (Ouattara *et al.*, 2006). Cinq classes thématiques ont été définies au lancement de la classification supervisée à l'aide de l'algorithme du maximum de vraisemblance. Cette technique fournit en général de bons résultats permettant de reproduire au mieux la réalité de terrain perçue à travers les images satellitaires. Elle consiste à affecter des pixels aux échantillons les plus proches, selon une distance dite bayésienne qui se fonde sur la probabilité que dispose un pixel à appartenir à une classe donnée.

1.2.2 Traitement des données climatologiques

Le calcul des indices de précipitations par les méthodes de Nicholson et du filtre non récursif passe-bas de Hanning d'ordre 2 permet de mettre en évidence les périodes excédentaires et

déficitaires au sein d'une série chronologique. Pour la méthode du Filtre passe-bas de Hanning d'ordre 2, l'implémentation d'un filtrage du signal original permet d'éliminer les variations saisonnières au sein des données. Ces indices de précipitations se définissent comme une variable centrée réduite, exprimée par l'équation suivante :

$$I_i = \frac{(X_i - \bar{X})}{\sigma}$$

Avec : I_i : Indice de précipitation ; X_i (mm) : Hauteur de pluie totale par an ; \bar{X} (mm) : Moyenne annuelle (période d'étude) ; σ : L'écart-type de la pluviométrie annuelle.

Pour identifier les années charnières de changement de moyenne, une vérification de la stationnarité des séries pluviométriques a été effectuée par le test de Pettitt. Ce test a été choisi parce qu'il est le plus robuste, en termes de sensibilité particulière à un changement de moyenne. Il a été fait sur le logiciel « Xlstat 2014 » où il est généré automatiquement.

2. Résultats

L'analyse des données climatologiques montre bien une variabilité de la pluviométrie à Bouaké avec des séquences déficitaires et excédentaires (figure 2a). Selon le test de Pettitt, il n'y a pas de rupture entre 1960 et 2015 (figure 2b). Néanmoins, le test indique des cas de fluctuations très prononcées dans l'évolution pluviométrique depuis 1980 à Bouaké.

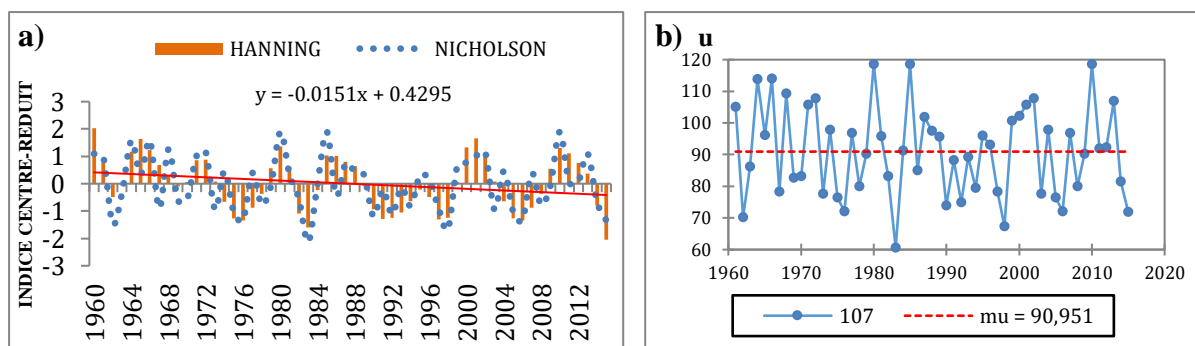


Figure 2. Rupture et variabilité interannuelle des indices centrés-réduits de la pluviométrie de 1960 à 2015 dans la ville de Bouaké.

Tableau 1 : Matrice de transition de l'occupation du sol entre 1980, 2000 et 2018.

classes d'occupation du sol	Cultures	Eau	Sols nus	Végétation	Zone humide	Total 1980 (superficie en ha)
Cultures	846	16	595	108	102	1668
Eau	0	386	3	1	1	392
Sols nus	222	5	416	40	47	729
Végétation	95	50	144	542	25	856
Zone humide	35	4	35	1	6	82
Total 2000 (superficie en ha)	1198	461	1193	693	181	3726
classes d'occupation du sol	Cultures	Eau	Sols nus	Végétation	Zone humide	Total 2000 (superficie en ha)
Cultures	598	6	156	348	91	1198
Eau	82	89	233	15	42	461
Sols nus	491	5	329	302	66	1193
Végétation	229	2	25	434	3	693
Zone humide	87	1	50	32	11	181
Total 2018 (superficie en ha)	1487	102	794	1131	213	3726

Selon Brou (2005), les modifications environnementales enregistrées depuis les années 60 en Côte d'Ivoire sont en interaction avec la variabilité importante de ses conditions climatiques. De 1980 à 2000, la physionomie de la zone d'étude a changé surtout au niveau des sols nus (Figure 3b). En effet, on observe majoritairement des mosaïques de sols nus qui sont passés de 729 ha à 1193 ha. Le barrage de la Loka a connu un regain de 62 ha en vingt ans, passant ainsi à 461 ha (Tableau1). En 2018, le fait le plus marquant est l'assèchement du barrage de la Loka.

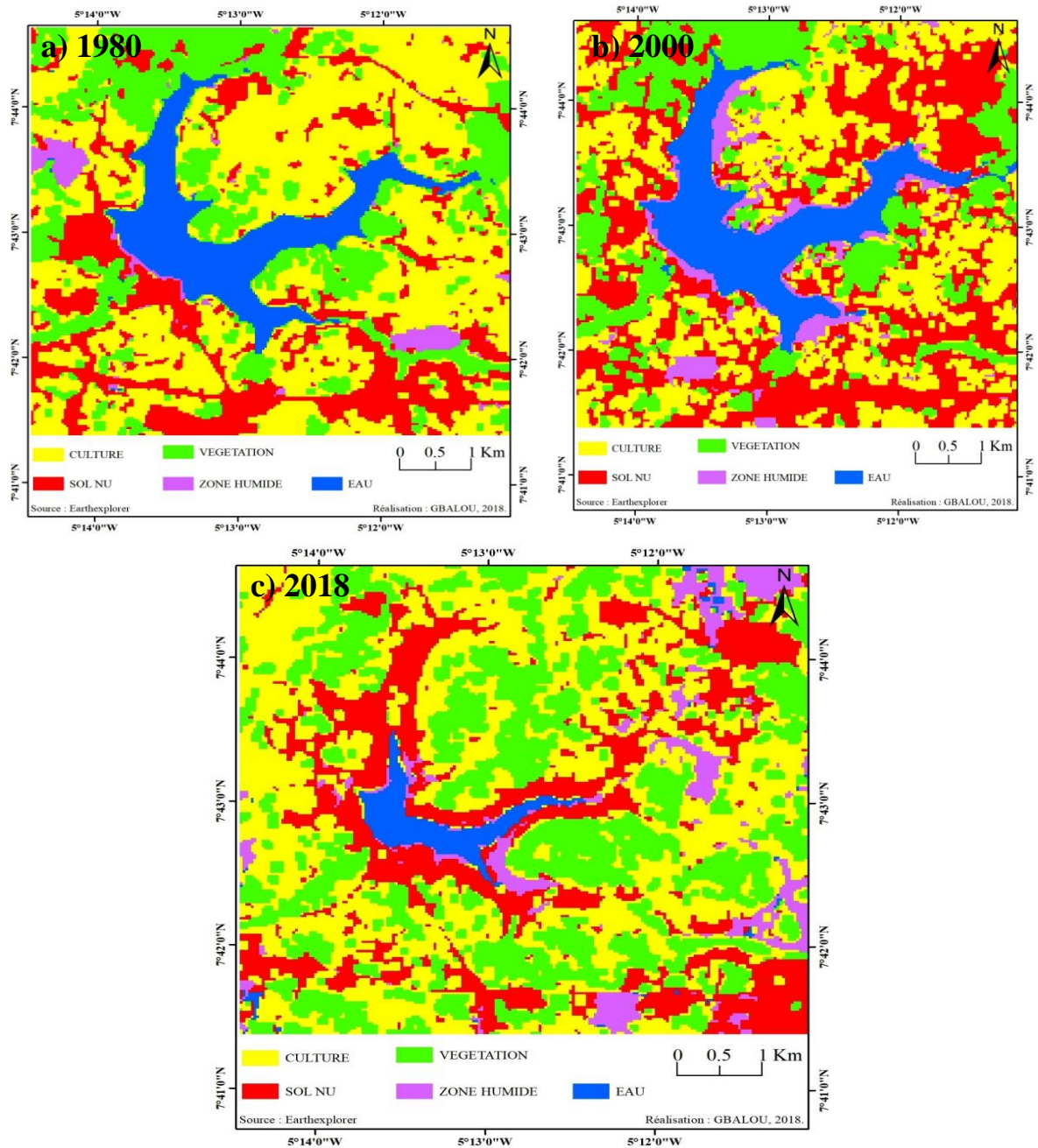


Figure 3. Mode d'occupation du sol au niveau du barrage de la Loka en 1980, 2000 et 2018.

Le barrage de la Loka est une retenue d'eau superficielle alimenté principalement par les précipitations directes. Ces sources ont leur importance certes, mais il ne faut pas recourir à elles uniquement car elles fluctuent trop au gré du climat. C'est le cas de la ville de Bouaké avec l'évolution de la pluviométrie qui est marquée par des périodes tantôt déficitaires, tantôt excédentaires. A certaines périodes humides dites excédentaires, ces ressources superficielles

seront largement disponibles. Par ailleurs, à cause de la variabilité climatique elles pourraient être insuffisantes aux périodes sèches.

Au plan humain, il faut noter que le barrage de la Loka créé en 1964 servait initialement à irriguer les plantations. Cependant la décision fut prise en 1978 de l'utiliser pour approvisionner les ménages en eau courante. En cette année, la population de la ville de Bouaké était de 173.266 habitants. Elle est passée à 461 617 habitants en 1998. Aujourd'hui à cause de la croissance démographique Bouaké compte 680 694 habitants. Cette croissance démographique a pour corollaire une surconsommation des ressources en eau. Il faut donc noter que les infrastructures d'équipement en eau de la ville sont fortement dépassées. A cela il faut ajouter les exploitations des carrières anarchiques de sables et l'intensification des pratiques agricoles autour du barrage. Ainsi ces facteurs anthropiques sont à l'origine du tarissement du barrage de la Loka (figure 4).



Cliché : SODECI, 2010

Cliché : Gbalou, 2018.

Figure 4. Le barrage de la Loka en 2010 et en Avril 2018.

Discussions et Conclusion

L'analyse des données montre bien une variabilité de la pluviométrie à Bouaké avec des séquences déficitaires et excédentaires. Les résultats de la variabilité climatique obtenus dans la ville de Bouaké sont en accord avec les conclusions des travaux antérieurs réalisés sur la variabilité climatique en Côte d'Ivoire (Brou, 2005 ; Bigot *et al.*, 2005 ; Oga *et al.*, 2016). La variabilité des précipitations a été signalée par plusieurs auteurs dans différentes régions du pays. En effet, Kouassi A. M. *et al.* (2008) indiquent une baisse de la pluviométrie dans le bassin du N'Zi autour des années 1968. Tandis que Goula Bi *et al.* (2006) ont souligné une reprise de la pluviométrie dans le bassin versant du N'zo de 1994 à 2000 c'est d'ailleurs le cas de Bouaké avec une séquence humide de 1998 à 2004 qui marque un retour des précipitations. Le regain en eau de la Loka et des zones humides en 2000 s'explique par le retour des précipitations amorcé en 1998. En 2018, le regain des zones humides observé corrobore ce retour aux précipitations. Alors, l'assèchement du barrage ne trouve pas exclusivement explication dans la variabilité du climat. Ce sont ces constats que Kouassi N. F. *et al.* (2018) ont aussi ressorti dans leur étude sur le lac Kan à Bouaké. Ils ont constaté une légère augmentation de la production en eau de 1995 à 2000 et une diminution drastique du Kan en 2018. Ils associent la pénurie d'eau à l'augmentation rapide de la population et aux activités agricoles qui détournent les eaux d'écoulement en direction du lac. Les populations de la ville de Bouaké sont donc amenées à trouver des méthodes d'adaptations et/ou de préventions. C'est dans ce cadre la que la SODECI (Société de Distribution d'Eau de Côte d'Ivoire) a mis en place

dix forages connectés sur le réseau de distribution d'eau. Cependant à cette solution immédiate ne faudrait-il pas trouver une solution durable ?

Références bibliographique

- BIGOT S., BROU Y. T., OSZWALD J. et DIEDHOU A., 2005. Facteurs de la variabilité pluviométrique en Côte d'Ivoire et relations avec certaines modifications environnementales. *Sécheresses*, 16, 5-13.
- BROU Y. T., 2005. *Climat, mutations socio-économiques et paysages en Côte d'Ivoire*. Mémoire de synthèse des activités scientifiques présenté en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Techniques de Lille, France, 212p.
- GOULA B.T.A., SAVANE I., KONAN B., FADIKA V. et KOUADIO B.G., 2006. Impact de la variabilité climatique sur les ressources hydriques des bassins de N'zo et N'zi en Côte d'Ivoire (Afrique tropicale humide). *Sciences de l'environnement*, 1, 1-12.
- KOUASSI A. M., KOUAME K. F., Bi T. A., GOULA T. L., PATUREL J. E. et BIEMI J., 2008. Influence de la variabilité climatique et de la modification de l'occupation du sol sur la relation pluie-débit a partir d'une modélisation globale du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. *Rev. Ivoir. Sci. Technol.*, 11, 207 – 229.
- KOUASSI N. F., DIOMANDE B. I., TANO A. B., 2018. Pénurie d'eau et adaptation aux phénomènes hydro-pluviométriques dans le bassin versant du kan à Bouaké (république de Côte d'Ivoire). *Mélanges en hommage au Professeur HOUSSOU*, 1, 322-334.
- OGA Y.M.S., ADJA M., YAPI A.F., KPAN J.G., BAKA D, YAO K.T., BIEMI J., 2016. Projection de la variabilité climatique a l'horizon 2050 dans la zone côtière au sud-est de la côte d'Ivoire (d'Abidjan à Aboisso). *Larhyss Journal*, 25, 67-81.
- OUATTARA T., DUBOIS J-M., et GWYN Q. H. J., 2006. Méthode de cartographie de l'occupation des terres en milieu aride à l'aide de données multisources et de l'indice de végétation tsavi, *Téledétection*, 6(4), 291-304.

EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES SAISONS

PLUVIOMÉTRIQUES EN RÉPUBLIQUE DU CONGO DE 1932 À 2016

IBIASSI MAHOUNGOU G. (1), MANIAKA F.W. (2) et MBANI MFOUTOU C. (3)

Centre de Recherches sur les Tropiques Humides (CRTH) ; Parcours type Géographie (Ecole Normale Supérieure et Faculté des Lettres et des Sciences Humaines), Université Marien Ngouabi ; B P 3069 Brazzaville-Congo. E-mail : ibiassigoeff7@yahoo.fr/triompheom7@gmail.com

Résumé : *Le présent article étudie l'évolution spatio-temporelle des saisons pluviométriques en République du Congo. Les données pluviométriques utilisées sont issues de la Direction de la Météorologie Nationale de la République du Congo sur la période 1932 à 2016. Trois zones climatiques sont déterminées à partir des Analyses en Composantes Principales avec Rotation Varimax (ACPRV): le Sud-Congo, le Centre-Congo et le Nord-Congo. Trois indices pluviométriques sont calculés: Indice Sud-Congo, Indice Centre-Congo et Indice Nord-Congo. La tendance des indices pluviométriques, montre une baisse significative à partir de l'année 1980 (baisse significative des mois pluvieux). Les tests de détections des ruptures (Buishand et Ellipse de Bois) confirment l'année 1980 comme l'année de rupture sur les séries pluviométriques. Deux grandes périodes se distinguent : 1932-1979 (humide) et 1980-2016 (sèche). L'évolution des caractéristiques pluviométriques traduit une modification du régime pluviométrique, un raccourcissement de la durée des saisons.*

Mots clés: *Evolution spatio-temporelle ; saisons pluviométriques ; République du Congo.*

Summary: *This article studies the space-time evolution of the pluviometric seasons in Republic of Congo. The rainfall records used result from the Management of the French Central Meteorological Office of the Republic of Congo over the period 1932 to 2016. Three climatic zones are given starting from the Principal Component analyses with Rotation Varimax (ACPRV): South-Congo, Center-Congo and North-Congo. Three pluviometric indices are calculated: South-Congo index, Center-Congo Index and Indice North-Congo. The trend of the pluviometric indices, shows a significant decrease as from the year 1980 (significant decrease of the rainy months). The tests of detections of the ruptures (Wood Buishand and Ellipse) confirm the year 1980 like the year of rupture on the pluviometric series. Two great periods are distinguished: 1932-1979 (wet) and 1980-2016 (dry). The evolution of the pluviometric characteristics represents a modification of the pluviometric mode, a shortening of the duration of the seasons.*

Keywords: *space-time evolution; pluviometric seasons; Republic of Congo.*

Introduction

L'évolution de la pluviométrie en République du Congo dans les limites de cette étude (11° et 19° de longitude Est ; 4° de latitude Nord et 5° de latitude Sud) sur une superficie de 342000 km² (figure 1) fait désormais partie des préoccupations de la communauté scientifique (Samba-Kimbata, 1991, Ibiassi Mahoungou ; 2013; Ibiassi Mahoungou et al ; 2016 ; CSC, 2013). En effet, longtemps considéré très pluvieux, cet espace est loin de l'être aujourd'hui. Elle révèle plutôt un signal de la phase des grandes sécheresses de 1972-1973 et 1984-1985 enregistrées en Afrique de l'Ouest qui se remarquent par la diminution des apports en eau de surface pénalisant les activités agricoles (Servat et al., 1998 ; Mahé et Paturel, 2009). Dans le bassin congolais, les séquences sèches durant la saison de pluie deviennent de plus en plus importantes (Camberlin, 2010, Maloba-Makanga, 2015). Les six dernières décennies connaissent une variabilité pluviométrique importante avec une périodicité des décennies sèches avec des conséquences importantes sur les écosystèmes (Itoua et al. 2017 ; Ibiassi et al., 2013).

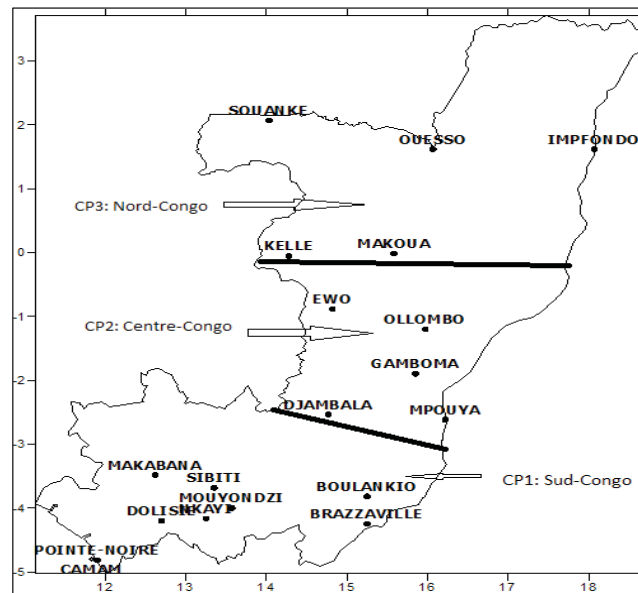


Figure 1. Localisation des stations pluviométriques et les composantes principales (**Source** : Ibiassi Mahoungou, 2013).

Les saisons pluviométriques sont de plus en plus perturbées, accentuant des catastrophes naturelles dans les grandes villes congolaises déjà fragilisées par une urbanisation galopante incontrôlée (Ibiassi et al., 2018). Les problèmes liés aux inondations, les érosions hydriques, deviennent de plus en plus récurrentes dans les grandes villes congolaises. Les populations deviennent de plus en plus inquiètes par le rythme de la pluviométrie saisonnière qui est très instable avec des saisons tantôt plus longues, tantôt plus courtes. La problématique sur l'éventuelle modification des saisons pluvieuses en République du Congo et les éventuelles mesures d'adaptation reste sans réponse plausible. Pour mieux répondre à cette préoccupation et pour encourager l'effort global entrepris en matière de lutte contre les effets négatifs des changements et variabilité climatiques aussi bien à l'échelle nationale qu' internationale (ratification de la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements climatiques (CCNUCC), en 1996, le Protocole de Kyoto en 2006 et l'Accord de Paris en Avril 2017, l'initiation par la République du Congo d'un Fonds bleu pour le Bassin du Congo en 2016), un accent particulier devrait être mis dans les études du climat en Afrique centrale car les écosystèmes en sont largement dépendants. Pour mieux répondre au signal du GIEC en 2007 sur l'évolution du climat, les études sur l'évolution de la pluviométrie en Afrique centrale devraient de plus en plus s'intéresser à l'analyse de l'évolution des caractéristiques de la saison pluvieuse. Cette étude vise donc à comprendre les éventuelles modifications survenues sur les saisons pluviométriques en République du Congo. Ceci devrait accompagner les initiatives scientifiques et apporter une contribution dans cet effort global de la lutte contre les changements climatiques, et la préservation de l'environnement. Une approche régionalisée (Assani et al., 2008) est utilisée pour pallier l'insuffisance des stations de mesure in-situ et les lacunes constatées dans les séries pluviométriques.

1. Méthodologie

1.1 Données utilisées

Les pluviométries mensuelles de 12 stations synoptiques et deux postes pluviométriques sur la période de 1932 à 2016 sont utilisées. Elles proviennent de la Météorologie Nationale du Congo. Les lacunes constatées ont été complétées par des données satellitaires issues de la base CRU (Climate Research Unit).

1.2 Les méthodes d'analyse

Les indices pluviométriques régionalisés ont été calculés par la méthode de Krauss (1977) utilisée par Moron (1994) ; Ibiassi Mahoungou (2013). Il s'agit d'une moyenne de données stationnelles standardisées. Les données ont été en premier lieu traitées par station. Ensuite les stations ont été regroupées en tenant compte des composantes principales CP1 (Sud-Congo) ; CP2 (Centre-Congo) et CP3 (Nord-Congo) issues des Analyses en Composantes Principales avec Rotation Varimax (ACPRV) proposées par (Ibiassi Mahoungou, 2013).

La tendance des caractéristiques pluviométriques (mois pluvieux, mois secs, durée des saisons, le profil du régime pluviométrique, la hauteur pluviométrique saisonnière) est appréciée à partir de la tendance linéaire et polynomiale d'ordre 6. L'hypothèse nulle qui signifie l'absence de tendance significative est rejetée, quand F_0 est $\geq F_\alpha$. $F_0 = R^2 (N-2) / (1-R^2)$ avec : R^2 (coefficient de détermination) ; N (taille de la série ou nombre d'années). F_α est obtenue à partir de la table de distribution de Fisher (Assani et al., 2008).

Les tests suivants ont été utilisés pour la détection des ruptures : la statistique U de Buishand de nature bayésienne et l'Ellipse de Bois. L'hypothèse H_0 (absence de rupture) a été utilisée aux trois seuils suivants : 90, 95 et 99%.

2. Résultats

2.1 Evolution spatio-temporelle des saisons pluviométriques

2.1.1 Evolution des caractéristiques pluviométriques durant la période 1932 à 1980

L'analyse du profil pluviométrique moyen au niveau des trois indices pluviométriques durant la période 1932 à 1980 se caractérise par un profil bimodal à deux maximums pluviométriques. Le premier maximum enregistre trois mois (MAM) au Centre-Congo (figure 2B), un mois (M) et deux mois (MA), respectivement au Nord-Congo (figure 2A) et au Sud-Congo (figure 2C). Durant le second maximum, le Nord-Congo (figure 2A) et le Centre-Congo (figure 2B), enregistrent trois mois, tandis que le Sud-Congo enregistre deux mois (ND). Un minimum pluviométrique de quatre mois (JJAS) et de cinq mois (JJASO) est enregistré au Centre-Congo (figure 2B) et au Sud-Congo (figure 2C). Le nombre des mois humides est de 5 mois pour le Nord-Congo (figure 2A) ; 8 mois pour le Centre-Congo (figure 2B) et de 7 mois pour le Sud-Congo (figure 2C).

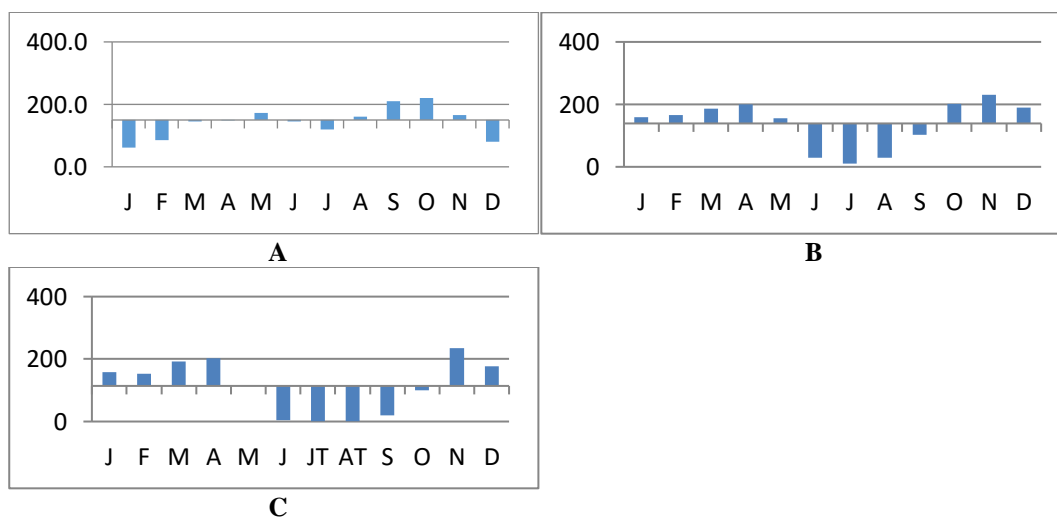


Figure 2. Profil pluviométrique moyen (en mm) de l'indice Nord-Congo (A) ; indices Centre-Congo (B) et indice Sud-Congo (C) de 1932 à 1980.

2.1.2 Evolution des caractéristiques pluviométriques durant la période 1981 à 2015

L'analyse du profil pluviométrique moyen au niveau des trois indices pluviométriques durant la période 1981-2016 (figure 3) montre dans l'ensemble un premier maximum de 2 mois (AM) au Nord-Congo (figure 3A), 3 mois (MAM) au Centre-Congo (figure 3B) et de 2 mois (MA) au Sud-Congo (figure 3C). Au cours du second maximum, le Nord-Congo enregistre 2 mois (SO), le Centre-Congo 3 mois (OND) et le Sud-Congo 2 mois (ND).

Le minimum pluviométrique s'allonge à 6 mois (MJJASO) au Sud-Congo (figure 3C) et reste de 4 mois (JJAS) au Centre-Congo (figure 3B).

Le nombre des mois humides est de 5 mois au Nord-Congo (figure 3A), 8 mois au Centre-Congo (figure 3B) et de 6 mois au Sud-Congo (figure 3C).

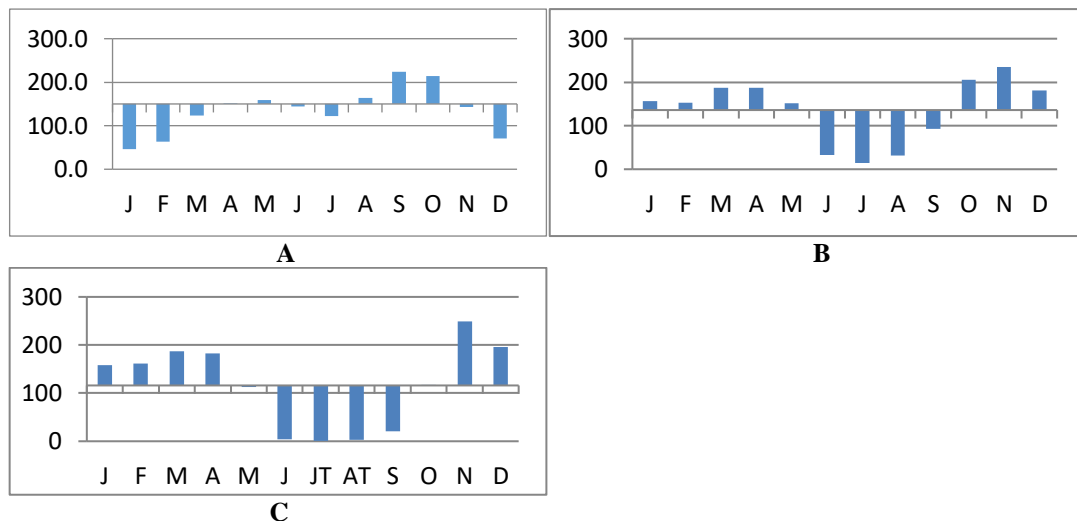


Figure 3. Profil pluviométrique moyen (en mm) de l'indice Nord-Congo (A), l'indice Centre-Congo (B) et l'indice Sud-Congo (C) de 1980 à 2016

2.1.3 Evolution des hauteurs pluviométriques durant les deux sous-périodes : 1932-1980, et 1981-2016

Tableau 1 : Evolution des hauteurs pluviométriques saisonnières

Indice Nord-Congo				
	DJF	MAM	JJA	SON
1932-1980	307	496	342	605
1981-2016	261	454	359	587
Différence	-45	-41	17	-16
Indice Centre-Congo				
	JF	MAM	JJAS	OND
1932-1980	324	542	171	635
1981-2016	310	520	172	605
Différence	-14	-22	1	-30
Indice Sud-Congo				
	JF	MAM	JJAS	OND
1932-1980	310	510	26	562
1981-2016	320	480	28	512
Différence	10	-30	2	-50

L'évolution des hauteurs pluviométrique en République du Congo montre qu'entre les deux sous-périodes : 1932-1980, qualifiée de humide et 1981-2016, dite sèche, une diminution de la pluviométrie durant la première saison pluvieuse et la deuxième (tableau 1).

En effet, durant la saison MAM, les écarts sont de -41 mm au Nord-Congo, -22 mm au Centre-Congo et -30 mm au Sud-Congo.

Au cours de la saison OND, le Centre-Congo et le Sud-Congo enregistrent respectivement une baisse de la pluviométrie de -30 mm et -50 mm. Le Nord-Congo enregistre une baisse de -16 mm.

2.1.4 Evolution des mois pluvieux

La tendance moyenne des mois pluvieux au Nord-Congo (figure 4A) illustre une baisse du nombre des mois pluvieux avec le passage de 7 mois environ à 5 mois après 1980. Au Centre-Congo (figure 4B), le nombre des mois pluvieux connaît une légère augmentation, passant d'environ 4 mois à 5 mois. Le Sud-Congo (figure 4C) enregistre une légère augmentation du nombre des mois pluvieux de 5 mois environ à 5,5 mois.

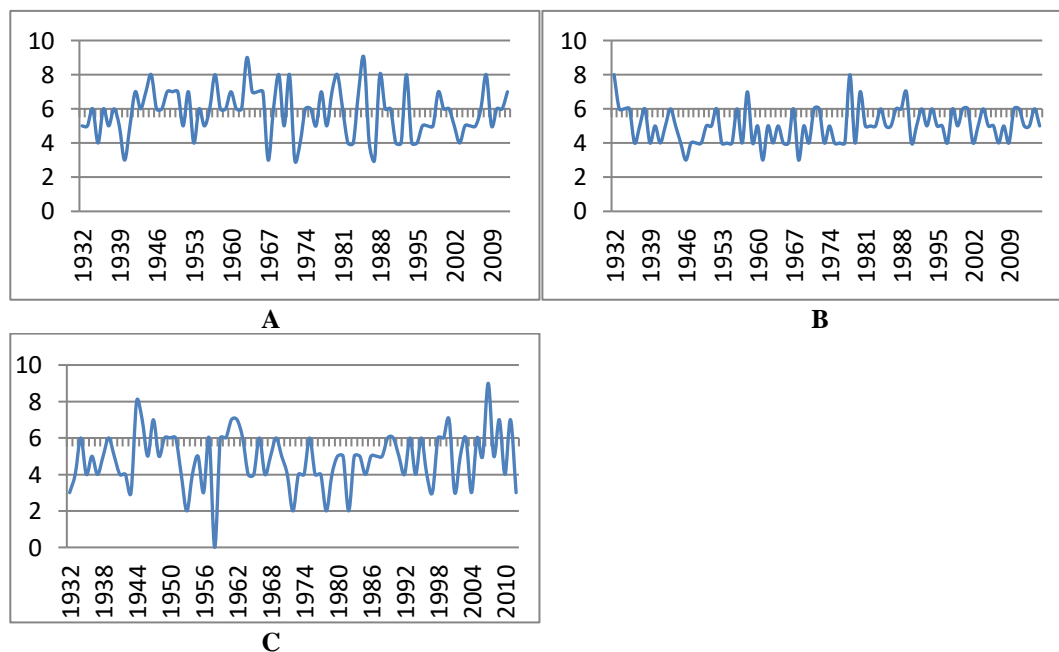


Figure 5. Tendance moyenne des mois pluvieux au Nord-Congo (A) au Centre-Congo et au Sud-Congo (B) de 1932 à 2015

Discussion et Conclusion

L'évolution spatio-temporelle des saisons pluviométriques en République du Congo traduit l'existence de trois zones climatiques : Sud-Congo, Centre-Congo et Nord-Congo. La tendance pluviométrique saisonnière est à la baisse significative à partir de 1980. Deux grandes périodes se distinguent : 1932-1980 (humide) et 1980-2016 (sèche). L'évolution des caractéristiques pluviométriques saisonnières montre également une baisse significative des mois pluvieux de l'ordre de 6 mois au Nord-Congo, 5 mois au Sud-Congo ; une modification des saisons (raccourcissement de la durée des saisons pluviométriques) avec le passage des saisons pluvieuses de trois mois à deux mois au Sud-Congo. La saison MAM enregistre un déficit pluviométrique de -41 mm au Nord-Congo, -22 mm au Centre-Congo et -30 mm au Sud-Congo. La saison OND, enregistre aussi un déficit pluviométrique de de -30 mm au Centre-Congo et -50 mm au Sud-Congo.

La modification des caractéristiques des saisons pluviométriques en République du Congo entre les deux sous périodes : 1932-1980 et 1981-2015 est conforme aux résultats obtenus au Nord-Congo par Itoua et al. (2017) ; et au Sud-Congo par Ibiassi et al. (2016).

La rupture constatée sur les séries pluviométriques en 1980 est conforme à celle détectée par Ibiassi en (2013) en République du Congo sur les séries pluviométriques annuelles. Elle est cependant différente de celle détectée en Afrique de l'Ouest en 1970 par Mahé et Paturel, (2009). La diminution du nombre des mois pluvieux est conforme aux résultats trouvés en Afrique de l'Ouest par Boubacar (2012) ; Marteau et al. (2010).

Références bibliographiques

- Assani A., Lajoie F., Vadnais M.,E., Guillaume Beauchamp G., 2008 : Analyse de l'influence de l'oscillation Arctique sur la variabilité interannuelle des précipitations dans le bassin versant de la rivière Saint-François (Québec, Canada) au moyen de la méthode des corrélations canoniques; *Revue des Sciences de l'Eau* **21(1)**, P.19-33
- Boubacar Ibrahim, 2012 : Caractérisation de la saison des pluies au Burkina Faso dans contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakandé, thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 246 P.
- Camberlin P., 2010 : l'Afrique-Centrale dans le contexte de la variabilité climatique tropicale interannuelle et inter saisonnière, Université de Bourgogne, 13 p.
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), 2007 : « Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au *quatrième Rapport d'évaluation du GIEC*, Genève, Suisse, 103 p.
- Ibiassi Mahoungou G., 2013 : Variabilité pluviométrique au Congo et relation avec la dynamique océanique et atmosphérique (1950 à 2005), thèse, Université Marien NGOUABI, 356 p.
- Ibiassi Mahoungou G., Ndinga P., Maniaka F. W., 2016 : Problématique de la modification des régimes pluviométriques du Sud-Congo (RC) de 1932 à 2012, In XXI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Lausanne-Besançon, PP. 291-296.
- Ibiassi Mahoungou G., Maniaka F. W., Goma Boumba H., B., 2018 : Spatialisation des températures de surface de Brazzaville (République du Congo) et caractérisation de l'îlot de chaleur urbain ; Publication *Geotropes* ; EDUCI, n°2 11P.
- Itoua T., R., Ibiassi Mahoungou G., Maloba-Makanga J., D., Maniaka F., W., Samba-Kimbata M.,J., 2017 : Evolution décennale des régimes pluviométriques au Nord-Congo (République du Congo) de 1932 à 2011 ; *Geotropes* ; EDUCI, n° 2 ; PP. 7-24
- Mahé G. et Paturel J. E., (2009): 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. Elsevier. C. R. *Geoscience*, vol. 341, p. 538–546.
- Maloba Makanga J.D., 2015 : Variabilité pluviométrique de la petite saison sèche au Gabon, in XXVIII^{ème} colloque Association Internationale de Climatologie, PP.555-560.
- Marteau R., Sultan B., Moron V., Baron C., Traoré S. B. et Alhassane A., 2010 : Démarrage de la saison pluies et date de semis du mil dans le sud-ouest de Niger. In XXIII^e siècle colloque de l'AIC. Risque et changement climatique, Rennes, France. PP. 379-384.
- Moron V., 1994 : Variabilité des précipitations en Afrique tropicale au nord de l'équateur (1933-1990) et relations avec les températures de surface océanique et la dynamique de l'atmosphère, Thèse de Doctorat , Tome 1, Université de Bourgogne, 294P.
- Samba-Kimbata M.J. 1991 : Précipitations et bilans de l'eau dans le bassin forestier du Congo et ses marges. Thèse pour le doctorat d'Etat, Université de Bourgogne. Centre de recherches de climatologie, Dijon, 241p + figures.
- Servat E., Paturel J-E., Brou Kouame, Mahaman Ouedraogo, Boyer J-F., 1998 : Identification, caractérisation et conséquence d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale, in *Water Resources variability in Africa during the XX th century*, november, n°252, PP. 323-337.

SPATIAL AND TEMPORAL CHARACTERISTICS OF RAIN-SPELLS IN NEW ZEALAND

KUTIEL H. (1), SALINGER J. (2) et KINGSTON D. (3)

(1) *Laboratory of Climatology, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Haifa 3498838, Israel, kutiel@geo.haifa.ac.il*

(2) *Visiting Professor at Laboratory of Climatology, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Haifa 3498838, Israel, jimboosalinger09@gmail.com*

(3) *University of Otago, Dunedin, New Zealand, daniel.kingston@otago.ac.nz*

Summary: *The present study analyzes the spatial and temporal distributions of rain-spells and their characteristics in New Zealand. Various rain-spell's parameters such as their average number (NRS), average yield (RSY), average intensity (RSI) and average duration (RSD) and their inter-correlations are analysed. Intra-annual variability and the rain-spells' characteristics during dry and wet years are presented.*

Keywords: *Rain-Spells, Mid-Season Date, Factor Analysis, Cluster Analysis, New Zealand*

Résumé : *La présente étude analyse la distribution spatiale et temporelle des épisodes de pluie et leurs caractéristiques en Nouvelle-Zélande. Différents paramètres relatifs aux épisodes de pluie, tels que leur nombre moyen (NRS), leur rendement moyen (RSY), leur intensité moyenne (RSI), leur durée moyenne (RSD) et leurs inter-corrélations sont analysés. La variabilité intra-annuelle et les caractéristiques des épisodes de pluie pendant les années sèches et humides sont présentées.*

Mots clés : *Episodes de Pluie, Date de mi-saison, Analyse factorielle, Analyse par grappes, Nouvelle-Zélande*

Introduction

The temporal behavior of rainfall (inter and intra-annual) are usually more variable than those of other meteorological parameters and as a result, longer records are required to accurately present the rainfall regime in a certain location.

Rainfall regimes were studied all around the world for entire regions or particular countries. In New Zealand, rainfall studies concentrated mainly on trend analysis (Salinger, 1980), relationship with global circulation, (Salinger and Mullan, 1999; Kidson, 2000; Kidson and Renwick, 2002; Kidston et al., 2009), extreme values (Griffiths, 2011) or diurnal variations (Mol and Wratt, 2017). However, no analysis has been published on the distribution of rain-spells, their characteristics and influence on the annual total. The purpose of the present study is to analyze the spatial and temporal behavior of the rainfall regime in New Zealand while also taking into account uncertainty in rainfall patterns.

1. Data and Method

1.1 Data

Daily rainfall data from 19 stations (9 on the North Island and 10 on the South Island) were used to represent the rainfall regime in New Zealand with a total land area of 268,000 km². Figure 1 presents their location. All data are compiled from synoptic stations. They are quality controlled in terms of correction of data and relocation of the stations. Analysis period comprised 53 years starting on 1965 and ending in 2017. A year with more than 1% of missing data was omitted from the analysis. Apart from Taihape (46 yrs.) and Westport (49 yrs.) in all other station at least 50 years of daily rainfall were analyzed.



Figure 1. Location map

Very Dry (VD)	when	$z < -1.0$
Dry (D)	when	$-1.0 \leq z < -0.5$
Normal (N)	when	$-0.5 \leq z \leq 0.5$
Wet (W)	when	$0.5 < z \leq 1.0$
Very Wet (VW)	when	$1.0 < z$

For each parameter, the ratio VW/VD was calculated.

All analyses are performed using a model entitled RUEM (rainfall uncertainty evaluation model) developed at the laboratory of climatology, University of Haifa.

Factor analysis (FA) was used to divide the entire domain into sub-regions behaving similarly in their annual rainfall totals. A *Varimax* rotation was performed to the retained factors.

Hierarchical Cluster analysis (CA) was performed on annual rainfall in order to group years according to their spatial rainfall distribution and calculate the frequencies for each type of distribution. In all analyses the *average linkage* was selected as the agglomeration method.

Relationships with Kidson regime and weather types (Kidson, 2000) and large scale circulation of the Southern Annular Mode (SAM) (Marshall, 2003) and the Southern Oscillation Index (SOI) (Troup 1965), an index of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) are calculated for each of the five identified clusters. From these clusters circulation patterns are identified, using z scores, and selecting the highest z-score circulation types to identify the synoptic type behind each pattern.

2. Results

2.1 Factor Analysis of annual rainfall in the different stations

FA of annual rainfall totals in the different stations (variables) and the different years (observations) was performed. Results are subject to a *Varimax* rotation. Four factors were retained each explaining at least 5% of the total variability and they account together for 62%

1.2 Methodology

The distributions of various rain-spell parameters; number of rain-spells (NRS), rain spell yield (RSY), rain-spell intensity (RSI) as a function of their rain-spell duration (RSD) were calculated for each station, and different functions were fitted to these distributions and their coefficients served to compare between stations.

Rain-spell parameters in each station were standardized by setting the mean to zero and the variance to 1. These values enabled the creation of a calendar for each station in which all years were divided into five categories as follows:

of the total variability. The loadings of these factors in each station and a schematic spatial distribution of them is presented in Figure 2. It can be noticed that all four factors are very clearly defined in space.

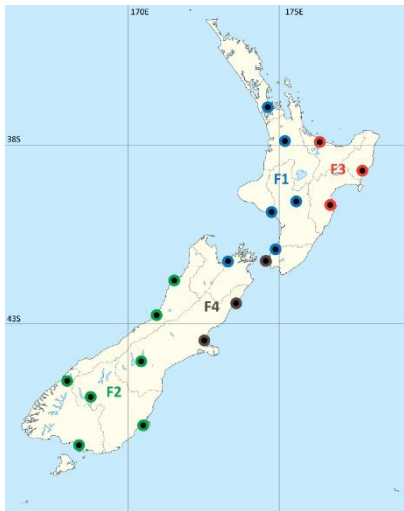


Figure 2. A schematic division of New Zealand into four regions according to similarity in the behavior of annual rainfall, based on the loadings of FA after a *Varimax* rotation.

F1 comprises six stations located on the western part of the North Island and on northern part of the South Island (Nelson).

F2 comprise seven stations including most of the South Island excluding its northernmost and north-eastern parts. F3 comprise three stations located on the eastern part of the North Island and F4 comprise also three stations located on north-eastern South Island and the southernmost part of the North Island (Figure 2).

2.2 Correlation maps

Figure 3 presents correlation maps for 4 sample stations, one from each region described in the previous section. In general, correlation coefficients (c.c.) decrease with increasing distance but not at the same rate in all directions. In many cases c.c. become negative and in some cases even significantly, mainly when correlations are calculated between stations located on the north-eastern part of the North Island with those located on the south-western part of the South Island and *vice versa*. For example, the correlation fields of Milford Sound and Napier present almost a mirror image each other (Figures 3b and 3c respectively). As aforementioned, the c.c. does not decrease at the same rate in all directions. For example, the correlation field of Kaikoura (Figure 3d) decreases rapidly westward and becomes negative with some stations on the west coast, while, it remains positive and statistically significant with more remote stations on the east coast of both islands.

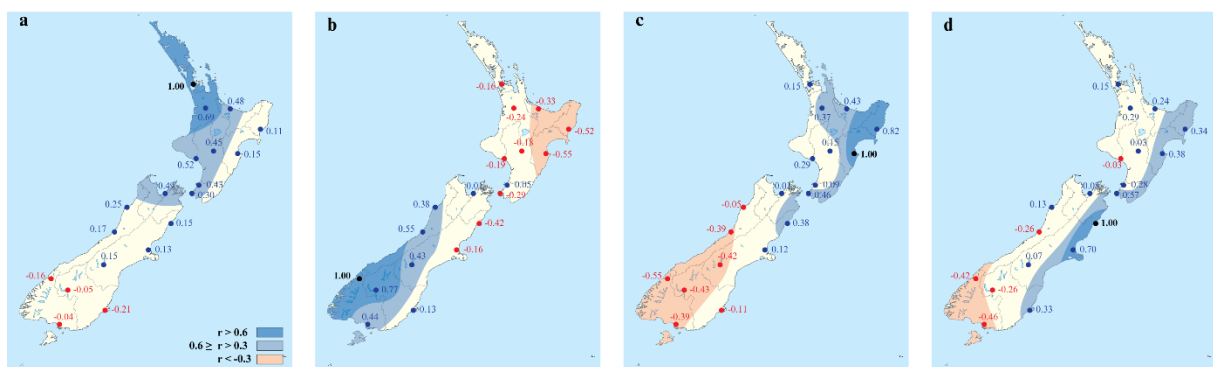


Figure 3. Annual rainfall correlation maps for four stations representing the four regions shown on Figure 2: Auckland-F1 (a), Milford Sound-F2 (b), Napier-F3 (c), and Kaikoura-F4 (d). Positive correlations are marked in blue and negative in red.

2.3 Cluster Analysis of the different years

A CA of annual rainfall totals was performed where rainfall totals in the different years are the variables while the various stations, are the observations. This enabled to group years into different clusters according to the spatial distribution of the rainfall in that year. Five main clusters were retained. Each cluster presents a different rainfall distribution. Figure 4 illustrates these average distributions, lists the years included in each cluster and their probability of occurrence. Values represent standardized departures of annual rainfall from the long-term average. Each cluster is given a short name that describes its general behavior. Thirty-eight out of 53 years (72%) are clustered into these five clusters. The various clusters are associated with circulation regimes and weather types defined by Kidson (2000).

Figure 4a presents the *Average* cluster. This cluster comprises 10 years (18.9%) which means a return period (r.p.) of about once every five yrs. Annual totals are close to the long term mean in most stations with slightly below normal totals in some southern stations, (values for Taihape was readjusted as the first 3 clustered years (1965, 1967, 1970) were not included in the calculation of the average rainfall for this station as data were available only since 1971).

No special synoptic type can be attributed to these years as they present average cases.

Figure 4b presents the *Dry* cluster that comprises 9 yrs. (17.0%) with a r.p. of about once every six yrs. Rainfall is below normal in all stations without exception. The largest deficit is mainly noticeable along the west coasts of both islands. In the southern part of the S. Island, the deficit is minimal.

The dry years, especially in the west of the N. Island occurred in years when anticyclones in the Tasman Sea were very frequent (H according to the Kidson weather types).

Figure 4c presents the *Dry North – Wet South* cluster comprising 10 yrs. (18.9%) with a r.p. of about once every five yrs. Rainfall is below normal in almost all stations in the N. Island and the northern part of the S. Island and above normal in the remaining parts of the S. Island.

Figure 4d is the opposite to the previous, *Wet North – Dry South* cluster comprising 5 years (9.4%) with a r.p. of about once every 10-11 yrs. Rainfall is above normal in all stations in the N. Island and the northern part of the S. Island and below normal especially in the far south of the S. Island and the maximum deficit is observed in the southernmost stations.

This cluster of years is associated with a positive SOI representing La Niña conditions.

Figure 4e presents the *Wet* cluster comprising 4 years (7.5%) with a r.p. of about once every 13 yrs. Rainfall is above normal in almost all stations on both islands with two exceptions (Wanganui and Invercargill) which received slightly below normal rainfall.

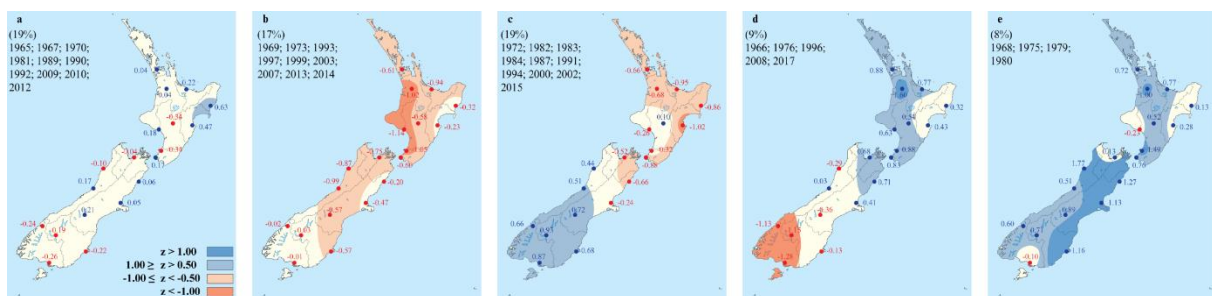


Figure 4: Clusters of years according to their spatial distribution. Average cluster (a), Dry cluster (b), DN-WS cluster (c), WN-DS cluster (d) and Wet cluster (e). The years belonging to each cluster and their probability appears on each map. Values in blue represent positive standardized departures from the long-term average, in red, negative departures.

The remaining years could not be clustered into any coherent spatial distribution and therefore are not presented.

2.4 Mid-Season Date (MSD)

Figure 5 presents a schematic map showing the median timing of accumulation of 50% of the annual rainfall – Mid Season Date (MSD). This date ranges over a period of three weeks. Invercargill reaches the half of the annual rainfall on June 21 while in Hokitika this happens only in July 10. In all other stations the MSD is reached between these two dates. There is a general tendency that the MSD is reached earlier in the southernmost stations. In addition, a comparison of stations located at similar latitudes shows that on the east coasts the MSD is reached earlier as compared with stations on the west coasts. For example, the MSD in Tauranga (June 29) is reached a week earlier than in Hamilton (July 06), in Napier (June 25) two weeks before Wanganui (July 09) and in Christchurch (July 03) a week before Hokitika (July 10).

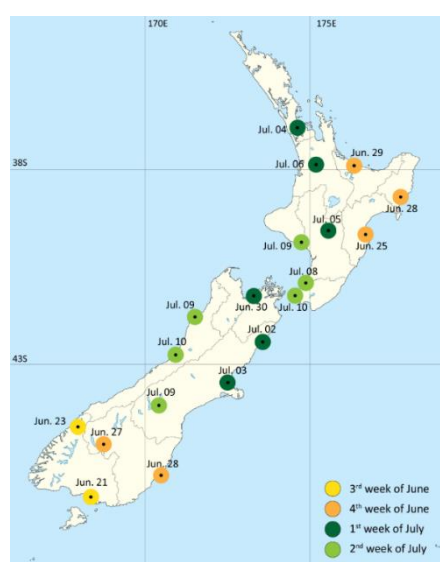


Figure 5. A Schematic representation of the Median Mid-Season Date (MSD) in the various stations.

Conclusions and Discussion

The patterns of correlation coefficients (c.c.) decrease with increasing distance but not at the same rate, and in many cases c.c. become negative as a result of the interaction between New Zealand's high topography with circulation patterns (Salinger, 1980). This is mainly in cases when correlations are calculated between stations located on the north-eastern part of the North Island with those located on the south-western part of the South Island and *vice versa*. Another important feature is that as aforementioned, the c.c. does not decrease at the same rate in all directions. The c.c. decreases rapidly from west to east becomes positive (negative) between stations on the west coast of the South Island, and negative (positive) for those in the east coast on both islands. This pattern is induced by the interaction of the weather types with the orography (Kidson 2000; Salinger and Mullan 1999).

The presented results demonstrate the large variability of the rainfall regime in New Zealand, either at the spatial scale and at the temporal scale. New Zealand can be divided into four main regions in terms of similar temporal behavior of annual totals. This is achieved by Factor analysis with *Varimax* rotation. Roughly, the four factors divide each island into two parts, eastern and western. The four divisions compare well with those of Salinger (1980) and Kidson

(2000). A division reinforced by a comparison of correlation maps of annual rainfall of each station with all others. The maps present a large coherence of each station with its neighboring ones and a rapid decrease and even a negative correlation with more remote stations.

On the spatial scale, differences in annual rainfall totals among stations are primarily caused and reflected by differences in the rain-spell yield (RSY), much less in their duration (RSD) and not at all in their number (NRS).

On the temporal scale, differences between wet and dry conditions in each station, are due in most stations to differences in the rain-spell yield (RSY), while in several stations the relative contribution (RC) of rain-spells longer than 3 days is the most important factor.

About 72% of the years were grouped into 5 different clusters, reflecting different spatial distributions. To each cluster the appropriate weather type (Kidson 2000) is attributed.

The driest years in a greater portion of the country prevailed when anticyclones in the Tasman Sea to the west of the North Island are much more frequent. By contrast the wettest years occurred with the occurrence of frequent troughs concurrent with storm tracks in the southern westerlies expanded northward over central and southern New Zealand during negative phases of the SAM (Kidston et al (2009)).

The intra-annual variability is demonstrated by comparing the MSD and the variability around it. A spatial comparison of the MSD reveals that roughly, rainfall on the east coasts tends to occur earlier in comparison with the west coast. The temporal variability around the MSD can be measured by: 1- the range of dates of the MSD in each station in each year and 2- the range of percentages accumulated by the MSD. In both comparison, there are stations with a relatively smaller variability (more certain regime) and others with a larger variability (more uncertain regime).

Acknowledgments

Thanks are due to Mrs. Noga Yoseleevich for preparing the maps.

References

- Griffiths, G. 2011. Drivers of extreme daily rainfalls in New Zealand. *Weather and Climate*, **31**: 24-49.
- Kidson, J.W. 2000. An analysis of New Zealand synoptic types and their use in defining weather regimes. *International Journal of Climatology*, **20**: 299-316.
- Kidson, J.W. and Renwick, J.A. 2002. Patterns of convection in the tropical Pacific and their influence on New Zealand weather. *International Journal of Climatology*, **22**: 151-174.
- Kidston, J., Renwick, J.A. and McGregor, J. 2009. Hemispheric-scale seasonality of the Southern Annular Mode and impacts on the climate of New Zealand. *Journal of Climate*, **22**: 4759-4770. DOI: 10.1175/2009JCLI2640.1
- Marshall, G. J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and re-analyses. *J. Clim.*, **16**: 4134-4143.
- Mol, A. J. and Wratt, D. S. 2017. Diurnal variations in precipitation frequency in New Zealand. *Weather and Climate*, **37**: 2-10.
- Salinger, M.J. 1980. New Zealand Climate: I. Precipitation Patterns. *Monthly Weather Review*, **108**: 1892-1904.
- Salinger, M.J., and Mullan, A.B. 1999. New Zealand Climate: Temperature and precipitation variations and their links with atmospheric circulation 1930-1994. *International Journal of Climatology* **19**: 1049-1071.
- Troup, A.J. 1965. The 'southern oscillation'. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **91** (390), 490-506. doi.org/10.1002/qj.49709139009

VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE DU BASSIN-VERSANT DE L'OGOOUÉ À LAMBARÉNÉ

MALOBA MAKANGA J.D. (1), MBADINGA IGALY E. (1) et INDJIELEY M. (1)

(1) Laboratoire d'Analyse Spatiale et des Environnements Tropicaux (LANASPET), Département de Géographie, Université Omar Bongo, Libreville, Gabon [malobamakanga@yahoo.fr]

Résumé : *Située au centre-ouest du Gabon, la ville de Lambaréné est affectée fréquemment par des inondations qui se relèvent en termes de dommages matériels, économiques et sanitaires. Cette contribution scientifique présente les résultats préliminaires d'une étude plus vaste portant sur les risques d'inondation dans le bassin de l'Ogooué à Lambaréné. L'analyse des débits (1959-1989), des hauteurs d'eau (2000-2010) et des précipitations communes aux deux intervalles montre que la période la plus favorable aux inondations correspond, entre autres, aux mois d'octobre et novembre qui recueillent d'abondantes précipitations à l'origine des principaux pics hydrologiques de novembre-décembre. De manière générale, on note une évolution en phase entre les anomalies pluviométriques positives, les débits et hauteurs d'eau susceptibles d'engendrer des débordements des eaux de l'Ogooué.*

Mots clés: *Gabon, précipitations, débits, hauteur d'eau, variabilité*

Summary: *Located in the center-west of Gabon, the city of Lambaréné is frequently affected by floods that are recovering in terms of material, economic and sanitary damage. This scientific contribution presents the preliminary results of a larger study on the risks of flooding in the Ogooué basin in Lambaréné. The analysis of the flows (1959-1989), water levels (2000-2010) and rainfall common to both intervals shows that the most favorable period for floods corresponds, among others, to the months of October and November which collect abundant precipitation at the origin of the main hydrological peaks of November-December. In general, there is an evolution in phase between the pluviometric positive anomalies, flows and water heights likely to cause overflows of the waters of the Ogooué.*

Keywords: *Gabon, rainfall, flow, water level, variability.*

Introduction

L'un des paradigmes de la géographie a pour objet d'expliquer l'organisation et le fonctionnement naturel du milieu au sein duquel l'homme est un agent parmi d'autres (Bessat, 2003). La fréquence d'occurrences des manifestations météorologiques extrêmes très peu étudiée au Gabon a pourtant fait l'objet de plusieurs études sur le continent notamment sous le prisme de la vulnérabilité des populations face aux inondations. Au Gabon le risque majeur est clairement lié à l'éventualité des précipitations anormalement fortes pendant les saisons pluvieuses (Loubamono et Faugères, 1993). La ville de Lambaréné située dans le bassin versant de l'Ogooué, dont les précipitations moyennes annuelles oscillent autour de 2000 mm/an, est affectée fréquemment par des inondations qui se relèvent en termes de dommages matériels, économiques et sanitaires. Or, l'analyse des précipitations constitue un facteur clé pour comprendre la dynamique des écoulements en rivière et la fréquence des inondations assujettie aux conditions du régime hydrologique (Saint-Laurent et Hähni, 2008). Ainsi, plusieurs auteurs (Sow, 2007) ont montré que le régime hydrologique est la réponse d'un bassin-versant aux facteurs physiques stables, aux aléas climatiques et aux facteurs anthropiques.

Cette contribution à l'analyse la variabilité hydro-climatique met en exergue les résultats préliminaires d'une étude plus vaste portant sur les risques d'inondation dans le bassin de l'Ogooué à Lambaréné, dont le but est de réduire la vulnérabilité et renforcer les capacités d'adaptation des populations exposées. Ce travail se propose, à terme, de vérifier, si la

composante majeure du risque d'inondations à Lambaréné résiderait dans l'aggravation de la vulnérabilité, c'est-à-dire l'occupation et l'aménagement du sol ou dans l'augmentation de l'aléa à savoir les pluies. Mais l'orientation des études en hydro-climatologie en Afrique centrale occidentale est souvent conditionnée par la disponibilité des données.

1. Les principaux caractères de la pluviométrie et de l'hydrologie dans le bassin de l'Ogooué à Lambaréné

1.1 A propos de la disponibilité des données pluviométriques et des carences des données hydrologiques

C'est à l'aéroport de Lambaréné que se localise l'unique station météorologique du bassin versant de l'Ogooué (figure 1a) dont les données pluviométriques de 1951 à 2015 sont disponibles au Laboratoire d'Analyses Spatiales et des Environnements Tropicaux (LANASPET). Au Gabon, le réseau hydrométrique implanté par l'ORSTOM n'existe plus. D'ailleurs, en Afrique de l'Ouest et Centrale, Paturel et *al.*, (1997) ont constaté que l'information débitométrique était moins dense que l'information pluviométrique, tant dans l'espace que dans le temps. Cette étude utilise les hauteurs journalières d'eau et les débits mensuels de l'Ogooué obtenus respectivement au Centre Communautaire de Pêche artisanale (figure 1a) de Lambaréné (CCPAL) et à la Direction Générale de l'Hydrologie (Ministère des Mines, Libreville). A Lambaréné, le bassin de l'Ogooué atteint une superficie de 203 500 km². Si les données pluviométriques de Lambaréné couvrent plus d'une cinquantaine d'années, les périodes d'étude de ce travail sont conditionnées par la longueur des séries hydrométriques exploitables.

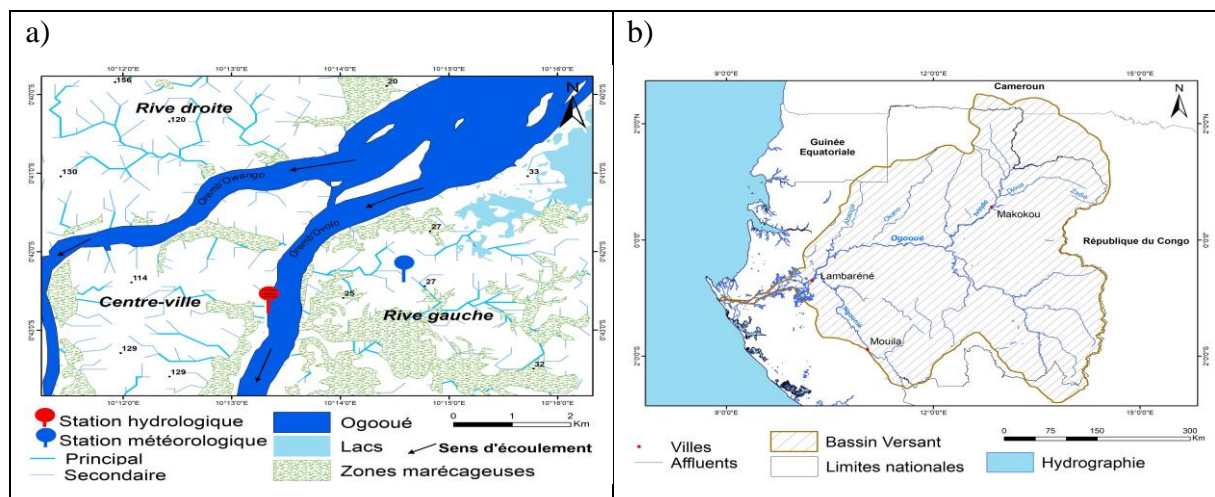


Figure 1. Bassin versant de l'Ogooué et stations hydrologique et météorologique à Lambaréné (a) et bassin versant de l'Ogooué et ses principaux affluents (b).

Ainsi, en raison de l'absence d'une longue série de données hydrologiques prenant en compte, par exemple, les débits de 1990 à nos jours, le régime hydrologique de l'Ogooué à Lambaréné a été mis en évidence à partir des coefficients mensuels de débits (1959-1989) et des hauteurs d'eau (2000-2010). Rappelons que le coefficient mensuel de débit (CMD) est le rapport entre le débit d'un mois considéré et le douzième du débit annuel moyen. Il est calculé comme suit :

$$C_m = \frac{\text{Débit d'un mois}}{\text{Douzième du débit annuel moyen}}$$

Le CMD permet de définir les périodes de hautes eaux et les périodes de basses eaux. Selon la classification de Pardé (1968), un CMD supérieur ou égal 1 correspond à une période de hautes eaux et un CMD inférieur à 1 est assimilé à une période de basses eaux (Faye *et al.*, 2015). Afin de faciliter la comparaison entre les régimes hydrologique et pluviométrique, la même technique a été appliquée pour le calcul des coefficients mensuel de précipitations (CMP). Précisons que la comparaison entre la distribution des débits moyens mensuels et des hauteurs d'eau a pour but de vérifier si ces données anciennes (1959-1989), illustrent un comportement hydrologique différent de celui des données plus récentes (2000-2010).

Il ressort de cette approche que les courbes illustrant la repartition moyenne des hauteurs d'eau et des débits mensuels de l'Ogooué sont presque en tous points semblables (figure 2 a). On n'observe par exemple que la séquence mars-mai correspond sur les deux courbes à une période des hautes eaux mais de moindre importance que le maximum hydrologique enregistré entre novembre et décembre. En revanche, les périodes janvier-février et surtout juin-septembre correspondent sur les deux courbes aux basses eaux dans le bassin versant de l'Ogooué à Lambaréné.

L'analyse des données hydrologiques permet du fait de la similitude de l'évolution des deux paramètres (débits et hauteurs d'eau) de justifier l'emploi de l'une ou l'autre série dans une étude comparée avec les précipitations pour mieux cerner les périodes dont le risque d'inondation est le plus important à Lambaréné. Mais à l'échelle moyenne mensuelle comment évoluent ces deux variables ?

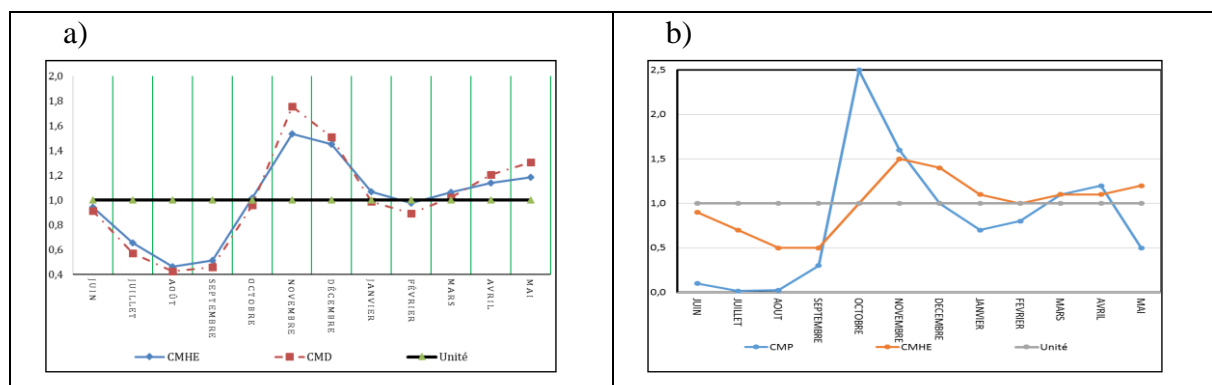


Figure 2. Variations des coefficients mensuels des hauteurs d'eau (CMHE) (2000-2010) et de débits (CMD) (1959-1989) de l'Ogooué (a) et des coefficients mensuels de précipitations (CMP) et des hauteurs d'eau (CMHE) pour la période commune (2000-2010) (b) à Lambaréné.

1.2 Régimes hydrométrique et pluviométrique

De 2000 à 2010, la période mars-avril est très arrosée (coefficients mensuels de précipitations supérieurs à l'unité). Ainsi, l'accumulation des eaux dans le bassin de l'Ogooué à Lambaréné se traduit par une augmentation continue de coefficients mensuels de débits de mars (1.1) à mai (1.2) (figure 2 b). Signalons aussi le décalage entre les pics pluviométrique (avril) et hydrologique (mai).

De même, les coefficients mensuels des précipitations d'octobre (2.5) et de novembre (1.6) largement supérieurs à l'unité correspondent aux maximum pluviométrique de la saison septembre-novembre. Ces fortes précipitations contribuent à une remontée conséquente des hauteurs d'eau de l'Ogooué dont le pic s'observe en novembre (figure 2 b).

L'analyse des régimes pluviométrique et débimétrique (1959-1989) conduit à des résultats similaires en montrant notamment que les pluies continues de mars-avril impactent les débits d'avril et mai dont le débordement peut occasionner des inondations. De même, les fortes pluies d'octobre et de novembre qui conditionnent les maximums hydrologiques de novembre et

décembre peuvent être à l'origine des inondations dans le bassin de l'Ogooué à Lambaréné. Ce sont donc ces périodes qui ont la plus forte probabilité d'enregistrer des inondations à Lambaréné. Mais à l'échelle annuelle comment évoluent ces différentes variables hydro-climatiques ?

2. Variations interannuelles des pluies, des hauteurs d'eau de l'eau et des débits

La gamme de variabilité climatique, allant de l'échelle intra-saisonnière (supérieure à 10 jours) aux échelles décennale et pluri-décennale, impacte les écosystèmes et les activités humaines, particulièrement sur le continent africain où la dépendance des sociétés aux aléas naturels, en premier lieu pluviométriques, est la plus forte (Fontaine et *al.*, 2012). Dans la présente étude, l'analyse de la variabilité des données pluviométriques et hydrologique s'est faite à l'aide de la méthode des indices ou des anomalies centrées réduites (Zakari et *al.*, 2015), qui a permis d'identifier les années excédentaires et déficitaires selon la formule :

$$A_s = \frac{(X_i - \bar{X})}{\sigma}$$

où A_s = anomalie centrée réduite ; X_i = la valeur de l'observation ; \bar{X} et σ représentent respectivement la moyenne et l'écart type de la série considérée.

A Lambaréné la moyenne mobile des précipitations (1959-2010) affiche de faibles écarts des excédents ou déficits par rapport à la moyenne traduisant ainsi une faible variabilité à l'échelle annuelle. Dans le détail, la figure 3 montre une évolution en dents de scie qui se traduit malgré tout par une légère tendance à la hausse des précipitations entre 1959 et 2010 non significative (test de tendance de Mann-kendall).

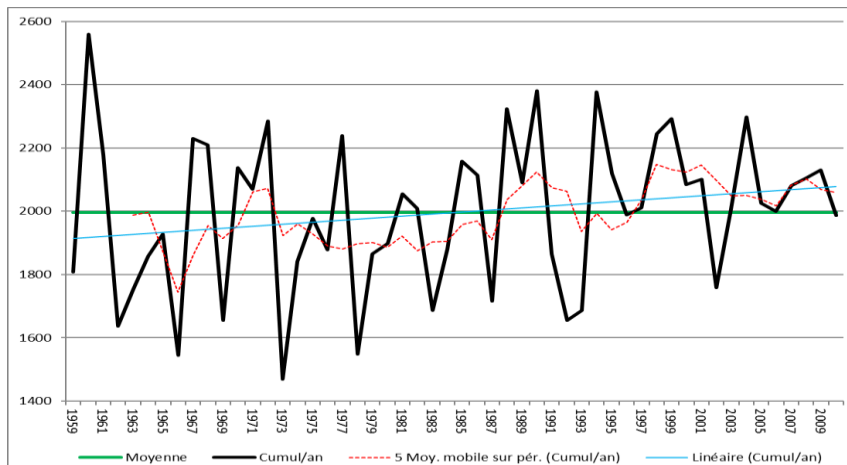


Figure 3. Variation des précipitations annuelles à Lambaréné (1951-2010). Précipitations (mm) en ordonnées et années en abscisses.

Signalons que les déficits pluviométriques particulièrement importants enregistrés entre 2005 et 2007 dans le sous-région (Asefi-Najafabady et Saatchi, 2013) ont aussi, dans une moindre mesure, affecté la région de Lambaréné. Mais la figure 3 montre aussi que les précipitations annuelles des années 1980, 1982 et 1988, à l'origine des inondations majeures (Buisson, 1988 ; Loubamono et Faugères, 1993 ; Maloba Makanga, 2017) ne sont pas les plus abondantes de la période 1951-2010. En effet, les maximas pluviométriques s'observent à Lambaréné en 1960 (2560 mm) et 1990 (2381 mm). De même, les années 1973 (1450 mm) et 1966 (1540 mm) sont les moins arrosées. Toutefois, nous ne disposons d'aucune information sur l'impact (inondations ?) de ces fortes précipitations (1960 et 1990) sur les débits de l'Ogooué (crues torrentielles ou lente ?) à Lambaréné. En revanche, à partir des données

disponibles sur les périodes communes aux précipitations et aux hauteurs d'eau (2000-2010) mais aussi aux précipitations et aux modules (1959-1989), nous pouvons analyser l'évolution comparée de ces différents paramètres. Ainsi, la figure 4 met en évidence une variation synchrone des anomalies de précipitations et des hauteurs d'eau (2000, 2004, 2007-2009). Une analyse approfondie de la série chronologique (pluviométrie et débitimétrie) la plus longue (1959-1989) révèle que six (6) années (1960, 1961, 1970, 1977, 1988 et 1989) sur 31 (soit près de 20%) ont connu des excédents pluviométriques et débitimétriques de manière concomitante. De même, six (6) années pluviométriques déficitaires ont induit des anomalies négatives de débits (1973, 1974, 1978, 1979, 1983, 1987).

L'analyse montre aussi que des anomalies négatives des modules de l'Ogooué s'observent neuf (9) années (1959, 1967, 1968, 1971, 1972, 1981, 1982, 1985 et 1986) sur 31 (soit 29%) alors que des anomalies positives de précipitations se sont produites à Lambaréné. On est en droit de se demander quel est le seuil dans cette portion du bassin versant de l'Ogooué au-delà duquel une anomalie positive de précipitations provoque inexorablement des inondations ?

Spécifions aussi le paradoxe qui existe certaines années entre les anomalies positives de modules de l'Ogooué et les précipitations anormalement négatives recueillies à Lambaréné (cf. les années 1962 et 1966). Ce constat ne saurait être étayé sans la prise en compte de l'impact des deux principaux affluents de l'Ogooué (L'Ivindo et la Ngounié situés en amont) dans les variations des débits de l'Ogooué à Lambaréné (figure 1 b).

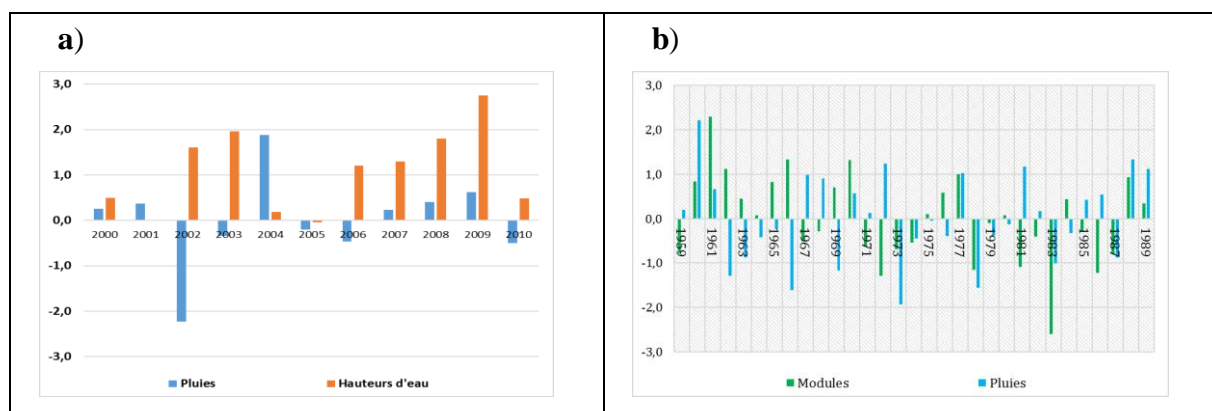


Figure 4. Evolution interannuelle des précipitations et des hauteurs d'eau (2000-2010) (a) et des précipitations et modules (1959-1989) (b) de l'Ogooué à Lambaréné.

Conclusion

Rappelons que l'Afrique centrale est l'une des régions les moins étudiée au monde. Son climat est perçu comme relativement uniforme avec de faibles gradients de précipitations (Verhegghen et al., 2012). La présente étude montre que malgré le caractère disparate des variables hydrométriques utilisées [débits (1959-1989) et hauteurs d'eau (2000-2010)], leurs courbes illustrent une répartition moyenne des hauteurs d'eau et des débits mensuels de l'Ogooué presque en tous points semblables (comparables). La similitude de l'évolution des deux paramètres semble traduire une certaine stabilité de la répartition de la pluviométrie. Dans le détail, la séquence mars-mai correspond à une période de hautes eaux moins importante que celle de novembre-décembre. Ces maxima hydrologiques susceptibles d'engendrer des débordements de l'Ogooué dans la ville de Lambaréné sont en général précédés des fortes précipitations dans la région de Lambaréné. On constate aussi que sur la période 1959-2010, la moyenne mobile présente une alternance d'anomalies pluviométriques positives et négatives avec de faibles écarts par rapport à la moyenne. Ces résultats sont conformes à ceux de l'étude publiée récemment par Nicholson et al. (2018).

Il nous a été également donné d'observer que les inondations majeures des années quatre-vingt ne correspondent pas aux années les plus arrosées de la période 1959-2010. La compréhension de l'occurrence et de l'intensité des inondations passe non seulement par une analyse hydro-climatique aux échelles plus fines (intra-saisonnière) mais aussi par la prise en compte du rôle des deux principaux affluents (la Ngounié et l'Ivindo) situés en amont du bassin versant de l'Ogooué à Lambaréné. D'ailleurs, à propos du bassin versant de l'Ogooué Mahé et *al.* (1990) affirment que les causes de la modification durable du régime des pluies au Gabon et des débits de l'Ogooué ne peuvent être appréhendées sans une approche globale, à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, qu'on peut aborder par une analyse de l'évolution de certains paramètres environnementaux durant les dernières décennies.

Bibliographie

- Asefi-Najafabady, S., Saatchi, S., 2013. Response of African humid tropical forests to recent rainfall anomalies. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B Biol. Sci.* **368**, <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2012.0306>.
- Bessat F., 2003. Risque, environnement et société : le cas du réchauffement climatique. In « *Questions de Géographie, les risques* ». Paris, Editions du Temps, 222-237.
- Buisson A., 1988. Tendances climatiques pour l'évaluation de la pluviométrie durant la saison des pluies de l'Afrique sud-saharienne en 1988. *Veille Climatique Satellitaire*, **24**, 43-51.
- Faye C., Diop E.H. S., Mbaye I., 2015. Impacts des changements de climat et des aménagements sur les ressources en eau du fleuve Sénégal : caractérisation et évolution des régimes hydrologiques de sous-bassins versants naturels et aménagés. *Belgeo* [En ligne], **4**, URL : <http://belgeo.revues.org/17242>
- Fontaine B., Roucou P., Camara M., Vigaud N., Konaré A., Sanda S.I., Diedhiou A., Janicot S., 2012. Variabilité pluviométrique, changement climatique et régionalisation en région de mousson africaine. *La Météorologie – Spécial AMMA*, 41-48.
- Loubamono S., Faugères L., 1993. Risques naturels en Afrique équatoriale. L'exemple du Gabon (Natural Hazards in Equatorial Africa. Gabon case). *Bulletin de l'Association de géographes français*. 70^e année, **2**, 114-128.
- Mahé G., Lérique J., Olivry J.-C., 1990. Le fleuve Ogooué au Gabon. Reconstitution des débits manquants et mise en évidence de variations climatiques à l'équateur. *Hydrologie Continentale*. **5**(2), 105-124.
- Maloba Makanga J. D. 2017. La problématique des catastrophes climatiques au Gabon : le cas des inondations de la ville de Port-Gentil. *Revue Semestrielle de l'IRSH*, n°**19**, 39-67.
- Nicholson S. E., Funk C., FinK A. H., 2018. Rainfall over the African continent from the 19th through the 21st century. *Global and Planetary Change*, **165** 114–127.
- Pardé M., 1968. *Fleuves et rivières*, Paris, A. Colin, 245 p.
- Paturol J.E., Servat E., Kouame B., Lubes H., Fritsch J.M., Masson J.M., 1997: Manifestations d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty. IAHS Publ. **240**, 21-30.
- Saint-Laurent D., Hähni M., 2008. Crues et inondations majeures des villes de l'Estric : variations climatiques et modifications anthropiques (Québec, Canada), *Environnement Urbain/Urban Environment* [En ligne], Volume **2**, URL : <http://eue.revue.org/880>.
- Sow A. A., 2007. L'hydrologie du Sud-est du Sénégal et de ses confins guinéo-maliens : les bassins de la Gambie et de la Falémé, Thèse doctorat d'Etat ès lettres et sciences humaines, UCAD, FLSH, Département de Géographie, 1232 p.
- Verhegghen A., Mayaux P., de Wasseige C., Defourny P., 2012. Mapping Congo Basin vegetation types from 300 m and 1 km multi-sensor time series for carbon stocks and forest areas estimation. *Biogeosciences*, **9**, 5061-5079.
- Zakari S., Tente B.A.H, Yabi I., Toko Imorou I., 2015. Evolution hydroclimatique, perceptions et adaptation des agroéleveurs dans l'extrême nord du Bénin (Afrique de l'Ouest), *Actes du 28ème colloque de l'AIC*, Liège, 399-405.



5

**CLIMATOLOGIE URBAIN &
POLLUTION**

URBAN CLIMATOLOGY & POLLUTION

IDENTIFICATION DES ÎLOTS DE CHALEUR URBAINS DANS LA ZONE URBAINE D'ERECHIM, RIO GRANDE DO SUL, BRÉSIL

AGNOLIN E. (1) et MURARA P. (2)

(1) Étudiant de géographie, Universidade Federal da Fronteira Sul, Brésil, eduardagnolin@gmail.com

(2) Professeur de géographie, Universidade Federal da Fronteira Sul, Brésil, pmurara@gmail.com

Résumé : L'article identifie le phénomène des îlots de chaleur urbains dans l'agglomération d'Erechim, dans l'état de Rio Grande do Sul, situé dans la région sud du Brésil. L'étude porte sur l'identification des îlots de chaleur en surface, par télédétection, et présente les procédures liées à la collecte, l'analyse et au traitement d'images satellitaires, l'élaboration de cartes et les calculs des indices. Les îlots de chaleur ont été identifiés en été et en hiver, ils sont caractérisés par des écarts thermiques variant entre 10°C et 12°C. Les saisons du printemps et d'automne ont présenté des valeurs plus élevées, avec des écarts thermiques entre 14°C à 20°C. Il est important de souligner que la zone urbaine s'est développée au cours des dernières décennies et elle présente à la fois des portions densément construites et urbanisées, avec de petites industries, ainsi que des zones caractérisées par des terrains vagues, des sols exposés, des zones forestières et des zones denses recouvertes de végétation.

Mots clés: température de surface ; télédétection ; dynamique atmosphérique ; îlot de chaleur urbain ; utilisation du sol.

Summary: The article identifies the phenomenon of heat island in the Erechim agglomeration, in the state of Rio Grande do Sul, located in the southern region of Brazil. The study focuses on the identification of surface heat islands and presents procedures related to the collection, analysis and processing of satellite images, map development and index calculations. The islands of heat have been identified in summer and winter, they are characterized by thermal differences ranging between 10 °C and 12 °C. The spring and autumn seasons showed higher values, with thermal values between 14°C and 20°C. It is important to underline that the urban area has developed over the last decades and it presents both densely built and urbanized portions, with small industries, as well as areas characterized by vacant lots, exposed soils, forest areas and dense areas covered with vegetation.

Keywords: surface temperature, remote sensing, atmospheric dynamic, urban heat island, land use.

Introduction

Une des conséquences du capitalisme industriel au XIX^e siècle est le processus d'urbanisation qui correspond à une plus grande concentration de personnes dans les zones urbaines, ainsi que par le remplacement des zones naturelles, de la végétation indigène par plusieurs matériaux de construction qui impliquent notamment une imperméabilisation du sol, la modification des espaces en fonction des différentes activités et des besoins humains. Ces modifications et la production de l'espace urbain entraînent une modification du bilan radiatif, ce qui entraîne une augmentation des températures locales par rapport aux zones environnantes formant les îlots de chaleur urbains ou ICU (Amorim, 2017 ; Oke, 2006).

Selon la littérature (Amorim, 2017 ; Oke, 2006), il existe trois types d'ICU : ceux de surface (mis en évidence à l'aide de la télédétection), ceux de basse atmosphère (diagnostiqués au moyen de transects et de stations météorologiques), ceux de haute atmosphère (au-dessus des bâtiments, c'est-à-dire où l'influence de la ville se termine en altitude).

Des études basées sur l'identification d'ICU ont été réalisées à l'aide de transects mobiles (Dubreuil *et al.*, 2010 ; Amorim, 2000), ainsi que par l'utilisation de stations de collecte de données (Amorim, 2000). Ces relevés ponctuels reflètent en partie la réalité mais impliquent souvent une interpolation vers d'autres zones où les données sont insuffisantes. L'utilisation de la télédétection pour l'identification des ICU offre la possibilité d'obtenir une information

spatialement plus complète sur la température de surface en comparaison avec les autres modes d'acquisition des données (mesures stationnelles ou par transects).

Des études portant sur les données et les techniques de télédétection orbitale et suborbitale se trouvent dans des ouvrages tels que Jesen (2009) et Florenzano (2007), qui utilisent des informations sur l'utilisation et la couverture des sols et qui présentent le confort thermique et l'étalement urbain. Dans le sud du Brésil, les travaux de Coelho et Correa (2013) indiquent que des intervalles de températures de surface en hiver peuvent atteindre 5,9°C entre zones urbanisées et zones agricoles. Autre exemple, Nascimento et Barros (2009) ont utilisé la télédétection pour identifier et analyser les ICU à Goiânia (État de Goiás, Brésil), une ville au climat tropical, et ils ont mesuré des amplitudes thermiques de près de 10°C. Teza et Baptist (2005) ont identifié des ICU dans la zone tropicale de la métropole brésilienne de Rio de Janeiro (automne), São Paulo (été) et Belo Horizonte (automne), avec des écarts thermiques respectivement de 13°C, de 16°C et de 11°C. Corrêa, Corrêa et Andrade (2012) dans leur étude portant sur l'analyse de la température de surface pour la zone urbaine de la ville de Santarém, État de Pará, dans la zone équatoriale, ont obtenu des résultats montrant pour la période hivernale, une amplitude thermique de 10,5°C. Enfin, Prina et Trentin (2016) ont analysé la corrélation entre l'utilisation des sols et la cartographie de la température de surface à l'aide d'images satellitaires (Landsat) pour la ville de Jaguari, dans l'État de Rio Grande do Sul, une zone subtropicale du Brésil, pendant la période estivale : ils ont mesuré une amplitude thermique de 14,1°C, avec un maximum de 34,8°C et un minimum de 20,7°C.

Afin de contribuer aux études d'identification des ICU au Brésil, nous avons sélectionné la zone urbaine de la ville d'Erechim, d'une superficie d'environ 430 km², située dans l'État de Rio Grande do Sul, dans le sud du Brésil (figure 1), qui est caractérisée par un climat de type subtropical dans lequel agissent des systèmes atmosphériques d'origine équatoriale, tropicale et polaire (atlantique et pacifique).

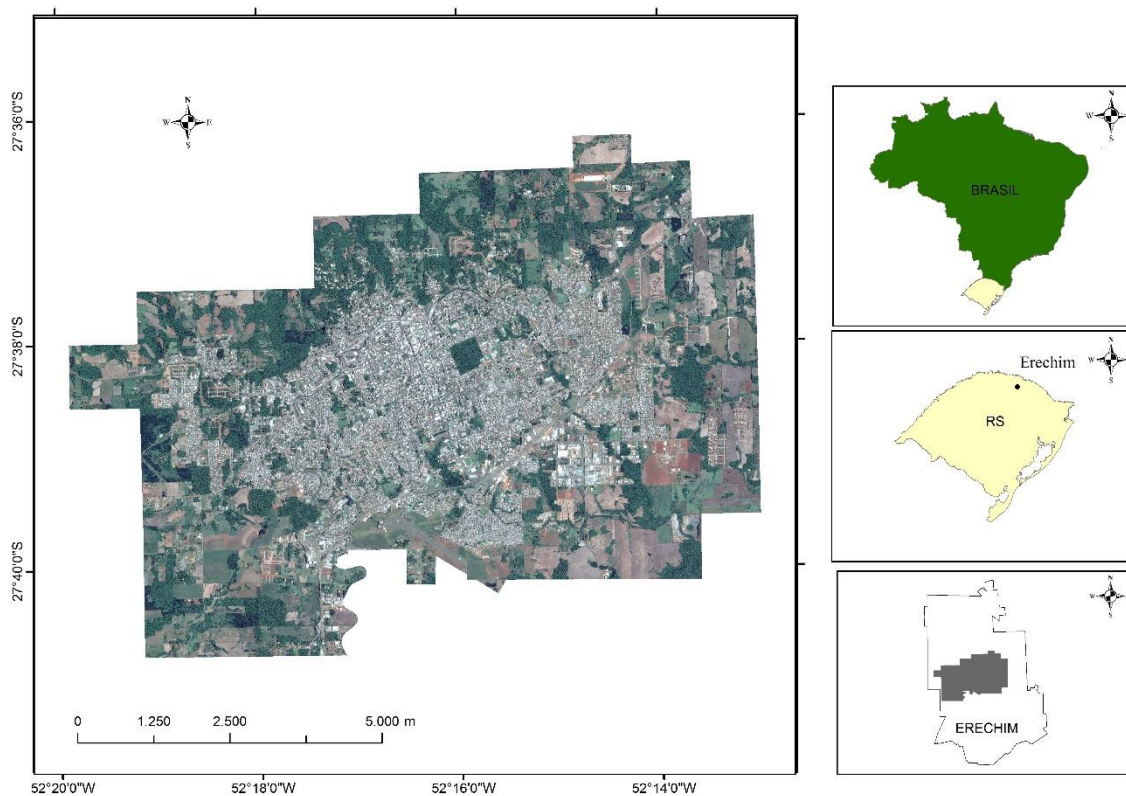


Figure 1. Périmètre urbain, ville d'Erechim, Brésil. Source: USGS, 2018.

Nous avons souhaité développer le travail fait précédemment sur les grandes villes sur une petite ville ici (un peu plus de 100 000 habitants) où les recherches sur les ICU sont rares. La présente étude vise à identifier l'existence du phénomène des ICU dans la zone urbaine de la ville d'Erechim, Rio Grande do Sul, au Brésil.

1. Matériel et Méthodes

Des images satellites provenant de US Land (United States Geological Survey - USGS) du satellite Landsat 8, qui capture des images dans une plage de 16 jours pour la zone d'étude. Nous avons utilisé la bande 10 (infrarouge thermique), en référence au capteur TIRS (Thermal Infrared Sensor), et nous avons sélectionné les images n'ayant aucune couverture nuageuse. Toutes les images satellitaires proviennent de la période du matin, du fait que le satellite passe le matin dans la zone d'étude. La résolution spatiale des pixels est de 15 m.

Pour les traitements des images, le logiciel ArcGIS a été utilisé pour les étapes méthodologiques (Prina et Trentin, 2016) les suivantes :

- I. Conversion du référentiel de données pour SIRGAS 2000 en coordonnées UTM (Fuseau 22 S) ;
- II. Transformation des données de la bande 10, conversion des niveaux numériques de l'image en données de réflectance, à l'aide de l'équation suivante: $E\lambda = K\rho * Zc\alpha + H\rho$. Les données de réflectance spectrale du capteur d'ouverture, $K\rho$ servent de facteur multiplicatif pour redimensionner la bande 10 (0,00033420), $Zc\alpha$ correspond aux valeurs de niveaux numériques de la bande, c'est-à-dire qu'il s'agit de l'entrée de la bande elle-même dans le calcul et, enfin, $H\rho$ qui est le facteur de mise à l'échelle additive spécifique à la bande 10 (0,100000).
- III. Conversion de ces données en température de surface en Kelvin :

$$T = \frac{E_2}{\ln \left(\frac{E_1}{B} + 1 \right)}$$

où T est la température de surface en Kelvin (K), E_2 est une constante d'étalonnage du capteur (1321,08), E_1 est une autre constante d'étalonnage (774,89), et, B est la radiance spectrale des données.

- IV. Conversion de la température de surface, de Kelvin en degrés Celsius: $T (^{\circ}\text{C}) = T (\text{K}) - 273,15$.

2. Résultats et discussion

Il est important de souligner que la zone urbaine s'est étendue au cours des dernières décennies, présentant à la fois des portions densément construites et urbanisées, avec de petites industries présentes, ainsi que des zones caractérisées par des terrains vagues, des sols nus, des zones forestières partielles et des zones de végétation dense. Par conséquent, la zone d'étude présente une diversité d'occupation et d'utilisation du sol et, pour cette raison, des amplitudes et des ICU qui varient dans le temps et dans l'espace comme en témoignent nos résultats.

Des cartes thermiques ont été organisées pour chaque saison de l'année afin d'identifier leurs différentes amplitudes en fonction de la saisonnalité au-delà de l'apparition d'îlots de chaleur. Il est important de souligner que le présent travail ne porte que sur une date pour chaque saison de l'année.

Pour la saison d'automne (figure 2), l'image du 13/06/2017 a été utilisée. La température maximale de surface observée était de 18°C et le minimum était de 4°C ce qui représente une amplitude de près de 14°C, ces résultats sont proches de ceux trouvés par Teza et Baptist (2005), bien que l'amplitude pour Erechim soit légèrement plus élevée. Pour cette date en automne, dans la partie sud et la partie ouest de la ville, l'ICU est mieux identifié que dans le reste de la région, probablement puisqu'il s'agit des parties les plus basses (altimétriques) de la zone urbaine.

Pour la date hivernale choisie (figure 2), le 15/08/2017, il y avait l'identification d'îlots de chaleur dans la partie ouest, avec une amplitude de 10°C (maximum 14°C et minimum de 4°C), ce qui est supérieur aux résultats de Coelho et Correa (2013) mais du même ordre de grandeur que ce qui avait été détecté par Corrêa, Corrêa et Andrade (2012). Prina et Trentin (2016) ont mesuré une amplitude thermique de 14,1°C pour la zone subtropicale (même zone qu'Erechim). Il a été observé que, comme il s'agissait d'une zone d'extension urbaine et de zones agricoles, le sol nu entraîne des valeurs de température de surface plus élevées, le jour.

Pour les deux dates en automne et en hiver, la zone d'étude était sous l'influence de masse polaire atlantique, ce qui entraîne une diminution de la température (plus intense en hiver) et, par conséquent, une amplitude inférieure dans l'identification des ICU.

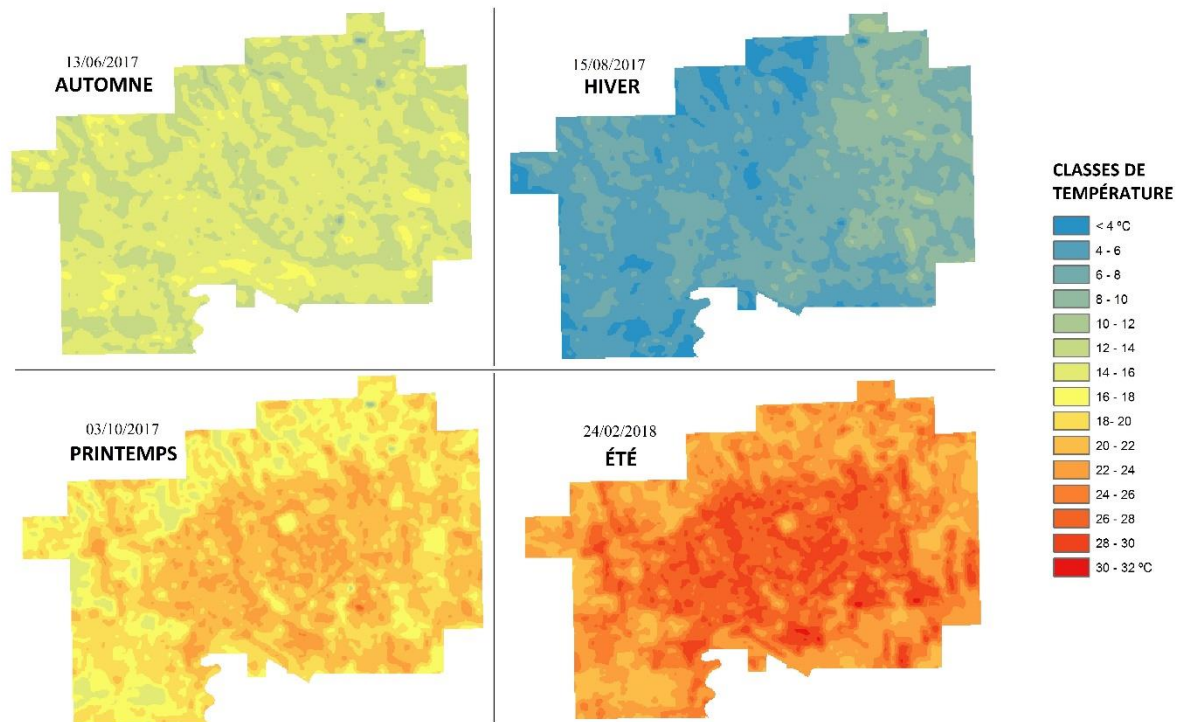


Figure 2. Identification des températures de surface, pour 4 dates, dans l'agglomération d'Erechim, Brésil. Préparé: Par les auteurs.

Au printemps, nous avons constaté que les sols nus des nouveaux lotissements et des zones vertes connaissent des températures de surface assez basses, en revanche il y avait une des températures élevées pour les endroits où il y avait des surfaces minéralisées (routes et rues). L'épisode d'ICU le plus marqué que nous ayons observé avait une amplitude thermique de 20°C et il s'est produit le 03/10/2017 (figure 2; maximum : 26°C, minimum : 6°C).

Ce résultat est principalement le résultat du système pré-frontal qui affecte la zone d'étude et qui est associé aux courants-jets de basse altitude qui apportent la chaleur et l'humidité du nord du pays, entraînant une situation de températures élevées et d'humidité dans la région sud.

Nous avons identifié un pixel avec une température de surface de 22°C : il s'agissait d'une enveloppe métallique de hangar réfrigéré pour volailles (poulets) qui compte sur la présence de la climatisation pour refroidir l'intérieur du hangar. Autrement les températures de surface les plus élevées (26°C) enregistrées correspondent à des zones sans verdure et à des surfaces grandement minéralisées.

Durant un épisode estival (figure 2), représenté par l'image du 24/02/2018, la température de surface maximale enregistrée était de 31°C et le minimum de 19°C, ce qui donne une amplitude thermique de 12°C. Rappelons que c'est une zone subtropicale, ce qui explique que cette valeur soit inférieure à celle trouvée Teza et Baptist (2005) pour la zone tropicale. Le réseau urbain est parsemé d'interférences thermiques qui sont causées par la présence de zones végétalisées où l'on enregistre des températures de surface plus basses.

Les principales caractéristiques thermiques (magnitudes et amplitudes) des saisons enregistrées pour Erechim sont en accord avec les recherches déjà effectuées au Brésil utilisant la même méthodologie.

Tableau 1. Amplitudes thermiques des magnitudes, pour 4 dates, pour Erechim.

Saison	Magnitudes (en °C)	Amplitudes thermiques (en °C)
13/06/2017	4 à 18	14
15/08/2017	4 à 14	10
03/10/2017	4 à 24	20
24/02/2018	19 à 31	12

Conclusions

Après l'application de diverses méthodes et l'analyse des résultats, il est possible de souligner la possibilité des outils de télédétection pour la détection des ICU de surface. L'utilisation d'images satellites Landsat 8 était d'une grande importance pour le développement complet des routines méthodologiques de ce travail, même si les données cartographiées représentent ici un moment précis, en l'occurrence, au moment de la date spécifiée de collecte des images. La cartographie de la température de surface est importante pour vérifier que les activités anthropiques influencent la modification de la température locale, provoquant ainsi l'apparition des ICU, provoquant des disparités de sensations thermiques.

Nous devons prendre en compte le fait que l'être humain est un être qui transforme son environnement, il est donc d'une importance fondamentale d'étudier et de chercher des informations sur les interactions sociales et naturelles qui sous-tendent ce travail.

Ainsi, cette étude a montré que la ville d'Erechim présente une température de surface qui caractérise la formation d'îlots de chaleur et d'îlots de fraîcheur. Cependant, elle a soulevé des questions sur la possibilité d'approfondir l'analyse des îlots de fraîcheur de la zone urbaine. De cette manière, les performances des systèmes polaires et des fronts froids peuvent représenter des zones d'inconfort thermique dû au froid dans une zone subtropicale telle que la zone urbaine d'Erechim.

Bibliographie

- Amorim M.C.C.T., 2000. O clima urbano de Presidente Prudente/SP. Tese (Doutorado em Geografia). São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo/Brasil, 434p.
- Amorim M.C.C.T., 2017. Detecção remota de ilhas de calor superficiais: exemplos de cidades de porte médio e pequeno do ambiente tropical, Brasil. São Paulo, *Finistra*, **52**, 22p.
- Coelho A. L. N., Correa W. S. C., 2013. Temperatura de Superfície Celsius do Sensor TIRS/Landsat 8: metodologia e aplicações. *Revista Geográfica Acadêmica*, **7**, 1, 31-45, 2013.
- Corrêa P. B., Corrêa J. A. J., Andrade S. C. de P., 2012. Análise da temperatura de superfície da área urbana de Santarém através de imagens termais do Landsat 5. *Revista Geonorte*, Edição Especial, **2**, 8p.
- Dubreuil V., Delahaye C., Le Strat A., 2010. Changements d'occupation du sol et leurs impacts climatiques au Mato Grosso, Brésil. *Confins*, **10**, 20p.
- Florenzano T. G., 2007. *Iniciação em Sensoriamento Remoto: Imagens de satélites para estudos ambientais*. 2ª Ed. São Paulo: Oficina de Textos, 97 p.
- Jensen J.R., 2009. *Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*, Ed. Parêntese, São José dos Campos, SP, 598p.
- Nascimento D.T.F., Barros J.R., 2009. Identificação de ilhas de calor por meio do sensoriamento remoto: estudo do caso do município de Goiânia – GO/2001. *Boletim Goiano de Geografia*. V.**29**, n.1, p. 119-134, jan./jun.
- Prina B.Z., Trentin R., 2016. Análise da temperatura da superfície por meio de imagens LANDSAT 8: Estudo de caso para o município de Jaguari-RS-Brasil. *Revista Formação*, **3**, 9p.
- Teza C.T.V., Baptist G.M.M., 2005. Identificação do fenômeno ilhas urbanas de calor por meio de dados ASTER on demand 08 – Kinetic Temperature (III): metrópoles brasileiras. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril, INPE, 7p.
- USGS. United States Geological Survey (Serviço Geológico Americano). Disponible en ligne: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Consulté le 12 janvier 2018.

LA MEDINA: DISPARITES SPATIALES DES TEMPERATURES DANS LES RUES PENDANT LA SAISON CHAUDE ET IMPACT SUR LE CONFORT THERMIQUE: CAS DE SFAX ET TUNIS

CHARFI S. (1)

(1) Université de Sfax, laboratoire SYFACTE; charfisami_geo@yahoo.fr

Résumé : L'étude de l'influence du tissu urbain sur le microclimat montre, à partir de l'exemple de Tunis, que par type de temps radiatif, les maxima de température sont retardés dans la médina. La densité et la hauteur du bâti créent des zones d'ombre qui tiennent l'environnement plus frais, de 5°C au maximum, que le reste de l'agglomération pendant quelques heures au début de la matinée. A Sfax, les mesures microclimatique ont montré que les rues de la médina les plus exposées au rayonnement solaire sont plus chaudes de 2 à 3.5°C. Les variations dépendent de l'orientation des rues, de la hauteur des bâtiments et du degré de ventilation. Cette dernière permet de gagner plus de 5°C de confort thermique. Les boulevards de la ville moderne, beaucoup plus ensoleillés, pourraient être plus frais et confortables lors du renforcement de la brise que les canyons urbains de la Médina.

Mot clés: Médina, chaleur, confort thermique.

Summary: The study of the influence of the urban fabric on the microclimate shows, from the example of Tunis, that during radiative daytime, the temperature maxima are delayed in the medina. The density and height of buildings create shaded areas that keep the environment cooler, up to 5 °C, than the rest of the agglomeration for a few hours early in the morning. In Sfax, microclimate measurements have shown that the streets of the medina that are most exposed to solar radiation are the hottest, up to 2 to 3.5 °C. The variations depend on the orientation of the streets, the height of the buildings and the degree of ventilation. The latter makes it possible to gain more than 5 °C in terms of thermal comfort. The boulevards of the modern city, being much sunnier, could be cooler and more comfortable than the canyons of the Medina when the breeze picks up.

Keywords: Medina, Heat, thermal confort.

Introduction

Dans un cadre du réchauffement global et de la surchauffe urbaine, les habitants des villes sont désormais exigeants en termes de confort thermique, grâce à une large gamme d'équipements de climatisation. L'utilisation parfois abusive des systèmes de climatisation a accentué le dégagement de la chaleur anthropique et par conséquent les besoins en climatisation des locaux. Ce genre de problèmes touche aussi bien les pays industrialisés que les pays en développement. La situation pourrait s'aggraver davantage dans les pays à longue saison chaude, entre autres en Tunisie, située au sud de la Méditerranée. Les grandes villes de Tunis et Sfax (2.6 et 0.6 millions d'habitants, respectivement) souffrent du phénomène de l'îlot de chaleur urbain, avec des écarts ville-campagne variant entre 7°C et 10°C (Charfi, 2012, Dahech et Ghribi, 2016), ces deux agglomérations possèdent des éléments architecturaux traditionnels adaptés à la chaleur. Cette forme ancestrale d'urbanisation, qui date du 12^{ème} siècle, correspond à la "Médina". L'objectif de cette étude est de montrer, d'abord, les variations spatiales de la température à l'échelle des rue de la Médina et à quel point ce style architectural est susceptible de générer des microclimats frais lors des jours chauds. Puis, de cerner l'effet sur le confort thermique urbain et de comprendre les mécanismes thermiques qui commandent ces disparités.

1. Zone d'étude

Sfax est une agglomération de 600000 habitants. Elle est dans le golfe de Gabès sous un climat semi-aride. La médina occupe le centre ville. Elle s'étale sur 24 hectares, entouré de 2 750 mètres de remparts d'une hauteur de 14 mètres, fut pendant des siècles le lieu de résidence de la population locale (Beltrando et al., 2013).

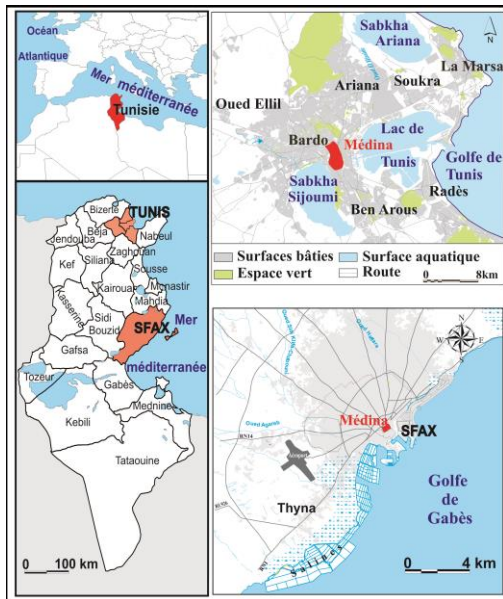


Figure 1. Zone d'étude

Tunis est une métropole de 2,6 millions d'habitants, située au fond d'un golfe qui porte son nom (fig.1). Elle se distingue par un cadre géographique particulier avec trois surfaces aquatiques et une topographie d'amphithéâtre propices à des situations d'inconfort thermique, surtout lors de la saison chaude, liées à l'abondance des sources d'évaporation, à l'abondance des inversions thermiques la nuit et au réchauffement par faible brassage le jour lors des situations de forte stabilité atmosphérique (charfi, 2013). La médina de Tunis a été construite sur une colline aux pentes douces séparant le lac de Tunis de Sabkhet Sijoumi sur une surface de 270 hectares. Ce mode architectural particulier et les matériaux de construction utilisés confirment une prise en conscience ancienne d'un besoin d'adaptation aux excès de chaleur.

En effet, ces "médiinas", comme les autres du monde arabo-musulman, sont des lieux d'activité et d'habitat en même temps, avec des rues de 5 m de large pour les artères principales et à 1.2 m pour les ruelles, et des impasses qui donnent accès aux habitations. La hauteur des constructions varie de 6 à 15 m environ. Cette architecture donne naissance à un tissu urbain compact et dense (Grundström et al., 2003) avec des zones d'ombre très abondantes qui ont des répercussions sur la température.

2. Données et méthodes

Les particularités thermiques de la Médina sont perceptibles principalement par temps radiatif et à des échelles spatio-temporelles fines. Pour cette raison, deux types de mesures ont été réalisés:

* Les enregistrements de deux stations fixes automatiques: La première est implantée dans la médina de Tunis, à proximité des parois, et la deuxième dans le quartier urbain du Bardo, dans un lieu dégagé. Des enregistrements de quelques jours de la saison chaude ont été retenus à un pas de temps de 15 mn.

* Les mesures des campagnes itinérantes dans les villes de Tunis et Sfax durant l'été 2017. Trois paramètres ont été mesurés: la température, l'humidité et la vitesse du vent. Plusieurs campagnes de mesures diurnes de la température, de l'humidité de l'air et de la vitesse du vent ont été réalisées dont une a été retenue: celle du 21 août 2017 à 12h15 TU+1. Nous avons utilisé un thermohygromètre et un anémomètre (*Testo*) à temps de réponse rapide et à marge d'erreur inférieure à 0.5°C et 0.1 m/s. La sonde a été protégée des rayonnements directs par des étuis en carton en forme d'éventail pour assurer la ventilation du capteur.

L'analyse repose en premier lieu sur une étude comparative des différents paramètres mesurés afin d'expliquer la relation entre la largeur des rues et la hauteur des bâtiments, et le rayonnement solaire. Pour cette raison, nous avons calculé, en deuxième lieu, la longueur de l'ombre (L) suivant la formule utilisée par Grundström et al. (2003): $L = \frac{\cos(\alpha-u) \times H}{\tan\beta}$; Avec: H = hauteur du bâtiment; α = l'azimut (l'angle que fait le rayonnement solaire par rapport à la direction sud; u = angle entre l'axe est-ouest et la rue; β = hauteur du soleil au-dessus de l'horizon. Enfin, une simulation de l'ombre a été effectuée grâce au logiciel Sketchup. Pour étudier le niveau de confort thermique, nous avons retenu l'indice THW, développé par Steadman en 1979. Il présente les températures ressenties «Heat Index» (HI) en intégrant l'effet rafraîchissant du vent suivant la formule suivante : $THW = HI - (1.072 * W)$. Cet indice a été déjà testé en climat méditerranéen comme le Maghreb oriental (Dahech, 2014). Une grille de quatre classes appliquée au HI publiée par "NOAA's National Weather Service Heat Index Program" synthétise les seuils d'inconfort: THW de 27°C à 32°C = prudence; THW de 32°C à 41°C = prudence extrême; THW de 41°C à 54°C = danger et plus de 54°C = danger extrême.

3. Etude comparative de la température entre la médina de Tunis et ses environs

Les enregistrements des stations automatiques fixes ont montrés des différences thermo-hygométriques significatives entre la Médina et son environnement urbain. L'échantillon de trois jours à temps radiatifs retenu (du 23 au 25 mai 2009), montre qu'en moyenne, le site de la station de la Médina est plus chaud de 0,4°C que le site de la station de Bardo (fig. 2).

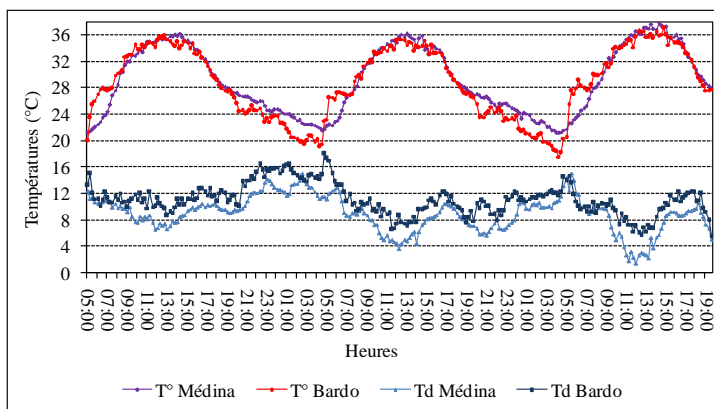


Figure 2. Évolution de la température de l'air et du point de rosé à la station de la Médina et celle du Bardo du 23/5/2009 à 5h au 25/5/2009 à 20h TU+1.

L'examen du graphique montre qu'au début du jour, la station de la Médina est plus fraîche que la station du Bardo durant 4 à 5 heures après le lever du soleil (à 5h TU+1) avec un maximum de 5°C, ce qui s'explique par l'effet de l'ombre, qui retarde le réchauffement de l'abri météorologique et le substrat, ainsi que le faible brassage de l'air frais qui stagne depuis la fin de la nuit. En effet, l'abri reste à l'ombre jusqu'à 8h30 (fig.3).

En fin de nuit et au début du jour, les vents enregistrés sont inférieurs à 1 m/s. Les parois relativement proches de l'abri (6 à 8 m) gardent aussi l'environnement plus humide, mais pour une heure seulement après le lever du soleil à cause de la rareté des surfaces évaporantes. Une petite quantité de vapeur d'eau est restituée dans l'atmosphère. C'est pour cette raison que le site de la station de la Médina est plus sec le long du reste de la journée. Au milieu du jour, il devient, en moyenne, plus chaud de 0,5°C que celui du Bardo jusqu'au coucher du soleil (à 19h30).

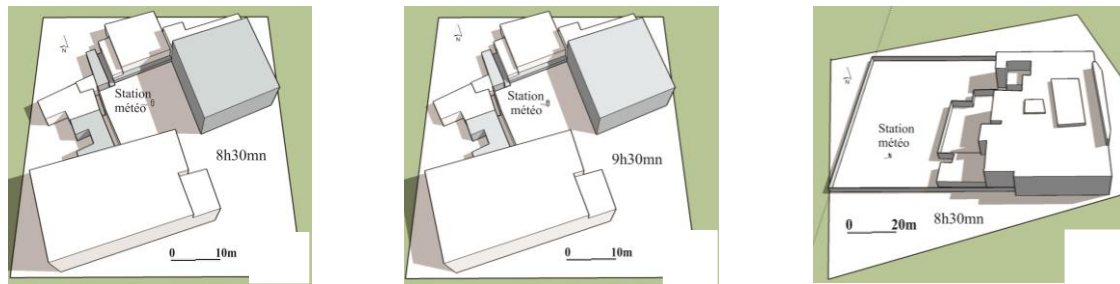


Figure 3. Simulation de l'évolution de l'ombre portée par les bâtiments aux environs de la station de la Médina (A) et celle du Bardo (B) entre 8h30 et 09h30 TU+1 le 23 mai 2009.

Le renforcement du réchauffement diurne sur ce site est dû à une forte consommation de la chaleur reçue sous forme sensible vu que le substrat est en partie imperméable. En effet, une grande quantité de chaleur sera emmagasinée par la surface (de couleur sombre) et les bâtiments autour de la station. En outre, les parois très hautes (environ 10 m) qui protègent la station du côté nord-est et sud-est, bien qu'elles soient de couleur blanche et construites avec des matériaux traditionnellement moins inertes (mortier de chaux, chaux vive...), réfléchissent dans l'après-midi une quantité d'énergie plus grande vers la station, donnant naissance à une ambiance relativement chaude, dépassant instantanément 36°C.

4. Impact du tissu urbain sur le microclimat à l'échelle des rues

4.1. Impact sur la température

La campagne de mesure du 21 août 2017 à 12h15 montre une variabilité parfois importante des températures, de l'humidité et de la vitesse des vents au niveau des rues. Les écarts maximaux sont respectivement de 3.5°C, 1.3°C et 3 m/s (fig. 4). Dans la littérature, il est prouvé depuis longtemps que la température en ville dépend de la largeur des rues et de la hauteur des bâtiments, qui agissent sur le rayonnement solaire. Pour cette raison, nous avons calculé la longueur de l'ombre. Les résultats prouvent que les canyons urbains les plus exposés au rayonnement solaire sont les plus chauds.



Figure 4. Campagne de mesure de température, d'humidité et de la vitesse du vent le 21 août 2017 dans la Médina de Sfax

En effet, la comparaison des relevés des points P₃ (rue Ksar), P₄ et P₁₀ (rue Abdelkader), situés dans des rues de même largeur (1.6m) et hauteur des bâtiments (7 m), montre que la température est plus élevée dans les rues orientées sud-est/nord-ouest que dans les rues orientées nord-est/sud-ouest, parce qu'elles sont plus ensoleillées durant la première moitié du jour. Les valeurs mesurées sont respectivement de l'ordre de 34.5°C, 31.8°C et 31.6°C. Lors du prise de mesure (12h30), la longueur de l'ombre à P₃ était de 0,25 m. Cependant, le point P₄ et P₁₀ sont totalement à l'ombre depuis le lever du soleil (fig. 5).

Ces écarts thermiques qui varient de 2.7°C à 2.9°C, s'expliquent, outre les facteurs radiatifs, par une bonne ventilation au niveau des points de mesure P₄ et P₁₀. Dans ce sens, le point P₉ situé dans la rue Alakaba et qui a la même orientation que ces derniers, est plus chaud (32.7°C)

puisqu'il est moins ventilé ($V=0,4\text{m/s}$). D'autres mesures relevées au niveau des canyons urbains, de même hauteur que les bâtiments mais plus larges (4 m à 5 m), montrent une augmentation de la température. En effet, les points P₇ et P₈ (rue Driba) sont plus chauds que P₄ et P₉. L'écart thermique est de 2.5 à 3.5°C (fig. 6).



Figure 5. Simulation de l'évolution de l'ombre portée par les batiments dans les rues Ksar et Sidi Abdelkader entre 9h30 et 12h30 TU+1 le 21 aout 2017

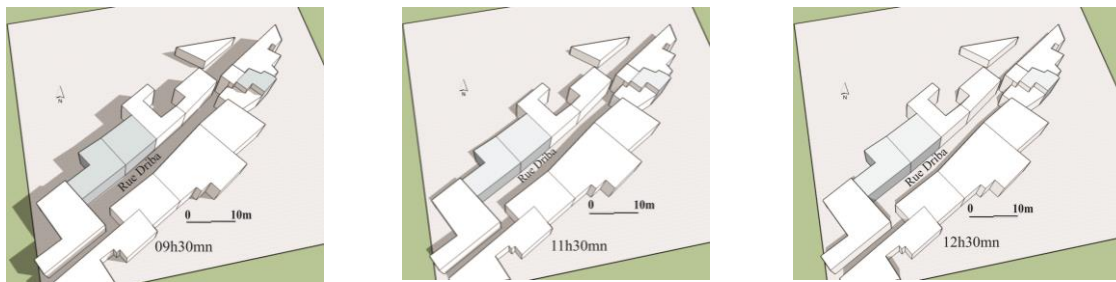


Figure 6. Simulation de l'évolution de l'ombre portée par les batiments dans la rue Driba entre 9h30 et 12h30 TU+1 le 21 aout 2017

Les canyons urbains plus larges permettent la pénétration du rayonnement solaire sur une période plus longue. A 12h30, lorsque les points P₄ et P₁₀ sont totalement à l'ombre, P₇ est ensoleillé à 45%. La longueur de l'ombre est de 2 m. De même, les "places", qui sont d'ailleurs rares dans la médina, sont plus ensoleillées et plus chaudes. Par exemple, le point P₅ correspondant à la place "Sidi Belhsane", de forme triangulaire et revêtu de blocs de calcaire et entouré de bâtiments de faibles hauteurs, reçoit totalement ou partiellement le rayonnement durant toute la journée. Sa température est élevée (34.2°C). A l'extérieur de la médina, les boulevards très larges de la ville moderne, ensoleillés pendant une grande partie de la journée, sont moins chauds que certaines rues de la médina : 33.4°C et 33.6°C à P₁₃ (rue Belhouane) et P₁₄ (rue 18 janvier) contre 35.1° à P₇. Cela s'explique par le faible brassage de l'air dans ce canyon urbain et la bonne exposition à la brise de mer à l'extérieur de la médina. En somme, les canyons urbains les plus exposés au rayonnement solaire, en association avec la largeur des rues, leurs orientations et la hauteur des bâtiments, sont les plus chauds. L'écart reste variable en fonction du degré de ventilation surtout par temps de brise de mer. Généralement, les canyons urbains à la même direction de la brise sont les plus ventilés.

4.2. Impact sur le confort

La comparaison des températures mesurées à l'échelle des rues et les valeurs de THW permet de cerner beaucoup de concordances ce qui n'est pas le cas pour l'humidité dont les taux sont homogènes. Le meilleur niveau de confort a été repéré dans les canyons urbains très ombragés lors de la mesure : 28.6°C à P₄ et 27.5°C à P₁₀, qui restent dans le seuil de "prudence". A ce niveau, l'effet d'ombre associé à l'effet rafraîchissant du vent d'une part, et de l'air plus sec dans les rues (Td de 16,1°C à P₁₀ et 16.2°C à P₄) d'autre part, s'avère déterminant. En revanche, le confort thermique se dégrade sensiblement atteignant le seuil de "prudence extrême" au niveau

de la rue Driba (THW=34.7°C) et de la place Sidi Belhsane (THW = 35°C), plus chaudes et moins ventilées (0.4 à 1m/s). A l'extérieur de la médina, le niveau de confort mesuré aux points P₁₂, P₁₃ et P₁₄ demeure dans le seuil de "prudence" avec des valeurs autour de 30°C. A ce moment de la journée, la brise de mer atteint son paroxysme. Elle améliore sensiblement le niveau de confort malgré l'augmentation de l'humidité de l'air: les températures du point de rosée dépassent 18°C à P₁₂, P₁₃ et P₁₄. Toutefois, les canyons urbains ombragés de la médina et bien exposés à la brise demeurent plus confortables.

Donc, la fraîcheur et le confort ressenti dans plusieurs rues de la médina s'explique par la faiblesse du "facteur de vue du ciel" (sky view factor). Ces canyons urbains sont moins exposés au rayonnement direct et diffus. Cependant, le tissu compact de la médina amenuise généralement la vitesse de la brise qui améliore sensiblement le niveau de confort.

Conclusion

Les mesures réalisées à micro-échelle à Tunis, par type de temps radiatif pendant la saison chaude, ont permis de se rendre compte que dans la Médina, les maxima de température pendant la période étudiée sont retardés. La densité et la hauteur du bâti créent des zones d'ombre qui maintiennent l'environnement plus frais de 5°C au maximum, que le reste l'agglomération pendant quelques heures au début de la matinée. Les mesures réalisées ont montré aussi que l'effet des facteurs radiatifs s'amenuise en présence des advections (brise de mer). Les mesures relatives à la médina de Sfax ont montré que le jour de la mesure, les canyons urbains les plus exposés au rayonnement solaire étaient les plus chauds de 2.5 à 3.5°C, et que la hauteur des bâtiments et la largeur des rues étaient déterminantes. Les matériaux de construction utilisés pourraient être très influents, bien qu'ils ne sont pas traités dans cette étude. Les places situées à l'intérieur de la médina constituent des îlots de chaleur surtout lorsque le vent est faible. Le calcul de l'indice de confort a prouvé une concordance avec la température. Les zones les plus confortables correspondent aux canyons urbains les plus ombragés et les mieux ventilés. Les différences de ventilation influencent sensiblement l'état de confort thermique. C'est pour cette raison que les boulevards de la ville moderne bénéficient d'un niveau de confort thermique parfois meilleur que ce qui règne à l'intérieur de la médina lors du renforcement de la brise de mer. Enfin, nous soulignons que le tissu urbain de la médina prouve un savoir-faire local dans un climat à été chaud. La densification du tissu urbain pourrait être une solution pour améliorer le confort en milieu urbain notamment dans les villes de l'intérieur.

Bibliographie

- Beltrando G., Dahech S., Daoud A., 2013. Evolution de l'adaptation au climat semi-aride chaud à Sfax (Centre-Est tunisien). *Sècheresse*, **24**, 194-202.
- Charfi S., 2012. Le comportement spatio-temporel de la température dans l'agglomération de Tunis, thèse, 308 p.
- Dahech S., Charfi S., et Medelin M., 2018. Impact de l'environnement immédiat des Stations météorologiques sur la mesure de la température, Acte du XXXI^{ème} de colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Nice, 14-20.
- Dahech S., Ghribi M., 2017. Réchauffement climatique en ville et ses répercussions énergétiques: cas de l'agglomération de Sfax (centre-est de la Tunisie). *Méditerranée*, **128**, 27-36.
- Dahech S., 2014. Impact de la brise de mer sur le confort thermique au Maghreb oriental durant la saison chaude. *Cybergeo*, 32 p.
- Grundström K., Johansson E., Mraissi M., Ouahrani D., 2003. Climat et Urbanisme - La Relation entre le Confort Thermique et la Forme du Cadre Bâti, Lund University, projet de coopération université de Lund, Suède-LPEE, Maroc.

L'EXPOSITION A L'OZONE ET SES IMPACTS SUR LES MALADIES RESPIRATOIRES DANS L'AGGLOMERATION DE SFAX (TUNISIE)

EUCHI H. (1) et DAHECH S. (2)

(1) Université de Sfax, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Laboratoire SYFACTE, euchihamdi@hotmail.fr

(2) Université Paris Diderot, UMR PRODIG et Laboratoire SYFACTE, salem.dahech@gmail.com

Résumé : La présente étude porte sur l'impact sanitaire, notamment respiratoire, à court terme d'un polluant secondaire: l'ozone troposphérique. Après avoir croisé des dépassements de la norme OMS (Organisation Mondiale de la Santé) d'ozone fixée à $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sur 8 heures aux données d'admissions pour maladies respiratoires, en se référant à plusieurs temps de latence ($j, j+1, j+2, j+3, j+4$ et $j+5$) nous avons déterminé que l'exposition aux pics de ce polluant secondaire semble influencer la morbidité respiratoire à Sfax. En été, la production de l'ozone troposphérique baisse parallèlement à la réduction des émissions polluantes primaires issues du trafic routier à cause des congés de la plupart des administrations en Tunisie. Par ailleurs, l'alternance de brise de mer et de terre, en boucle, ont favorisé la quasi-totalité des dépassements de la norme de l'ozone.

Mot clés: Ozone troposphérique, admissions pour maladies respiratoires, Tunisie

Summary: The present study deals with the short-term health, including respiratory, impact of a secondary pollutant: tropospheric ozone. After crossing exceedances of the WHO (World Health Organization) ozone standard set at $100 \mu\text{g} / \text{m}^3$ over 8 hours to the admission data for respiratory diseases, with reference to several latency periods ($j, d + 1, d + 2, d + 3, d + 4$ and $d + 5,$) we have determined that exposure to peaks of this secondary pollutant appears to influence Sfax respiratory morbidity. In summer, the production of tropospheric ozone falls in line with the reduction of primary pollutant emissions from road traffic because of the holidays of most administrations in Tunisia. In addition, the alternation of sea breeze and land, in a loop, has favored almost all exceedances of the ozone standard.

Keywords: Tropospheric ozone, admissions for respiratory diseases, Tunisia.

Introduction

La dégradation de l'environnement a influencé la qualité de vie et la santé de l'Homme. Ceci, est attesté par une recrudescence de nombreuses pathologies notamment respiratoires. Cette situation est à l'origine des effets combinés des changements climatiques, sociaux, économiques et démographiques (Quenault, 2001; Domenach et *al.*, 2004; OMS, 2018). En 2016, l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) a estimé que, dans le monde, plus de 35 millions asthmatiques et 64 millions atteints d'une broncho-pneumopathie (OMS, 2016). En outre, en France, les mortalités annuelles dues probablement à l'asthme atteignent 2000 personnes (www.chu-toulouse.fr). Dans le milieu urbain, il est admis que l'air respiré par l'Homme est d'une mauvaise qualité, et constitue, pour la plupart, un mélange complexe de gaz et de particules avec un taux d'oxygène qui est bien inférieur à la normale. Ceci pourrait augmenter la vulnérabilité face aux risques des infections respiratoires. Ce facteur déclencheur ou aggravant vient renforcer d'autres éléments explicatifs extrinsèques tels que la contagion, les paroxysmes thermique. Néanmoins, les facteurs intrinsèques (héréditaire, tabagisme, alcoolisme) semblent capitaux pour expliquer, aussi, la prévalence de ces maladies. Dans ce contexte, la qualité de l'air dans la ville de Sfax, située au centre-est de la Tunisie, comptant environ 600 000 habitants, est généralement jugée comme mauvaise (Dahech, 2007; Azri, 2000) à cause de la concentration élevée des substances polluantes issues des sources fixes et mobiles. Parmi ces substances, l'ozone troposphérique est un polluant secondaire, et se génère suite à des réactions chimiques avec plusieurs polluants primaires (NO_x, CO, SO₂, les composés

organiques volatils non méthaniques, etc) pendant la saison photochimique d'avril à septembre pour les latitudes tempérées de l'hémisphère Nord, en présence d'un fort rayonnement ultraviolet (Dab et Roussel, 2001; Martin, 2008; Dahech et Charfi, 2015). De surcroît, l'ozone troposphérique peut se transporter sur de longues distances par le vent. Mais quand il entre en réaction avec d'autres polluants notamment primaires, à condition qu'ils aient les mêmes concentrations dans l'air, comme le cas du NO issu du trafic routier, ce polluant troposphérique secondaire pourrait, ainsi, se déstructurer progressivement jusqu'à connaître une fin de son séjour dans la couche la plus basse de l'atmosphère (Martin, 2008).

Selon une littérature abondante, la crise d'asthme aigue est l'effet sanitaire le plus documenté du fait de l'exposition à court terme à ce polluant secondaire (Folinsbee et al., 1998; Galizia et Kinney, 1999; Gryparis et al., 2004; De Leon et Lippmann, 2005). L'objectif du présent papier est d'étudier une éventuelle corrélation entre l'ozone troposphérique et les admissions pour maladies respiratoires à Sfax durant la saison photochimique.

1. Méthodes et données

La présente étude vise à mettre en exergue l'impact de l'exposition à court terme aux pics de l'ozone troposphérique sur la morbidité respiratoire pendant la saison photochimique à Sfax. Après avoir prétraité les enregistrements horaires de l'ozone, nous optons pour l'étude d'un éventuel impact sanitaire, notamment respiratoire, de la variation temporelle des pics d'ozone. Les données utilisées concernent les dépassements de la norme de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS), fixée à $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en moyenne sur 8h, pendant les trois mois de juin, août et septembre en 2007 uniquement. D'une part, à cause de la part importante des données lacunaires. D'autre part, pendant la période 2008-2016, les concentrations de l'ozone troposphérique sont faibles au-dessous de $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Durant les trois mois sélectionnés, les données horaires lacunaires de l'ozone ne dépassent pas un pourcentage de 15%.

Ces données sont enregistrées par la station de la qualité de l'air du Groupe Chimique Tunisien de Sfax (GCT, 5 km au sud du centre-ville) appartenant à l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement (ANPE), (figure1). De plus, les mesures météorologiques horaires de la station de Sfax El-Maou (vitesse et direction du vent, pression atmosphérique, température de l'air), réalisées par l'Institut National de la Météorologie (INM) pendant la même période sont également fournies pour identifier le temps responsable des dépassements de la norme préconisée par l'OMS, (figure1). Enfin, des données de morbidités respiratoires, durant cette même année 2007 (nombre journalier des patients admis, âge, adresse du domicile) sont également fournies par le service de pneumologie du Centre Hospitalière Universitaire (CHU) de Hédi Chaker à Sfax (figure1). Toutefois, les motifs médicaux détaillés d'admissions ne sont pas fournis. En raison de la variété des facteurs expliquant la morbidité respiratoire (virus, pollens, extrêmes climatiques, etc.) la relation entre les admissions d'un jour à l'autre et l'exposition aux pics d'ozone ne peut pas être linéaire. Pour montrer une éventuelle relation entre ces deux paramètres, nous avons élaboré une matrice de contingence croisant le nombre de pics d'ozone dépassant la norme sur 8h d'O₃ aux admissions journalières en se référant à plusieurs temps de latence (j, j+1, j+2, j+3, j+4 et j+5) pendant les 76 jours retenus en juin, août et septembre 2007.

Cette méthode permet de vérifier d'éventuelles relations entre les admissions avec un temps de latence de 5 jours et les pics d'ozone en fonction de leurs intensités. Trois classes pour chacune des deux variables ont été choisies. Nous avons opté pour la méthode de discrétisation des classes à égale amplitude. En effet, nous avons qualifié les admissions en se référant au nombre des sur-admissions (+de 3 malades/jours) relevées durant 6 jours (jour j et les 5 suivants un pic de pollution) comme suit: faible si les sur-admissions ont été enregistrées pendant 1 ou

2 jours, moyenne pendant 3 ou 4 jours, forte pendant 5 ou 6 jours. Quant aux pics d'ozone, nous avons pris en considération le nombre de dépassements de la norme OMS à l'échelle journalière. D'où nous avons considéré l'intensité de ces pics comme faible, moyenne et forte si les dépassements ont été enregistrés respectivement pendant 1-8h, 9-16h et 17-24h (figure2).

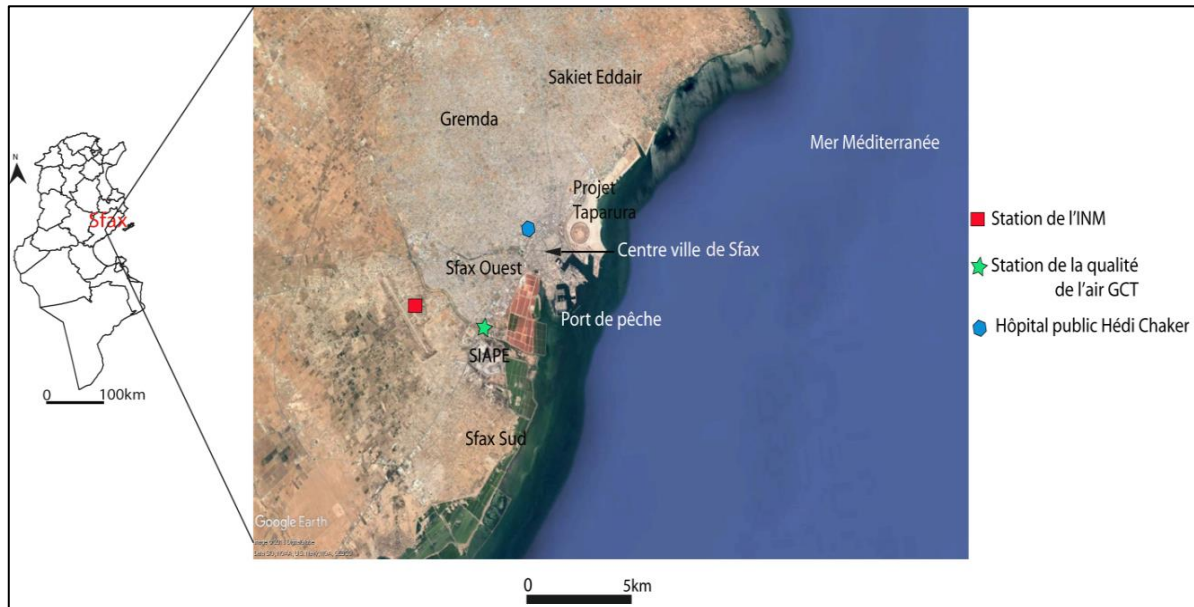


Figure 1. Localisation de l'agglomération de Sfax et des stations de mesures météorologiques et de la qualité de l'air (Groupe Chimique Tunisien) et le CHU Hédi Chaker (fond, image Google Earth).

2. Quelle relation existe-elle entre l'exposition à la pollution par l'ozone troposphérique et la morbidité respiratoire à Sfax ?

D'abord, en 2007, le service de pneumologie de l'hôpital de Hédi Chaker à Sfax a reçu pendant 280 jours/365 jours des patients admis pour maladies respiratoires. Ces patients admis étaient originaires de l'agglomération de Sfax. Les 85 jours qu'ils restent étaient alors des jours sans admissions. De surcroît, environ 20% des jours avec des admissions pour maladies respiratoires sont enregistrés pendant les trois mois retenus.

L'étude de la relation entre les sur-admissions et les pics de pollution à l'O₃ a été réalisée en recourant au test de Chi-2 en partant du tableau de contingence réalisée à partir des données brutes comme détaillé dans la partie méthode ci-haut.

Si l'on se fixe un risque d'erreur $\alpha=5\%$, la valeur théorique du Chi-2 correspondant à un degré de liberté Chi-2(4,0.05) est égale à 9,48. La valeur du Chi-2 observée étant de 11,1, on peut rejeter l'hypothèse H₀ et affirmer avec un risque d'erreur de 5% que les admissions hospitalières pour maladies respiratoires ne sont pas réparties arbitrairement et qu'elles sont influencées par les pics d'ozone. En effet, les 4 cas de fortes sur-admissions ont été enregistrés uniquement après des pics d'ozone de forte intensité (figure1).

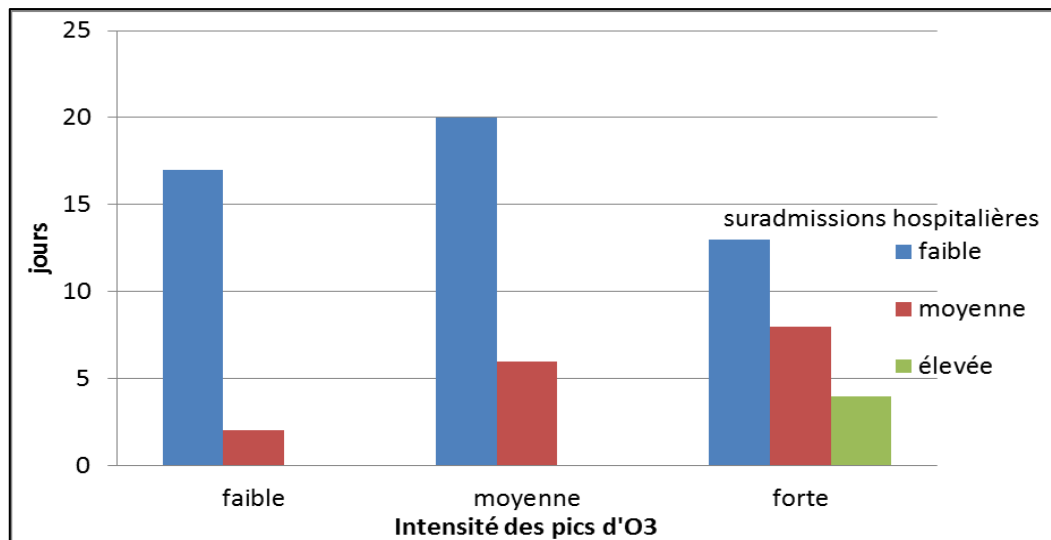


Figure 2. Répartition des sur-admissions hospitalières pour maladies respiratoires suivant le degré d'intensité des pics d'ozone (données de l'ANPE et CHU Hédi Chaker de Sfax, 2016).

Il est évident de mentionner, ici, que l'ozone est un polluant secondaire et certainement pourrait avoir des concomitances avec d'autres polluants atmosphériques notamment primaires. Donc, pendant juin, août, et septembre, environ 25 % des pics d'ozone troposphérique ont été combinés avec des épisodes de PM₁₀ (dépassements de la valeur guide journalière tunisienne fixée à 120µg/m³ en 2015 et de SO₂ (norme journalière mondiale de la santé fixée à 20µg/m³). Toutefois, outre le facteur pollution de l'air au début et à la fin de la saison chaude les allergies aux pollens sont abondantes à Sfax et pourraient exacerber plusieurs pathologies respiratoires (Jarraya, 2009; Yangui et al., 2014). De surcroit, le début de l'automne en Tunisie, en septembre précisément, est marquée par l'apparition, parfois brusque, de l'épidémie de grippe de types A, B et C; d'où, l'augmentation fort probable des infections respiratoires (<http://www.sante.tunisie.rns.tn>).

Nous avons essayé de trouver une éventuelle relation entre l'intensité des pics de pollution et le nombre absolu des admis en tenant compte d'un temps de latence de 5 jours. La relation entre le nombre des admissions pendant la période J à J+5 et le nombre des concentrations moyennes dépassant la norme OMS est statistiquement significative comme l'atteste le coefficient de Bravais Pearson $r = 0.21$. C'est une relation positive mais très faible. Elle n'est pas linéaire et n'est évidente que pour quelques cas. Néanmoins, les admissions augmentent, parfois, quand les pics d'O₃ persistent plusieurs jours; c'est le cas durant les 5 premiers et derniers jours de juin 2007. Ce constat a été observé uniquement pendant 27% des cas.

3. Les dépassements d'ozone de la norme OMS et les vitesses et directions du vent associées

Après avoir croisé les dépassements de la norme sur 8h de l'ozone(O₃) aux vitesses et directions du vent horaires correspondants aux mêmes dates, nous avons relevé que les vents faibles à modérés sont associés à la quasi-totalité des pics de pollution par l'ozone (91 % des observations), (figure3 A). De surcroit, l'alternance entre brise de mer, (ESE, SE, SSE), le jour et de terre la nuit, (N, NNE, NO, NNO), avait favorisé environ 71% des pics d'O₃ (Charfi et Dahech, 2015) (figure 3 B). Néanmoins, nous avons repéré, également, que des flux synoptiques d'est, correspondant à des situations de beaux temps avaient contribué à un pourcentage de 14% des dépassements de la norme de l'Ozone (O₃) (figure 3B).

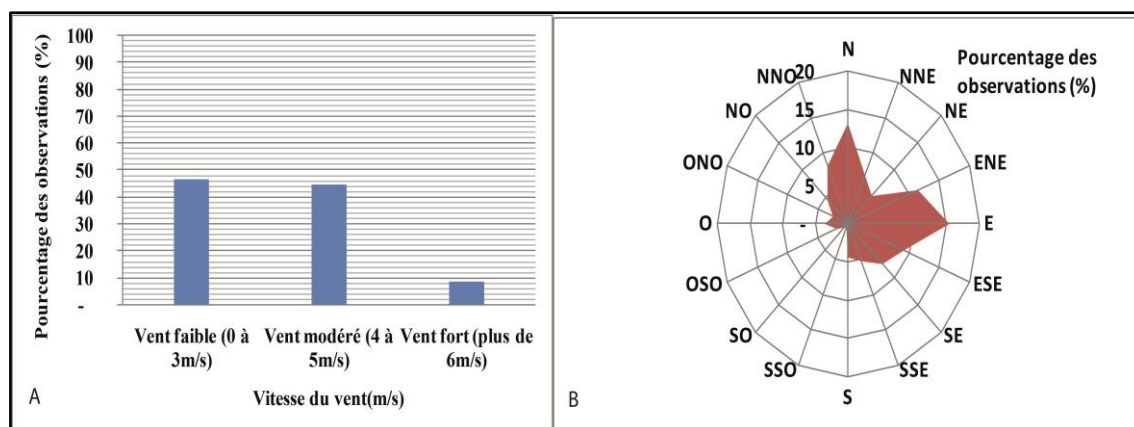


Figure 3. (A) vitesses horaires moyennes du vent; et (B) rose des vents associés aux dépassements de la norme OMS de l'ozone pendant juin, août et septembre 2007 (données de l'ANPE en 2016).

Conclusion

Malgré l'hétérogénéité des facteurs de risques de la morbidité respiratoire (exogènes +endogènes) et la rareté des données de pollution fiables, l'exposition à court terme à la pollution par l'ozone semble influencer la morbidité respiratoire à Sfax en 2007. L'intensité des pics journaliers, très élevée par beau temps, et la durée des épisodes d'O₃ troposphérique, en partie, sont parmi les plus importants facteurs explicatifs de la prévalence des maladies respiratoires manifestées par la hausse des admissions journalières. Cependant l'effet de ces deux facteurs (intensité+durée) n'a été valable que dans environ le quart des situations. Cerner la variation spatio-temporelle de ce polluant secondaire (O₃) dans l'agglomération de Sfax à partir de la mise en place d'un réseau de mesure dense est l'objectif capital de nos travaux postérieurs, afin de confirmer ou infirmer, au futur proche, les résultats préliminaires présentés par cette étude.

Bibliographie

- Charfi S., et Dahech S. La pollution par l'ozone à Sfax: variabilité temporelle et temps associés aux fortes concentrations, XXVIII^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège 2015, 6p.
- Dab W., Roussel I., 2001. Air et la ville: les nouveaux visages de la pollution atmosphérique, Paris : Hachette Littératures, 219p.
- Dahech, S., 2007. Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VII, 309 p + annexes.
- De Leon SF et Lippmann M., 2005. Associations between ozone and daily mortality: analysis and meta-analysis. *Epidemiology*. 57p.
- Domenach h et Picouet M.,2004. Environnement et population: la durabilité en question, Collection Populations, Paris, L'Harmattan, 227 p.
- Folinsbee LJ et al., 1998. Pulmonary function and symptom responses after 6.6-hour exposure to 0.12ppm ozone with moderate exercise. *J Air Pollut Control Assoc*, 28-3 p.
- Galizia A, et Kinney, P. L, 1999. Long-term residence in areas of high ozone: associations with respiratory health in a nation wide ample of non-smoking young adults. *Environ Health Perspect*; 107:675-79.
- Gryparis A et al., 2004. Acute effects of ozone on mortality from the "air pollution and health: a European approach" project. *Am J Respir Crit Care Med*, 7p.
- Jarraya M., 2009. Biométéorologie de la morbidité respiratoire dans le secteur public de la santé à Sfax. Thèse de doctorat, université Paris Diderot (Paris 7), 361 p.

Martin N., 2008. La pollution par l'ozone et la climatologie dans un espace méditerranéen : Les Alpes- Maritimes. Thèse de doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, 281p.

Quenault B., 2001. Conférence de Rio, développement durable, organisation mondiale de l'environnement, 25p.

Yangui F et *al.*, 2015. Epidémiologie de l'allergie au pollen d'olivier en Tunisie. Revue des Maladies Respiratoires Volume 32, Supplement, 72-73p.

RESULTATS PRELIMINAIRES DE L'ETUDE DE L'ILOT DE CHALEUR URBAIN A FLORIANOPOLIS (AU SUD DU BRÉSIL)

DA ROCHA G. (1), DUBREUIL V. (2) et MENDONÇA F. (1)

(1) Laboclima, UFPR, Curitiba, Brésil. geisarochageo@gmail.com, chico@ufpr.br

(2) LETG-COSTEL, UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, France, vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr

(3) Laboclima, UFPR, Curitiba, Brésil

Résumé : Cet article présente les résultats préliminaires d'une thèse de doctorat qui étudie le phénomène d'îlot de chaleur urbain (ICU) à Florianópolis, capitale de l'État de Santa Catarina, au sud du Brésil. La ville à 97% de son territoire est située sur une île côtière et elle abrite un peu plus de 400 000 habitants. L'objectif de ce travail est de caractériser et d'analyser la variabilité thermique dans la ville. Pour cela, on a utilisé des données primaires obtenues de cinq stations météorologiques installées dans la zone centrale (trois sur l'île et deux sur le continent) et des données de la station officielle EPAGRI, située à 14 km du centre et dans un environnement végétalisé aux caractéristiques rurales. Les données journalières et horaires des températures moyennes, maximales et minimales des mois d'août et septembre 2018 ont été utilisées ; à partir de celles-ci, les moyennes et les variations entre les stations ont été calculées. Les résultats suggèrent un réchauffement de la zone urbaine, qui présentent des températures supérieures de 1,0°C en moyenne à celle qui est mesurée en dehors de la ville, ce qui indique une différenciation ville-campagne, qui peut être associée au phénomène de ICU.

Mots clés : Îlot de chaleur urbain ; variabilité thermique ; littoral.

Summary: This paper presents the preliminary results of a doctoral thesis that studies the urban heat island phenomenon (UHI) in Florianópolis, capital of the state of Santa Catarina, located in southern Brazil. The city has 97% of its territory located in an island and it has a little more than 400 thousand inhabitants. The objective of this work is to characterize and to analyze the thermal variability in the city. For this, primary data obtained from five meteorological stations installed in the central area (three on the island and two on the mainland) and data from the official EPAGRI station, located 14km from the center and in a vegetated environment with rural characteristics were used. The daily and hourly data of average, maximum and minimum temperature during the months of August and September 2018 were used, from these, the means and the variations between the stations were calculated. The results point to a warming of the urban area, which presented temperatures on average 1.0°C higher than in the rural area, which indicates a differentiation of these areas, which may be associated to the UHI phenomenon.

Keywords: Urban heat island; thermal variability; littoral.

Introduction

Les études de climatologie urbaine au Brésil sont nombreuses et ont d'abord concerné les grandes agglomérations (São Paulo, Curitiba ; Mendonça et Dubreuil, 2005) et les villes moyennes de l'intérieur du pays (Presidente Prudente, Londrina ; Amorim *et al.*, 2015). Le phénomène d'îlot de chaleur urbain (ICU) y est bien connu, le contexte tropical à saison sèche permettant souvent une forte magnitude de celui-ci. Cependant, encore peu d'études ont concerné les villes moyennes du littoral (Gomez *et al.*, 2017) alors qu'une part importante de la population brésilienne y vit.

Dans cette perspective, ce travail porte sur la ville de Florianópolis, capitale de l'Etat du Santa Catarina au Sud du Brésil (Figure 1), dont la population de la commune atteint 405223 habitants en 2010 pour une population totale de l'agglomération de près de 820000 habitants. Le climat de la région est de type subtropical de l'hémisphère sud avec une moyenne de 28,8°C en février et de 12,9°C en juillet; le régime des pluies présente également un maximum d'été (février) et un minimum d'hiver (juin) pour un total annuel moyen de 1734 mm.

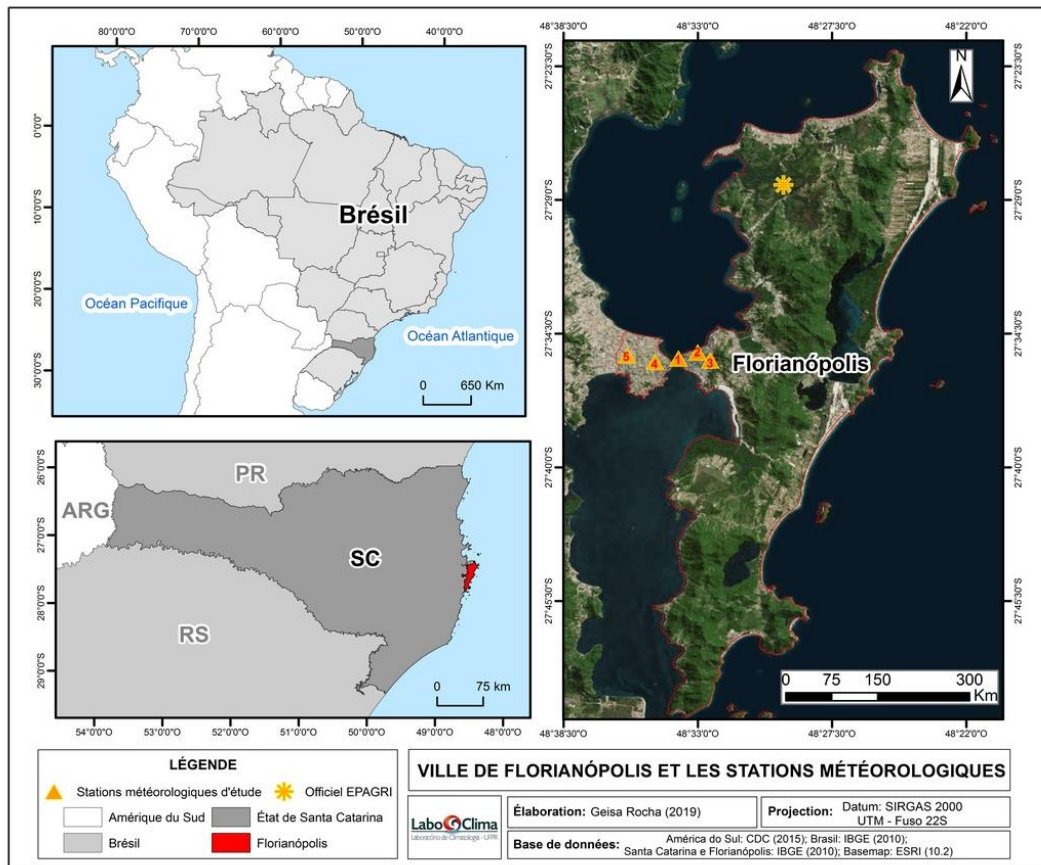


Figure 1. Localisation de la ville de Florianópolis et des stations météorologiques.

L'interaction fréquente entre les systèmes tropicaux et tempérés dans cette région explique l'absence de véritable saison sèche et la moindre fréquence des types de temps radiatifs favorables au développement d'îlot de chaleur urbain (Alves *et al.*, 2016) ; pour autant, plusieurs travaux antérieurs ont montré l'influence de l'utilisation du sol et notamment de l'urbanisation sur le climat local (Monteiro, 1990; Souza, 2013). L'installation récente d'un nouveau réseau de stations automatiques dans cette ville devrait permettre de mieux connaître l'intensité de l'ICU. Cet article fait partie d'une thèse de doctorat en cours de développement pour laquelle il présente les résultats préliminaires concernant le domaine thermique.

1. Données et méthodes

1.1 Base de données et variabilité thermique

La collecte de données a été effectuée à partir de cinq stations météorologiques automatiques Davis View : deux situées dans la partie continentale et trois dans la partie insulaire de la ville de Florianópolis. La comparaison de ces stations intra-urbaines, les données de la station officielle EPAGRI, située sur l'île mais en dehors du périmètre urbain, ont été utilisées.

Diverses données horaires (heure locale ; TU-3) et quotidiennes ont été collectées, à savoir la température moyenne, la température maximale et la température minimale, durant la période du 1er août 2018 au 30 septembre 2018, période correspondant à la fin de l'hiver et au début du printemps. Pour caractériser les journées les plus significatives de l'intensité de l'ICU, le bulletin technique du Centre de prévision météorologique et climatologique (CPTEC) de l'Institut national de recherche spatiale (INPE) a systématiquement été consulté.

1.2 Caractérisation des stations météorologiques

Les stations météorologiques ont été installées dans des endroits à caractéristiques urbaines différentes (figure 2). La **station 1** située à 1 m d'altitude, est la plus proche de la mer, à 24 m de la plage. Elle est située à côté d'une avenue de circulation automobile intense et la zone urbaine environnante est constituée d'immeubles résidentiels d'une moyenne de 12 étages.

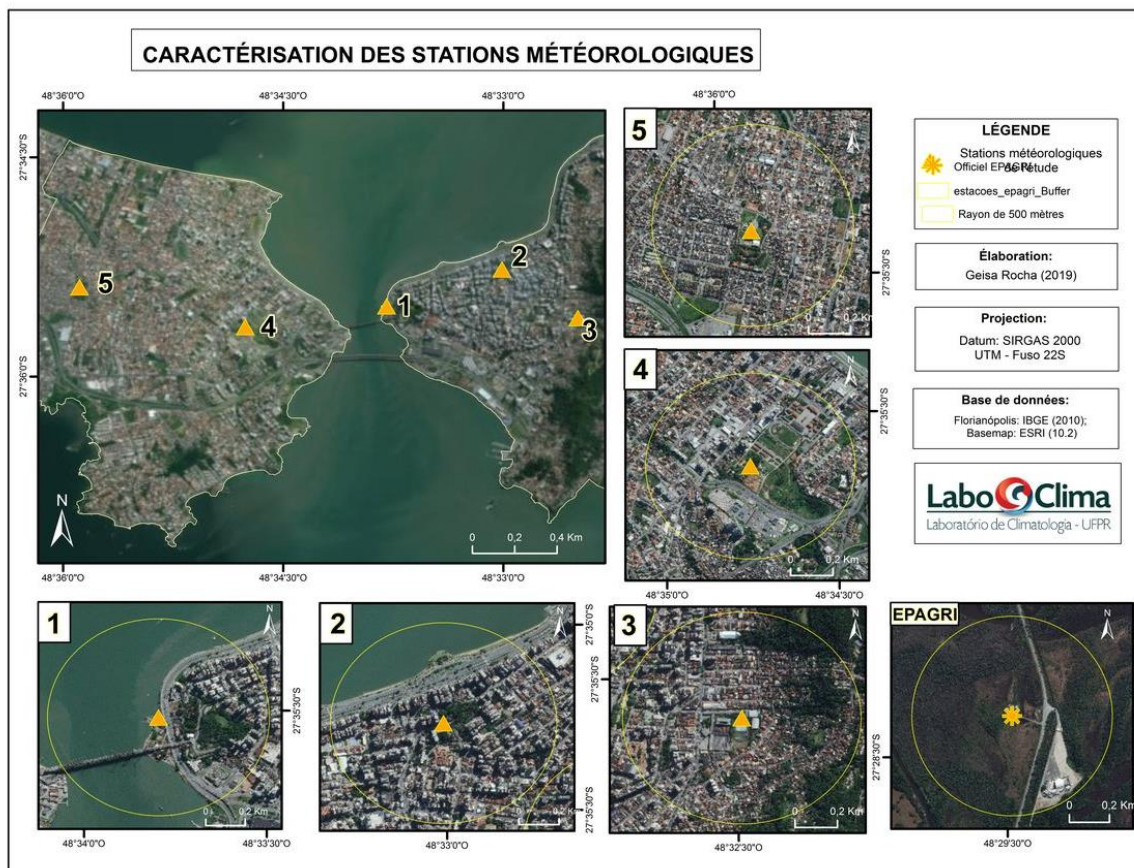


Figure 2. Caractérisation des stations météorologiques. **Source des images** : Google Earth (2019)

La **station 2** située à 9 m d'altitude se trouve à 290 m de la mer. Dans un rayon de 500 m autour de la station (environ 0,7 km²), se trouve une petite zone arborée. Cependant, son environnement est généralement urbain et présente des bâtiments de 12 étages en moyenne, entrecoupés de résidences de 2 étages.

La **station 3** est située à 12,3 m d'altitude et à 1,2 km de la mer. Elle est située à quelques mètres du point culminant du centre-ville de Florianópolis (Morro da Cruz, à 285 m). Les abords de la station sont marqués par une forte densité de bâtiments commerciaux et résidentiels variant entre 2 et 12 étages.

La **station 4** située à une altitude de 26 m et localisée à 720 m de la mer, coté continent. Elle se trouve également à 120 m d'une route à forte circulation. Son environnement est caractérisé par des résidences de 2 étages en moyenne, avec la présence de terrains vagues et végétalisés mais peu arborés.

La **station 5** est celle qui est la plus haute parmi les stations de notre étude et la plus distante de la mer, à 56 m d'altitude et à 1,54 km au sud-sud-ouest de la côte atlantique. L'urbanisation dans les environs est assez dense et continue, avec des résidences avec maximum 2 étages.

La station météorologique de la Société de Recherche Agricole et de Extension Rurale de Santa Catarina (EPAGRI) est située au nord de l'île (figure 1), dans la station écologique "Carijós", une zone dominée par l'écosystème de la mangrove. Elle se trouve à environ 3,5 km de la mer et à 14 km du centre-ville.

2. Résultats

2.1 Variabilité thermique mensuelle et durant l'hiver local

La température moyenne enregistrée pour la période était de 18,3°C, la moyenne pour août était de 13,2°C et en septembre de 20,1°C, illustrant la transition entre l'hiver et le printemps austral. Le tableau 1 montre les températures moyennes pour chaque station.

Tableau 1. Températures mensuelles et amplitude par station (août-septembre 2018) à Florianopolis.

	<i>T</i> (°C)	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>E3</i>	<i>E4</i>	<i>E5</i>	<i>Epagri</i>	<i>Moyenne</i>
<i>Août</i>	Tmoy	17,0	16,7	16,8	16,7	16,7	15,3	16,5
	Tmax.	21,4	21,4	21,1	20,5	20,5	20,6	20,9
	Tmin.	14,1	13,8	13,5	13,9	13,7	10,3	13,2
<i>Septembre</i>	Tmoy	20,5	20,2	20,3	20,2	20,1	19,3	20,1
	Tmax.	24,2	24,7	24,0	23,5	23,5	23,6	23,9
	Tmin.	18,2	17,8	17,8	17,9	17,9	16,0	17,6
<i>Año-Sep</i>	Tmoy	18,8	18,5	18,5	18,5	18,4	17,3	18,3
	Tmax.	22,8	23,0	22,5	21,9	22,0	22,1	22,4
	Tmin.	16,1	15,8	15,6	15,9	15,8	13,1	15,4
	Amp.	6,6	7,2	6,9	6,1	6,2	9,0	7,0

Parmi les cinq stations météorologiques de notre analyse (tableau 1), celle qui présentait les valeurs de température moyenne les plus élevées (18,8°C) pour la période d'août à septembre était E1. La station E2 a les températures maximales les plus élevées (23°C). La station de comparaison (EPAGRI), en dehors de la zone urbaine, a enregistré les températures minimales les plus basses pour ces deux mois (15,8°C). La même station présentait également la plus grande amplitude thermique, avec une différence moyenne de 9°C entre les températures maximale et minimale mensuelles.

Lorsque l'on observe les extrêmes quotidiens, la température maximale enregistrée a été de 31,8°C le 24/09/2018, journée où il y avait une masse d'air chaud et humide sur la région, ainsi qu'un système de basse pression entre l'Argentine et le Paraguay. La température minimale la plus basse enregistrée sur la période est de 3,3°C le 27/08/2018, correspondant à une descente de masse d'air Polaire Atlantique (mPa).

L'amplitude thermique diurne la plus élevée de la période a été de 17,5°C le 11/08/2018 à EPAGRI, avec un maximum de 23,8°C et un minimum de 6,3°C. Ce jour-là, toutes les autres stations ont connu une amplitude moyenne de 12°C. Deux systèmes atmosphériques sont responsables de cette différence, une masse d'air froid et sec qui a fait chuter les températures tôt le matin puis un cyclone extratropical qui s'est approché de la côte du Santa Catarina.

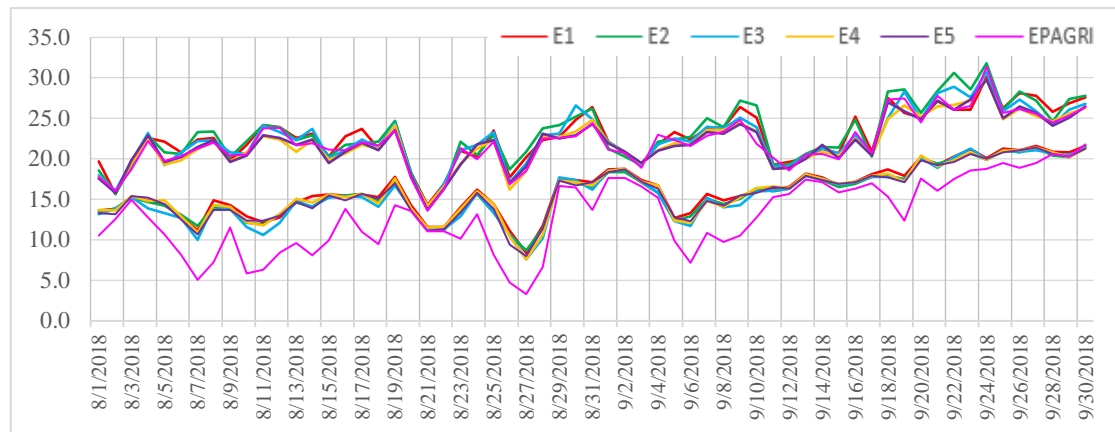


Figure 3. Températures (°C) maximales et minimales journalières d'août à septembre 2018 à Florianopolis.

Les figures 3 et 4 montrent que les différences entre les températures maximales quotidiennes des stations sont faibles, avec une moyenne de $\pm 0,47$ °C pendant la période. La plus grande différence est observée entre les stations E2 et E4, avec $\pm 1,1$ °C, la première étant plus chaude que la seconde. E2 a également enregistré les températures maximales les plus élevées. Le comportement des minimales est différent, avec des écarts entre les stations plus important, dépassant 1°C. Parmi les stations situées dans la zone urbaine, les minimales sont proches ($\pm 0,13$ °C) mais, la différence entre ces stations et celle de l'EPAGRI est plus grande, car c'est toujours cette dernière station qui enregistre les températures les plus basses. La plus grande différence (3°C) constatée concerne E1, station la plus proche de la mer.

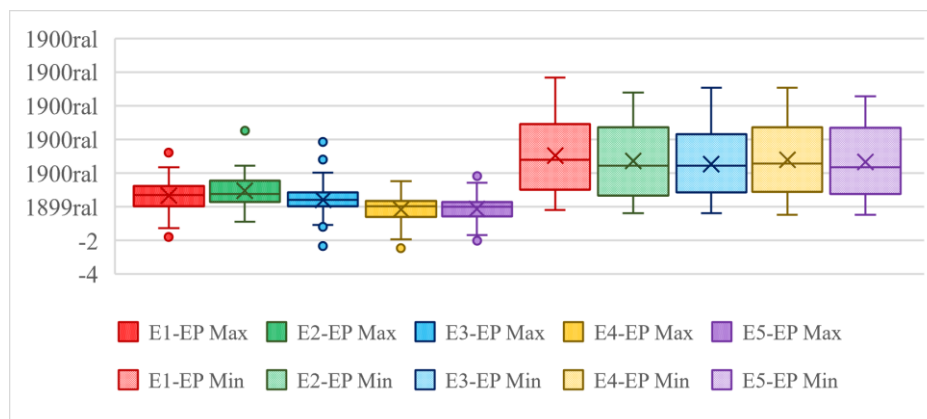


Figure 4. Différences de températures (°C) entre les stations urbaines et la station rurale de référence (EPAGRI).

2.2 Variabilité thermique horaire

En ce qui concerne les données horaires (figure 5), les moyennes oscillent entre 21,7°C, vers 13 heures et 15 à 17°C vers 6 heures du matin. La station EPAGRI (EP) est la plus froide quelle que soit l'heure avec une température minimale atteinte à 5h00. Le jour de la plus forte amplitude (27/08), on a observé une différence moyenne de 3,6°C entre E1=14,2°C et EP=10,6°C. Ce jour-là, Florianópolis a enregistré la température la plus basse de l'année, soit 3,3°C et aux premières heures de la journée et à l'aube, toutes les stations de la zone urbaine sont restées 4 à 5°C plus chaudes que EP. Le plus grand écart au cours de la journée a été enregistré à 21h00, avec une différence de + 6°C entre la ville et la campagne. Les stations urbaines montrent peu de différences entre elles pendant la nuit mais des différences plus marquées pendant la journée qui peuvent être liées à des conditions d'éclairement : E2 reçoit plus tôt le rayonnement solaire le matin alors que E1 et E3 sont plus exposés en fin de journée.

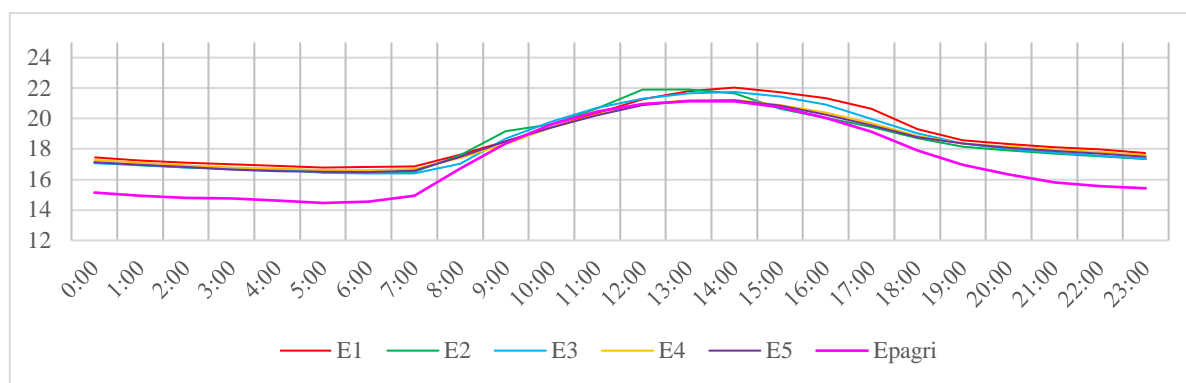


Figure 5. Températures (°C) horaires moyennes d'août à septembre 2018 à Florianópolis.

Conclusions et Discussion

Les données préliminaires obtenues montrent que l'emplacement des stations influence les valeurs de la température de l'air. Les stations installées au centre de la ville sont en moyenne plus chaudes de 1,2°C que celle de l'EPAGRI, qui -pour rappel- est située en zone rurale. A partir du 27/08/2018, nous avons constaté un refroidissement nocturne moindre dans les stations urbaines que dans les stations rurales ; ce qui constitue une caractéristique classique de l'ICU. L'interprétation des différences intra-urbaines est plus complexe car elle dépend du type d'urbanisation, de l'exposition des stations, du relief et de la proximité de la mer. Ces premiers résultats nécessiteront des compléments en termes de mesures, sur des périodes plus longues, avec davantage de points de mesures et une étude fine d'autres variables connexes, telles que le vent (vitesse et direction) et l'humidité relative de l'air.

Remerciements

À la CAPES (Coordination de l'amélioration du personnel de niveau supérieur) pour la bourse de doctorat et à EPAGRI-CIRAM pour les données de la station.

Bibliographie

- AMORIM M.C.C.T., DUBREUIL V., CARDOSO R., 2015: Modelagem espacial da ilha de calor urbana em Presidente Prudente (SP), Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*. (16) 29-45.
- ALVES, M.P.A.; VANZ, A.; CRUZ, G.S.; MARTARELLO, K.C.B.K.; MONTEIRO, A.N.; MISZINSKI, J. 2016 : Caracterização da forte onda de calor de 2014 em Santa Catarina. *Ciência e Natura*, v 38 n.1, 309 - 325.
- GOMEZ W., AMORIM M.C.C.T., DUBREUIL V., 2017: Modelagem da Ilha de Calor Urbana Aplicada ao Ambiente Litorâneo - Ubatuba/Brasil. *Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo*. (34) 82-94.
- MENDONCA F., DUBREUIL V., 2005: Termografia de superfície e temperatura do ar na RMC (Região Metropolitana de Curitiba - PR). *RA'EGA - O espaço geográfico em análise*, (9) 25-35.
- MONTEIRO, C.A.F., 1990. O campo térmico na cidade de Florianópolis: primeiros experimentos. *Revista GEOSUL*, nº 9 - Ano V - 19 semestre de 1990. Florianópolis.
- RODRIGUES, T. S., de QUADRO, M. F. L., VETROMILLA, M. F., 2016 : Wind mapping of federal institute of Santa Catarina - Campus Florianópolis. *Ciência e Natura*, v.38 n.1, 354-359. DOI: <http://dx.doi.org/10.5902/2179460X17213> ; consulté le 19/02/ 2019.
- SOUZA, F.R., 2013. *Estudo de fatores explicativos urbanos da distribuição da temperatura no centro de Florianópolis/SC*. 2013. 252 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis.

L'INCONFORT THERMIQUE ET OLFACTIF DANS L'AGGLOMERATION DE SFAX : PERCEPTION DANS LES QUARTIERS POPULAIRES DE SFAX OUEST (TUNISIE)

GHRIBI M. (1), EUCHI H. (1) et DAHECH S. (2)

(1) *Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Laboratoire SYFACTE, (ghribi310590.marwen@gmail.com); (euchihamdi@hotmail.fr)*

(2) *Université Paris Diderot, laboratoire PRODIG (salem.dahech@gmail.com)*

Résumé : *Le présent travail, relevant de la climatologie urbaine, étudie l'impact de la compacité dans la ville sur les températures de l'air et la perception de la chaleur en saison chaude. A Sfax, les quartiers populaires de Sfax Ouest marqués par une forte densité représentent, par conséquent, des îlots d'inconfort thermique pendant l'été. Ceci, est expliqué par l'effet de l'îlot de chaleur et la vulnérabilité de la plupart des occupants de cette zone, à modestes moyens d'adaptation à la chaleur. De plus, ces quartiers se distinguent par la multitude des sources de nuisances olfactives et évidemment une mauvaise qualité de l'air ayant vraisemblablement, des incidences sur la santé des habitants de ces zones.*

Mots clés: *ICU, inconfort thermique, perception, pollution, Sfax*

Abstract: *The present paper, related to urban climatology, studies the impact of compactness in the city on air temperatures and the perception of warm season heat. In Sfax, the densely populated areas of west-Sfax represent, islands of thermal discomfort during the summer. This is explained by the effect of the heat island and the vulnerability of most occupants in this area, due mainly to their modest, logistical and economic means of adaptation to heat. In addition, these neighborhoods are distinguished by the multitude of sources of odor nuisance and of course the bad air quality, which probably has an impact on the health of the inhabitants of these areas likely to aggravate the sensitivity to summer heat and the perception of heat stress.*

Keywords: *UHI, thermal discomfort, air pollution, perception, Sfax*

Introduction

L'anthropisation et la multitude des surfaces imperméabilisées dans les milieux urbains affectent significativement le climat et modifient le bilan radiatif au niveau de ces surfaces en donnant naissance à un climat particulier, qualifié d'urbain, marqué par des caractéristiques climatiques totalement différentes des zones rurales (Oke, 1973). En effet, l'îlot de chaleur urbain, défini comme l'écart thermique nocturne entre la ville et ses alentours ruraux, est bien documenté ; il est considéré comme la principale manifestation du climat urbain. Dans cette optique, à Sfax, outre le centre-ville fortement bâti, les quartiers populaires du secteur ouest de l'agglomération sont connus par leur forte densité et forment, ainsi, des îlots de chaleur. Pareillement, ces zones représentent des îlots d'inconfort thermique manifesté par une pression sur la climatisation électrique qui aurait comme conséquence une surconsommation de l'énergie électrique pendant l'été. En particulier, les quartiers populaires étudiés, principalement «EL Bahri» et «El Habib», exposés aux émissions de la SIAPE (Société Industrielle d'Acide Phosphorique et d'Engrais) et caractérisés par l'omniprésence des décharges sauvages, souffrent d'une mauvaise qualité de l'air traduite par des maladies respiratoires (Asthme, grippe, allergie ...) dues, en partie, à la pollution relativement plus élevée et plus persistante par rapport à d'autres zones abritées de l'agglomération (Euchi et Dahech, 2019). Dans ce contexte, une étude récente, a montré que ces décharges sauvages et notamment celles brûlées par la population, dépassent les 2000 points incontrôlés et impactent plus particulièrement la santé des enfants, aux voies respiratoires en cours de développement (Euchi et Dahech, 2017). Les

fumées noires dégagées par ces décharges ainsi que les émissions polluantes de la SIAPE, jouxtant ces quartiers, pourraient créer des îlots d'inconfort olfactif et engendrer des nuisances sanitaires.

1. Méthodes et Données

Pour étudier la question de la perception du confort thermique et olfactif dans les quartiers populaires denses de l'agglomération de Sfax, une enquête a été effectuée auprès de la population des quartiers d'El Bahri, El Habib, Erriadh et Ben Saida. Ces derniers sont caractérisés par l'apparition d'un ICU et une exposition quasi permanente aux émissions des décharges sauvages, souvent incinérées à ciel ouvert, et aux rejets de la SIAPE. En plus, l'enquête avait pour objectif d'étudier la perception de la chaleur et de la pollution de l'air dans cette zone et leurs répercussions sanitaires et économiques, ainsi que les dispositifs d'adaptation adoptés par la population locale.

Selon les derniers recensements, la zone étudiée (Sfax Ouest) compte 30317 ménages (RGPH, 2014). Dans cette partie de l'agglomération, l'étude focalise sur les secteurs les plus proches de la SIAPE, particulièrement les zones situées aux alentours d'Oued El Maou. 150 ménages ont été enquêtés en décembre 2018. Le facteur d'exposition aux sources de nuisances olfactives est le principal paramètre à partir duquel nous avons choisi nos échantillons. Ces derniers sont tous implantés dans des quartiers denses et situés à moins de 500 mètres des sources de nuisances précitées. Il s'agit d'un échantillonnage aléatoire car les caractéristiques socio-économiques des ménages et les types d'habitations sont quasiment homogènes dans ces quartiers (Dahech et Bouaziz, 2016). Le questionnaire, composé de 9 questions, formulé en dialecte local, vise à étudier la perception de la chaleur et des gênes olfactives occasionnées par les sources de pollution de l'air.

2. Sensation accrue de la chaleur dans les quartiers populaires denses de Sfax

Plusieurs études en climatologie urbaine, ont approfondi l'analyse de l'intensification de la chaleur estivale et de sa perception. La chaleur estivale, particulièrement dans les villes, est devenue de plus en plus gênante, dans un contexte de réchauffement global manifesté par la récurrence des épisodes caniculaires. En effet, la ville favorise l'apparition d'un îlot de chaleur où les températures ressenties en phase nocturne, sont beaucoup plus chaudes par rapport à celles observées en arrière-pays (Dahech, 2009). A Sfax, au niveau des quartiers populaires, la forte densité urbaine et l'étroitesse des voies réduisant la ventilation naturelle, chauffent l'ambiance thermique et créent des ICU (figure 4 (D)). Ces quartiers, situés à environ 4 km du centre-ville, enregistrent un écart moyen d'environ 3°C par rapport à la campagne environnante (Dahech, 2012).

Les quartiers étudiés, se distinguent par un faible niveau socio-économique. En effet, en plus de la forte densité et les locaux quasi-emboîtés au niveau de ces quartiers (figure1), la sensation de la chaleur est intensifiée par la mauvaise isolation de l'enveloppe des bâtiments ce qui est susceptible de doubler les gains thermiques à l'intérieur des habitations et augmenter considérablement les températures ressenties (figure 4 (A)) (Dahech et Ghribi, 2018).

En conséquence, à l'exception de quelques ménages aisés fortement équipés en climatiseurs (figure2), la plupart de la population des quartiers El Bahri, El Habib, Erriadh sont exposées à la forte chaleur estivale. Ces habitants sont incapables de couvrir les frais supplémentaires des équipements de climatisation et les dépenses inhérentes à la surconsommation de l'énergie électrique. Parfois, la facture bi-mensuelle de l'électricité dépasse aisément le SMIC tunisien en cas d'une utilisation continue des climatiseurs.

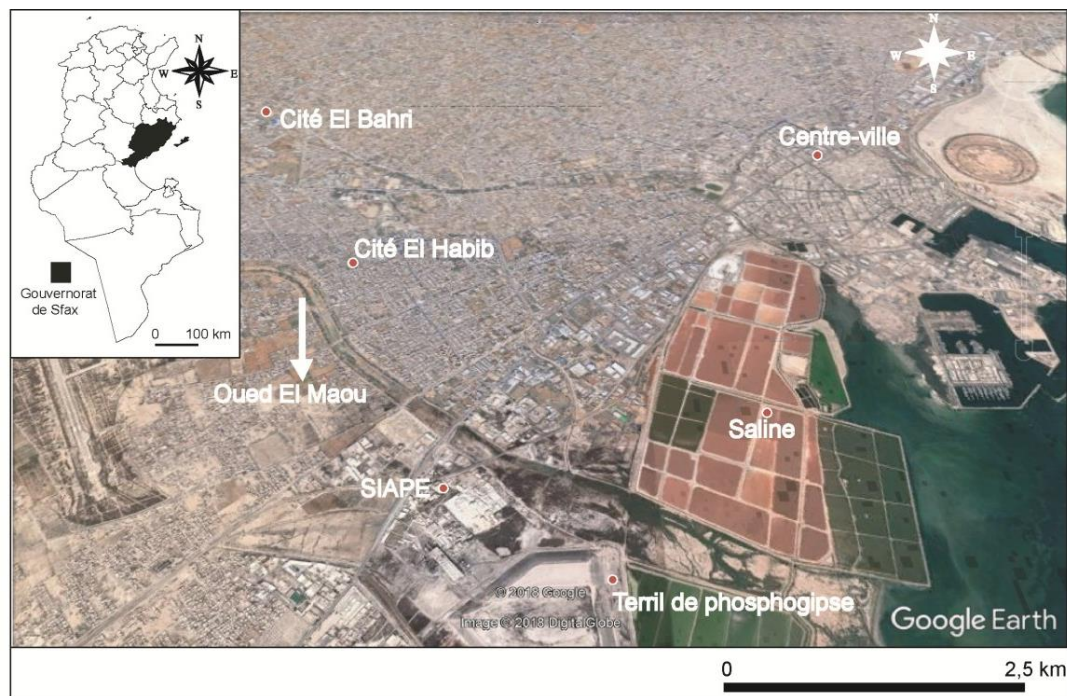


Figure1. Localisation de la zone d'étude et exposition aux sources de pollution et de nuisances olfactives.

D'après les mesures réalisées par Dahech (2012), l'atmosphère est inconfortable dans ces quartiers pendant la saison chaude d'où le recours au conditionnement mécanique des locaux. Toutefois, en raison du coût élevé de l'électricité, les résultats de l'enquête indiquent qu'uniquement 16% des ménages allument leurs climatiseurs ou leurs ventilateurs électriques d'une manière permanente. Les autres recourent à ces moyens presque quotidiennement mais durant quelques heures uniquement.



Figure2. Fort équipement en climatiseurs dans les bâtiments modernes des quartiers de Sfax ouest.

En conséquence, une surconsommation de l'électricité est enregistrée en été. En fait, 40% des enquêtés ont indiqué que leur consommation d'électricité pendant la saison estivale augmente deux fois par rapport au printemps (Figure3 (A)).

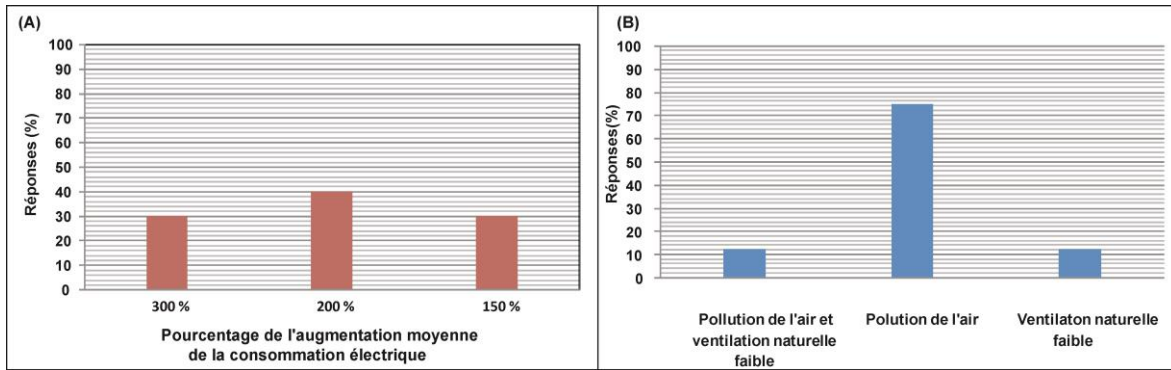


Figure 3. (A) Surconsommation de l'énergie électrique dans les quartiers populaires de Sfax-ouest en été. (B) : Facteurs intensifiant la sensation d'inconfort thermique dans les quartiers populaires de Sfax-ouest pendant la saison chaude (Enquête Ghribi et Al, 2019, 150 ménages).

En raison des gênes olfactives causées par différentes sources de pollution de l'air (SIAPE, décharges sauvages) une grande partie de la population préfère fermer les fenêtres pour éviter les odeurs nauséabondes. Ceci est en mesure de renforcer le stress thermique pendant la saison chaude à l'intérieur des habitations (figure3 (B)).

L'étude de la perception de la chaleur dans les quartiers Ouest de Sfax, montre que les nuisances olfactives rendent l'adaptation à la chaleur difficile à cause de l'impossibilité d'aérer naturellement les locaux, d'où le recours à la climatisation, particulièrement la nuit. En pleine nuit, l'incinération des déchets ménagers, accumulés dans des décharges sauvages, incontrôlés, le long d'*Oued El Maou*, (figure 5) dans les petits lotissements non bâtis et dans les bâtiments abandonnés aux alentours des quartiers précités, est une pratique courante. La quasi-totalité des enquêtés ont affirmé que les décharges sont brûlées quotidiennement (figure 4 (B, C)).

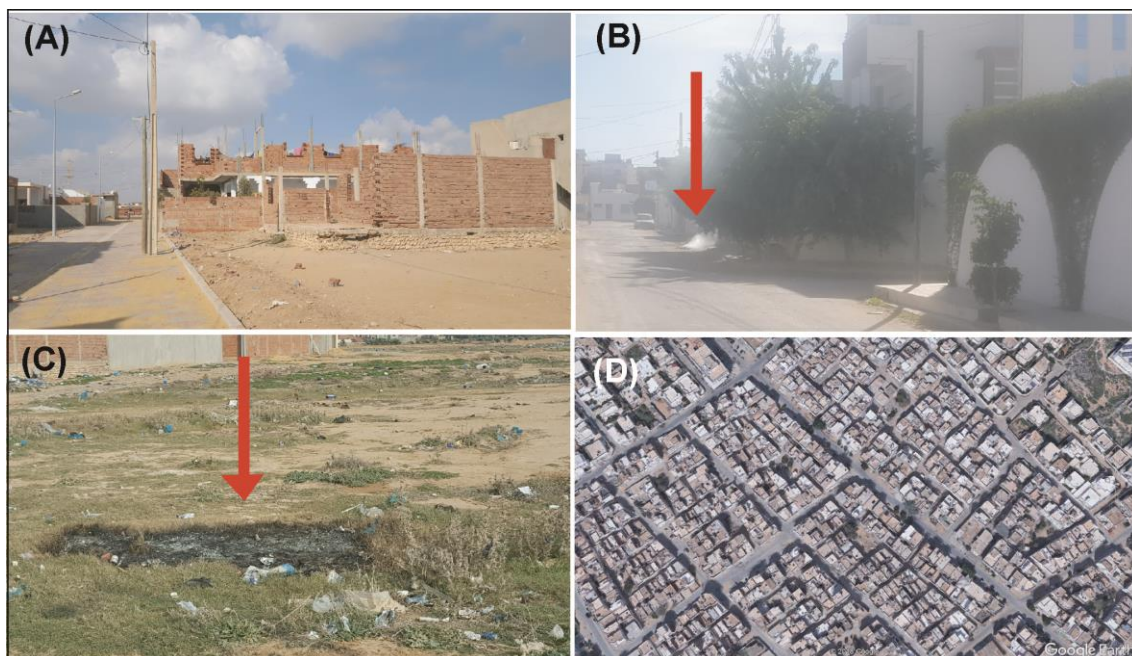


Figure 4. (A) Mauvaise isolation de l'enveloppe des bâtiments (Cliché personnel, 2018), (B) micro-décharge en cours d'incinération (Cliché personnel, 2018), (C) Trace d'incinération dans un espace vide (Cliché personnel, 2018), et (D) Forte densité et étroitesse des rues (Google Earth, 2018).



Figure5. Vue aérienne d'Oued El Maou. **Source** Google Earth (2019).

3. Perception des impacts sanitaires possible de l'inconfort thermique et la pollution de l'air.

La proximité du complexe chimique et du terril de phosphogypse appartenant à la SIAPE (figure1) combinée à l'omniprésence des décharges spontanées, souvent brûlées, influencent gravement la qualité de l'air selon les habitants de cette zone. 100% des enquêtés considèrent que la qualité de l'air au niveau de ces zones est mauvaise. De plus, ils estiment que la persistance des problèmes respiratoires et des maladies cardiovasculaires chroniques ou temporaires, parfois aiguës, s'explique en partie par l'exposition quasi-permanente aux émissions polluantes issues des décharges sauvages, multipliées ces dernières années, et à celles de la SIAPE. En plus, le trafic routier représente une source mobile de gêne olfactive et sonore non négligeable.

D'après la figure ci-dessous, d'une part, la moitié des personnes enquêtées considère que les décharges sauvages et la SIAPE sont les principales sources de pollution (Figure 6 (A)). D'autre part, environ la moitié des enquêtés (48%) indiquent que l'Asthme, souvent chronique, est le problème sanitaire majeur et la principale conséquence sanitaire des multiples problèmes environnementaux au niveau de ces secteurs (figure 6 (B)).

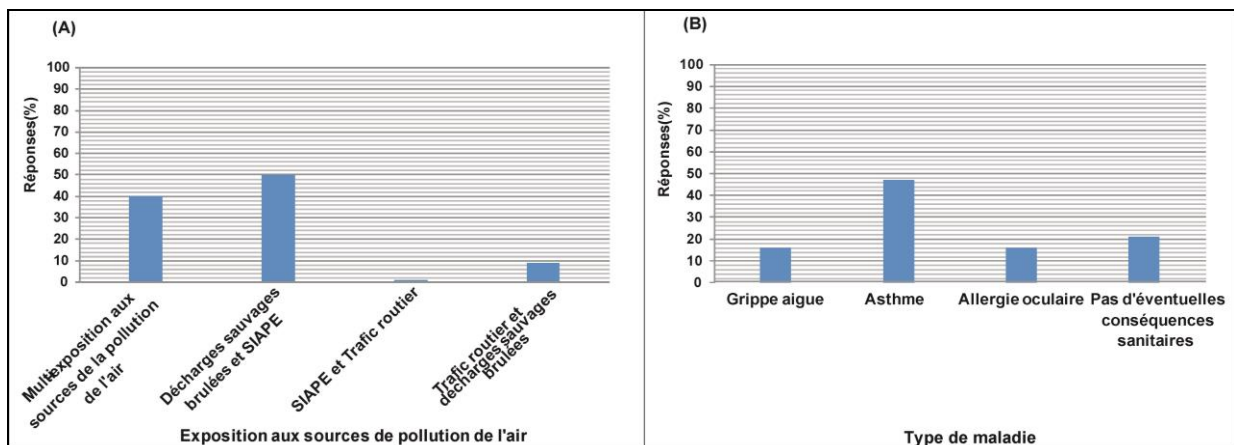


Figure 6. (A) : Perception des sources de pollution de l'air dans les quartiers exposés. (B) les types de maladies et les problèmes de santé dans les quartiers populaires du secteur ouest de l'agglomération de Sfax.

Conclusion

La forte densité urbaine et, généralement, la mauvaise isolation thermique des bâtiments dans les quartiers populaires de Sfax Ouest, aggravent la sensation de la chaleur estivale et intensifient l'inconfort thermique traduit par une surconsommation de l'énergie électrique

pendant la saison chaude. Cet inconfort thermique est aggravé par des nuisances olfactives engendrées par les émissions de la SIAPE et les décharges sauvages multiples dans cette zone. Ces aléas impactent la santé, particulièrement respiratoire, de la population locale.

La municipalité devrait imposer la loi pour limiter la propagation des décharges sauvages et faire face au sentiment d'impunité qui domine depuis la dite révolution de 2011. En outre, la végétalisation de certaines places dans ces quartiers, par des espèces d'arbres qui s'adaptent au climat local, peut diminuer remarquablement les concentrations de polluants dans l'air en raison de la forte capacité de séquestration des arbres (Turnock, 2003) et créer des îlots de fraîcheurs (Charfi et al, 2014).

Bibliographie

- Azri, C., 2000. Contribution des sources mobiles et fixes à la pollution atmosphérique dans la région de Sfax (Tunisie). Thèse, université de Tunis II, faculté des sciences de Tunis, 239p.
- Charfi S, Krout H, Dahech S., 2015. Vegetation in the urban area of Tunis: Study of impacts on temperature and light. *Revue Climatologie*, 6p.
- Dahech S., 2009. Aggravation du réchauffement en milieu urbain à Sfax (Tunisie).»
- Dahech S., 2012. Évolution de la répartition spatiale des températures de l'air et de surface dans l'agglomération de Sfax entre 1987 et 2010, impact sur la consommation d'énergie en été.
- Dahech S et Bouaziz R., 2016. Perception de la pollution atmosphérique à Sfax (Centre-est de la Tunisie).
- Euchi H et Dahech S, 2017: Les décharges sauvages dans l'agglomération de Sfax : impacts sanitaires sur les enfants, Actes du 30^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, du 03-06 juillet, Sfax (Tunisie). Disponible sur http://www.climato.be/aic/colloques/actes/Sfax2017_actes.pdf.
- Dahech S. et Ghribi M., 2018. Réchauffement climatique en ville et ses répercussions énergétiques. Cas de l'agglomération de Sfax (centre-est de la Tunisie).
- Euchi H et Dahech S., 2019. Impact sanitaire de l'exposition aux pics de particules fines (PM10) à Sfax (Tunisie). Soumis à *Pollution atmosphérique*. 21p.
- Oke, T.R., 1973. City size and heat urban island. *Atmospheric Environment*, 7: 769-779.
- Turnock, B., 2003. Shelterbelts. a tool for climate change.

USAGES DE VEHICULES A MOTEUR ET POLLUTION DE L'ENVIRONNEMENT A COTONOU : PERCEPTIONS POPULAIRES (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

HEDIBLE S.C. (1), TOSSOULEGUE S. (2) et VISSIN E.W. (3)

(1) Centre Inter Facultaire De Formation et de Recherche en Environnement pour un Développement Durable (CIFRED). E-mail : shedible@yahoo.fr; Laboratoire Pierre PAGNEY : Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), 03BP 1122 Cotonou 03 ; Département de Sociologie-Anthropologie

(2) Centre Inter Facultaire De Formation et de Recherche en Environnement pour un Développement Durable (CIFRED)

(3) Laboratoire Pierre PAGNEY : Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), 03BP 1122 Cotonou 03 ; Département de géographie exlaure@yahoo.fr

Résumé : L'accroissement démographique associé à une forte augmentation de la demande en transports, puis une augmentation de l'activité industrielle constituent une cause majeure des émissions gazeuses et particulaires en milieux urbains et plus précisément à Cotonou. La présente recherche vise à analyser les perceptions populaires liées à l'impact de l'émission des gaz d'échappement sur l'environnement. Recherche de nature qualitative et quantitative, la technique d'échantillonnage à choix raisonné a été retenue. Au total, cent cinquante-trois (153) acteurs ont été interrogés. Les techniques de collecte de données sont l'observation, l'entretien et l'administration du questionnaire. Il ressort que plusieurs types de véhicules à moteur sont utilisés. Les composants des d'échappements ont des effets sur l'environnement et sur la santé de l'homme. 80% des personnes enquêtées sont conscientes de l'effet négatif de la production des gaz d'échappements sur leur santé tandis que 20% ne le sont pas.

Mots clés: Emissions des poids lourds, pollution de l'environnement, perceptions populaires, Cotonou

Summary: The demographic growth associated with a strong increase in the demand for transport, followed by an increase in industrial activity, is a major cause of gaseous and particulate emissions in urban areas and more specifically in Cotonou. The present research aims to analyze the popular perceptions related to the impact of the emission of the exhaust gases on the environment. Research of a qualitative and quantitative nature, the reasoned choice sampling technique was chosen. In total, one hundred and fifty-three (153) actors were interviewed. The data collection techniques are the observation, the interview and the administration of the questionnaire. It appears that several types of gear are used; the components of the exhaust gases have effects on the environment and human health. 80% those surveyed are aware of the negative effect of exhaust gas production on their health while 20% are not.

Keywords: engine emissions, environmental pollution, popular perceptions, Cotonou

Introduction

La croissance démographique soutenue et le fort exode rural concentré dans de grandes métropoles en Afrique sont des éléments centraux dans l'augmentation très rapide de la pollution urbaine (Bousquet et al, 2003 : 265–283). C'est la conséquence particulièrement forte et encore mal documentée en Afrique de l'étroite relation entre émissions de polluants et activités humaines. Estimée à 819 millions d'habitants en 2000 (13,4% de la population mondiale), la population africaine est passée en 2010 à 1033 millions (environ 15% de la population mondiale) et pourrait s'établir à 1 998 millions en 2050, soit 22% de la population mondiale (ONU, 2008). Cette très forte croissance démographique, combinée à une urbanisation importante (39% de population urbaine en 2008) est associée d'une part à une augmentation forte de la demande en transports, mais aussi à une augmentation de l'activité industrielle. Ces évolutions, spécialement rapides en Afrique subsaharienne, plus précisément

au Bénin constituent une cause majeure des émissions gazeuses et particulaires en zones urbaines et plus précisément à Cotonou (Han and Naehar, 2006 (106–120); Lioussé and al 2010 (347– 382.) ; Assamoi and Lioussé, 2010 (985– 996) ; Doumbia et al, 2012 (529–537.). La présente recherche vise donc à analyser les perceptions populaires liées à l'impact de l'émission des gaz d'échappement sur l'environnement. Quelle est donc la part de l'utilisation des véhicules à moteur dans la pollution de l'environnement à Cotonou et les perceptions populaires y afférentes ?

1. Problématique

La situation économique précaire et l'ouverture des pays de l'Afrique de l'Ouest à l'importation de véhicules automobiles européens « France au revoir » de seconde main ont dopé le marché de l'occasion qui a explosé. Ainsi, depuis plus de deux décennies, des centaines de milliers de véhicules d'occasion affluent dans les ports africains (T. Doumbia, 2012 : 529–537). Ces vieilles voitures ne sont pas équipées de technologies récentes requises pour limiter les rejets des gaz d'échappement. A ces émissions automobiles s'ajoutent les émissions par les deux-roues à moteur deux temps qui utilisent des mélanges de carburants frelatés de très mauvaise qualité. Le Bénin pays de l'Afrique de l'Ouest n'échappe pas à cette réalité. Alors il est important de savoir quel sont les composants de ces gaz d'échappements, leurs effets sur l'environnement et la santé de l'homme. C'est pour répondre à ces questions que cette recherche est intitulée « Utilisation des véhicules à moteur et la pollution de l'environnement à Cotonou : perceptions populaires».

2. Milieu d'étude

La ville de Cotonou est située entre 6°20' et 6°24' de latitude Nord et 2°20' et 2°29' de longitude Est. Elle s'étend sur 10 km à l'Ouest, où elle est limitée par la commune d'Abomey-Calavi, sur 6 km à l'Est en côtoyant la commune de Sèmè-Kpodji. Au Nord et au Sud, la ville a deux limites naturelles qui sont respectivement le lac Nokoué et l'Océan Atlantique (figure 1).

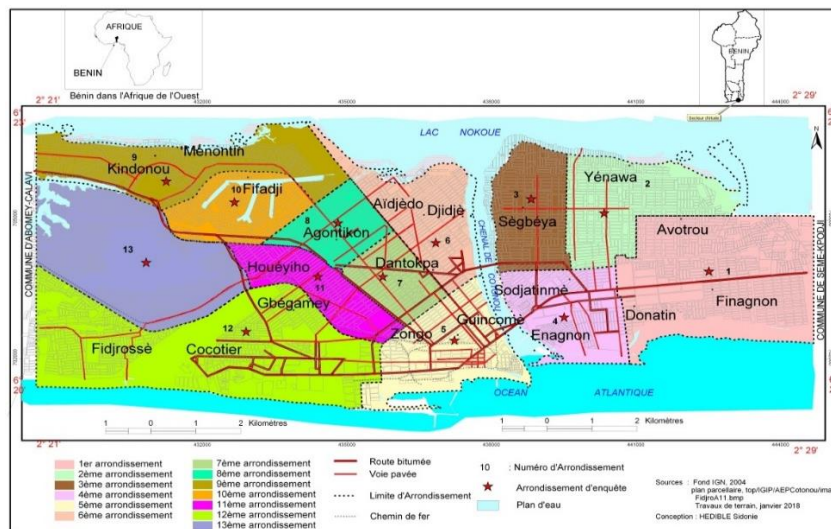


Figure 1. Situation géographique de la ville de Cotonou

3. Cadre méthodologique

La recherche est à la fois qualitative et quantitative. Un groupe cible constitué par des conducteurs de moto, des conducteurs de transport en commun et voitures, des camionneurs et des riverains a été retenu. 153 acteurs, repartis dans les 13 arrondissements, ont été interrogés. La technique d'échantillonnage de choix raisonné a été retenue parce que ce groupe cible détient le maximum d'informations concernant le sujet de recherche. Les techniques de collecte de données utilisées sont l'observation, l'entretien et l'administration du questionnaire avec comme outils appropriés une grille d'observation, un guide d'entretien. Des entretiens directs ont été menés auprès des conducteurs de moto, des conducteurs de transport en commun et voitures puis auprès des camionneurs et ceux semi-directifs auprès des riverains habitant les alentours des voies de circulations. Les informations relatives aux données sociodémographiques ont été dépouillées et réorganisées sous formes de variables quantitatives. Quant aux données qualitatives, le traitement est fait par le logiciel Word.

4. Résultats et discussion

4.1 Resultats

4.1.1 Caractéristiques sociodémographiques des enquêtés

Les enquêtés sont constituées en majorité d'hommes (95,42 %) et d'une minorité de femmes (4,58%). La catégorisation des enquêtes par âge montre qu'ils sont majoritairement adultes (entre 20-45 ans). Aussi, ressort-il que deux groupes se distinguent au sein de l'échantillon du point de vue du niveau d'instruction. Il s'agit des enquêtés qui n'ont aucun niveau d'instruction (32,68 %) et ceux qui ont fréquenté au moins jusqu'au cycle secondaire (67,32 %).

4.1.2 Types de véhicules à moteur utilisés

La figure 2 présente les véhicules à moteur utilisés par les enquêtés : moto à moteur à 2 temps (5 %) qui cède progressivement la place aux motos à 4 temps (61 %), voitures (31 %), camions transportant du sable, de gravillons puis d'autres marchandises (3 %).

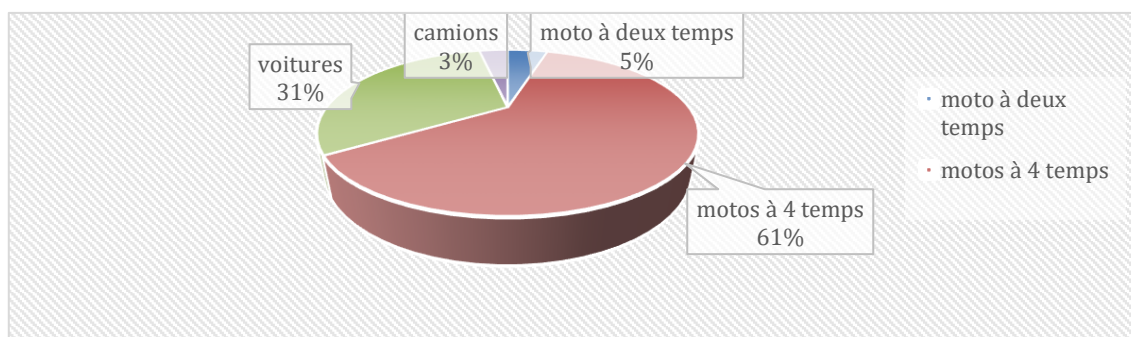


Figure 2. Types de véhicules à moteur utilisés, **Source** : Enquête sur le terrain, 2018

Les photos (1, 2, 3 et 4) de la planche 1 illustrent les différents types de véhicules à moteur utilisés par la population.

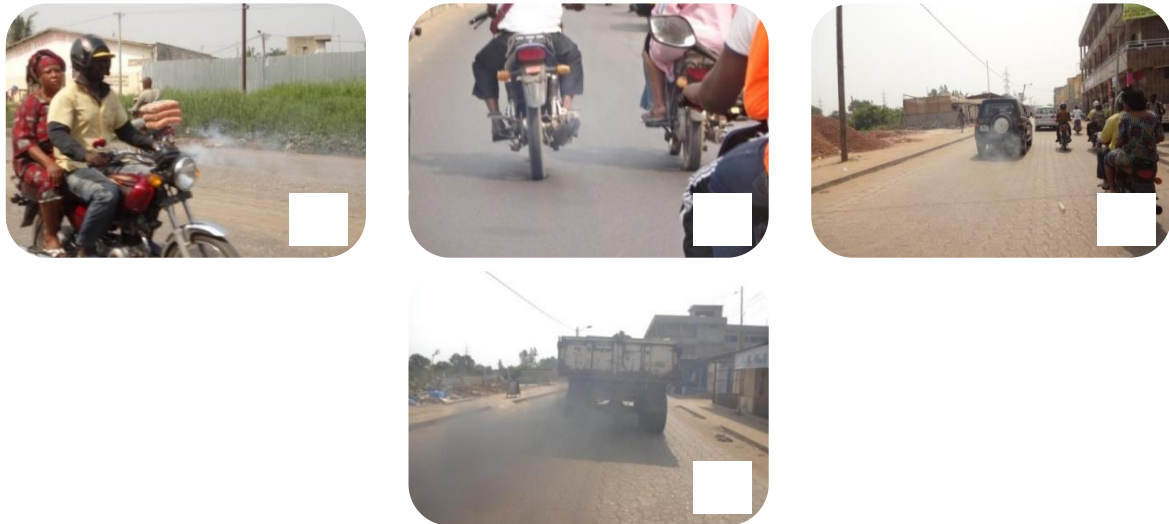


Planche 1. Types de véhicules à moteur 1-moto à 2 temps, 2-moto à 4 temps, 3-véhicules, 4-camion, **Prise de vue** : HEDIBLE, 2018

4.1.3. Type de carburants consommés

Plusieurs types de carburants sont utilisés à Cotonou. Il s'agit de l'essence et du diesel provenant de station ou de contrebande (kpayo). Selon les enquêtes de terrain, les proportions de personnes consommant quotidiennement les différents types de carburants sont : Carburant à la pompe : (13,07 %) puis carburant de contrebande (86,93 %). La figure suivante illustre les types de carburants consommés



Figure 3. Carburant du secteur informel, **Prise de vue** : HEDIBLE, 2018

4.1.4. Distance parcourue en moyenne par les enquêtés

62,75 % des enquêtés parcourent plus de 75 km en moyenne par jour. Ensuite (20,92 %) des personnes ciblées parcourent entre 25 et 75 km. Enfin (16,34 %) parcourent moins de 25 km par jour .

4.1.5. Fréquence d'entretien des moteurs

Les enquêtes de terrain révèlent que 3,27 % des conducteurs font l'entretien de leur moto par semaine ; Ensuite 37,25 % le font une fois par mois et enfin 32,03 % après plus d'un mois ce qui contribue à la détérioration de leur moteur et à la production de fumée.

4.1.6. Perception des enquêtés de l'effet de la production des gaz d'échappements sur l'environnement

Les enquêtes ont révélé la prise de conscience ou non de l'effet de la production des gaz d'échappement sur l'environnement. 86% des personnes enquêtées ne sont pas conscientes de l'effet négatif de la production des gaz d'échappements sur l'environnement.

4.1.7. Perception des enquêtés de l'effet de la production des gaz d'échappements sur la santé

Les enquêtes ont révélé la prise de conscience ou non de l'effet de la production des gaz d'échappement sur la santé. 80% des personnes enquêtées sont conscientes de l'effet négatif de la production des gaz d'échappements sur leur santé.

4.1.8. Maladies associées à l'effet des gaz d'échappements selon les enquêtés

Les investigations montrent que 0,56% des enquêtés affirment souffrir de rhumatisme, de sinusite, et de maux de tête, 1,67% des personnes affirment être victimes de maux de gorge et de douleurs dans la poitrine, 13,33% affirment souffrir de problèmes respiratoires enfin 15% affirment souffrir de Rhume (Figure 4).

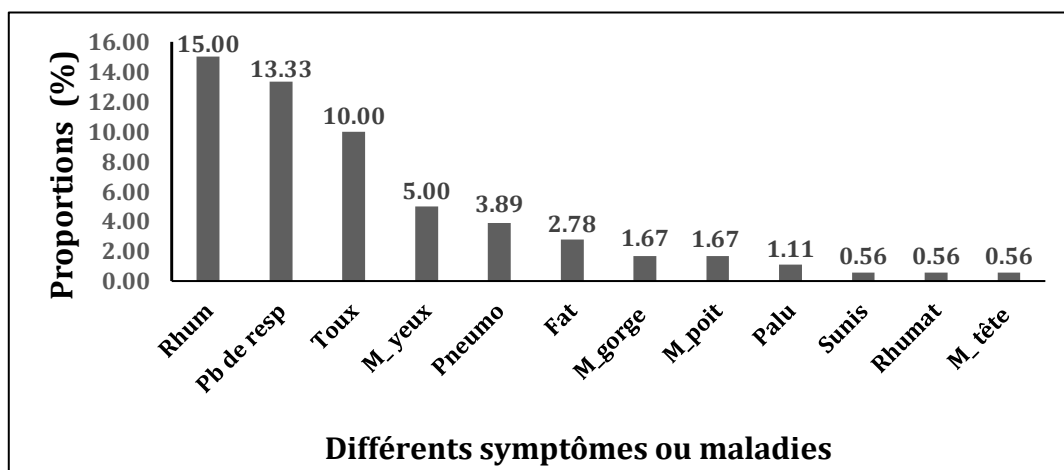


Figure 4. Symptômes et maladies liés aux gaz d'échappement selon les enquêtés, Source : Enquête de terrain, 2018

Explication/Légende

- **M_ yeux** : Maux des yeux, **Rhum** : Rhume, **Toux** : Toux, **Pneumo** : Pneumonie, **M_gorge** : maux de gorge, **M_poit** : douleurs de poitrine, **Pb de resp** : Problème de respiration, **M_tête** : maux de tête
Palu : Paludisme, **Fat** : Fatigue, **Sunis** : Sinusite, **Rhumat** : Rhumatisme

4.2 Discussion

Selon les données de MEHU (2000), la pollution atmosphérique est générée par les gaz d'échappement des taxis-motos communément appelés Zémidjan et des automobiles (planche 1) dont 75% sont constitués par des véhicules d'occasion. L'analyse des données montre que la pollution provient principalement du secteur transports. L'absence des transports en commun et la faiblesse du réseau urbain ont favorisé le renforcement du secteur de taxi-motos (zémidjan) et l'utilisation des voitures taxi qui engendrent à longueur de journée des traînées de fumée dans la ville notamment aux heures de pointe. Ces traînées de fumées proviennent des imbrûlées des hydrocarbures et autres particules dues aux défauts mécaniques des moteurs résultant principalement de la mauvaise qualité du carburant. (CARTON R., STRASSER C./2006). Selon les données de MEHU (2001), les principaux polluants émis lors des activités de transport à Cotonou sont par ordre d'importance le CO₂, le CO, les SO₂ et le NO₂. A ces facteurs expliquant l'ampleur de la pollution atmosphérique dans la principale ville du Bénin, il faut ajouter le fait que 86,93 % des véhicules à moteur sont alimentés avec de l'essence de mauvaise qualité vendue aux abords des voies de circulation (Figure 2). Cette essence utilisée provient essentiellement du secteur informel (Ogouwalé R. et al, 2010) Le mélange essence/huile se fait généralement avec un rapport de 8 % d'huile pour l'alimentation des vélomoteurs à 2T (deux temps) dans les stations privées agréées ; ce qui est déjà excessif et dépasse la proportion de 12 % chez les vendeurs informels (MEHU, 2000).

Conclusion

Cette recherche a permis de mettre en exergue les impacts de l'usage des véhicules à moteur sur l'environnement et les perceptions populaires associées. Les différents gaz émis par les tuyaux d'échappement des véhicules à moteur sont toxiques et menacent l'environnement et la santé humaine à travers divers types d'affections. 80% des enquêtés pensent que les gaz d'échappement ont des effets nocifs sur la santé.

Références bibliographiques :

- Assamoi, E.-M., Liousse, C., 2010. A new inventory for two-wheel vehicle emissions in West Africa for 2002. *Atmospheric Environment* **44**, 985–996.
- Bousquet, J., Ndiaye, M., Aït-Khaled, N., Annesi-Maesano, I., Vignola, A.-M., 2003. Management of chronic respiratory and allergic diseases in developing countries. Focus on sub-Saharan Africa. *Allergy* **58**, 265–283
- Carton R., Strasser C./2006 : les technologies hybrides. Les éditions hybrides. Catalogue ; 300 p.
- Doumbia, E.H.T., Liousse, C., Galy-Lacaux, C., Ndiaye, S.A., Diop, B., Ouafou, M., Assamoi, E.M., Gardrat, E., Castera, P., Rosset, R., Akpo, A., Sigha, L., 2012. Real time black carbon measurements in West and Central Africa urban sites. *Atmospheric Environment* **54**, 529–537.
- Han, X., Naeher, L.P., 2006. A review of traffic-related air pollution exposure assessment studies in the developing world. *Environment International* **32**, 106–120.
- Liousse, C., Guillaume, B., Grégoire, J.M., Mallet, M., Galy, C., Pont, V., Akpo, A., Bedou, M., Castéra, P., Dungall, L., Gardrat, E., Granier, C., Konaré, A., Malavelle, F., Mariscal, A., Mieville, A., Rosset, R., Serça, D., Solmon, F., Tummon, F., Assamoi, E., Yoboué, V., Van Velthoven, P., 2010. Western african aerosols modelling with updated biomass burning emission inventories in the frame of the AMMA-IDAF program. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, **10**, 347–382.
- MEHU (2000) : Configuration d'une stratégie de réduction des émissions de transports motorisés au Bénin, MEHU, Cotonou, 72 p.
- MEHU (2001) : Synthèse des études de vulnérabilité et d'adaptation, programme CCtrain MEHU, Cotonou, 24P.
- OGOUWALE Romaric et HOUSSOU Christophe 2010 Stratégie de lutte contre la pollution atmosphérique dans la ville de Cotonou, Bénin. BEC-UAC. 19 P.

INFLUENCE DE PASSAGE ENTRE LE MILIEU CLIMATISE ET LE MILIEU EXTERNE SUR LE CONFORT THERMIQUE DANS LE CENTRE TUNISIEN : ETUDE SAISONNIERE

KAIS H. (1)

(1) Université de Tunis (Tunisie). kaishammami1981@gmail.com

Résumé : *La climatisation est la technique qui consiste à modifier, contrôler et réguler les conditions climatiques (température, humidité etc.) d'un local pour des raisons de confort (automobile, bureaux, maisons individuelles) ou pour des raisons techniques (laboratoires médicaux, locaux de fabrication de composants électroniques, blocs opératoires, salles informatiques, etc.). Certaines des techniques utilisées sont anciennes et d'autres moins (invention du réfrigérateur au XIX^e siècle par exemple) ; les systèmes modernes tendent à les associer dans un même appareil dit le climatiseur réversible (réfrigération l'été et chauffage l'hiver). Cependant, la climatisation, l'une des joies du confort moderne, peut générer un stress thermique, lorsque la différence de température entre le milieu climatisé (logement, lieu de travail, moyen de transport) et le milieu extérieur est importante.*

Mots clés: *climatisation, écart thermique, confort thermique, centre tunisien.*

Summary: *Air conditioning is the technique that consists of modifying, controlling and regulating the climatic conditions (temperature, humidity etc.) of a room for reasons of comfort (automobile, offices, individual houses) or for technical reasons (medical laboratories, electronic component manufacturing premises, operating theaters, computer rooms, etc.). Some of the techniques used are old and others less old (invention of the refrigerator in the nineteenth century for example); modern systems tend to associate them in a single device called the reversible air conditioner (refrigeration summer and winter heating). However, air conditioning, one of the joys of modern comfort, can generate heat stress, when the temperature difference between the air-conditioned environment (housing, workplace, means of transport) and the external environment is important.*

Keywords: *Air conditioning, temperature difference, thermal comfort, Tunisian center.*

Introduction

Le confort thermique a été défini comme étant la condition dans laquelle aucune contrainte significative n'est imposée aux mécanismes thermorégulateurs du corps humain. Le confort thermique permet l'obtention de conditions optimales pour tous les systèmes fonctionnels de l'organisme ainsi qu'un haut niveau de capacité de travail. C'est ainsi la création d'une ambiance qui évite au corps de réagir aux conditions extérieures et d'économiser de l'énergie de son métabolisme, le confort thermique est le bilan équilibré entre les échanges thermiques du corps humain et l'ambiance environnante (Givoni 1978, Evans 1980). On est en état de confort thermique lorsqu'on ne perçoit ni sensation de froid ni sensation de chaud. Le corps humain a un mécanisme régulateur très sensible qui lui permet de maintenir son équilibre thermique avec l'ambiance, sous réserve que les variations de cette dernière, et en particulier celle de la température, ne soient pas trop rapides.

La généralisation de la climatisation (domicile, lieu de travail, lieu public, transport...), surtout en milieu urbain, pose le problème de l'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu extérieur. Plus l'écart thermique augmente, plus l'inconfort s'installe et plus le risque pour la santé est accru (de l'écoulement du nez dans les cas les plus bénins jusqu'au déclenchement des manifestations respiratoires variées et l'aggravation des affections cardio-respiratoires préexistantes...). Les personnes les plus vulnérables sont surtout les très âgées, souffrant de certaines maladies chroniques (pathologies cardiovasculaires, cérébrovasculaires,

obésité, diabète, maladie de Parkinson, insuffisance respiratoire, insuffisance rénale, maladies vasculaires périphériques, maladie d'Alzheimer ou maladies apparentées,...), poursuivant certains traitements médicamenteux au long cours (tranquillisants, anti-dépresseurs, psychotropes, anti-cholinergiques, diurétiques, certains anti-hypertenseurs)...

Dans ce travail, nous allons évaluer l'influence de passage entre le milieu climatisé et le milieu externe sur le confort thermique dans le centre tunisien. Cette influence sera étudiée pendant la saison chaude et la saison froide durant lesquels l'utilisation de la climatisation atteint son maximum.

1. Données et Méthodologie

1.1 Données

Les données utilisées sont les relevés tri-horaires de 6h, 9h, 12h, 15h, 18h et 21h (cette partie de la journée correspond à l'activité des différents individus) de la température (°C) pendant l'été et l'hiver et pour une période de 10 ans (de 2001 à 2010). Trois stations météorologiques du centre tunisien sont retenues (figure 1) : une station littorale (Monastir), une station intérieure de faible altitude (Kairouan) et une station d'altitude (Kasserine).

1.2 Méthodologie

Par référence à une bonne température de climatisation, 26°C en été (conseillée par les services météo et la Société Tunisienne d'Electricité et de Gaz) et 21°C en hiver (zéro physiologique qui désigne le seuil de neutralité thermique où le corps n'est pas obligé de déclencher ses défenses face aux agressions thermiques externes), nous allons étudier l'écart thermique entre la température du milieu climatisé et celle du milieu extérieur. Pour cela, nous allons adopter les normes de L'ADEME (L'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie) en France qui conseille qu'il n'y ait pas plus de 5 à 6 °C de différence entre l'intérieur et l'extérieur pour garder le confort thermique en état optimal (Au quotidien, chaud dehors, frais dedans, édition Septembre 2018). Une fois cette différence dépasse 10°C, le choc thermique se produit (l'inconfort thermique conduit à la morbidité qui peut atteindre l'état léthal). L'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu externe sera reparti en 3 classes comme suit :

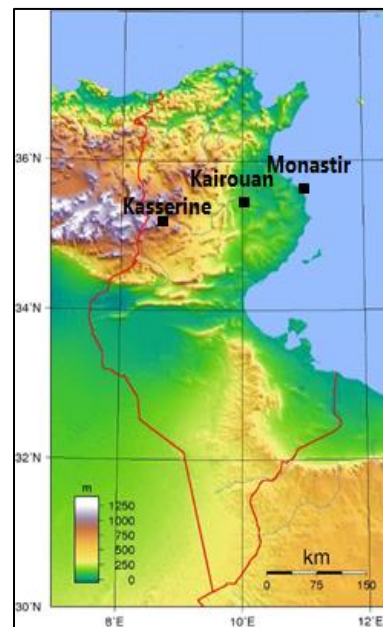


Figure 1. Relief et localisation

Tableau 1. Classes de l'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu externe

Ecart thermique	0-4.9°C	5-10°C	> 10°C
Classes	Ecart thermique optimal	Ecart thermique moyen	Choc thermique

2. Résultats

2.1. La saison chaude

2.1.1 Fréquence annuelle des classes de l'écart thermique pendant l'été

D'après le tableau 2, on peut voir que pendant l'été, l'écart thermique optimal entre le milieu climatisé et le milieu extérieur est le plus fréquent dans les trois stations. Il enregistre une fréquence maximale à Monastir avec 84% du total des relevés tri-horaires retenus. Le rôle de la mer à Monastir adoucit la chaleur estivale et minimise les extrêmes thermiques. A Kasserine, l'écart thermique optimal enregistre 62%, il enregistre 56% à Kairouan. Pour l'écart thermique moyen entre le milieu climatisé et le milieu externe, qui peut avoir une influence sur le bien-être des personnes les plus vulnérables, on enregistre 31% respectivement à Kairouan et à Kasserine. Ce sont deux stations continentales et donc les fortes chaleurs sont plus fréquentes que la région littorale où on enregistre seulement 14% à Monastir.

Tableau 2. Fréquence moyenne annuelle (%) des classes de l'écart thermique pendant l'été (total des observations tri-horaires de 6h à 21h)

	Kasserine	Kairouan	Monastir
Ecart thermique optimal	62	56	84
Ecart thermique moyen	31	31	14
Choc thermique	8	13	2
Total	100	100	100

Enfin, le choc thermique, qui est le plus grave de point de vue physiologique, enregistre 13% à Kairouan qui est l'une des stations les plus chaudes de la Tunisie. Il enregistre 8% à Kasserine où l'altitude adoucit relativement la température par rapport à Kairouan. Tandis qu'à Monastir on n'enregistre que 2%. Ainsi, l'effet de la mer joue un rôle important pour le confort thermique en minimisant les fortes chaleurs et par conséquent minimiser l'écart thermique entre milieu climatisé et milieu extérieur.

2.1.2 Fréquence mensuelle des classes de l'écart thermique pendant l'été

D'après la figure 2, l'écart thermique optimal enregistre une légère différence entre les trois mois. Sa fréquence varie entre 32% pendant le mois de Juin et 35% pendant le mois d'Août à Kasserine, entre 36% pendant le mois de Juin et 31% pendant le mois de Juillet à Kairouan. A Monastir, la fréquence varie entre 32% pendant le mois de Juin et 34% pendant le mois de Juillet et pendant le mois d'Août. Pour l'écart thermique moyen, la différence entre les mois d'été est plus grande. Elle varie à Kasserine entre 29% pendant le mois de Juin et 37% pendant le mois d'Août. A Kairouan elle varie entre 27% pendant le mois de Juin et 37% pendant le mois d'Août. Pour Monastir, la fréquence de l'écart thermique moyen a doublé entre Juin et Août pour passer de 22% à 41%. Ainsi dans les trois stations, l'écart thermique moyen est plus fréquent pendant le mois d'Août. De même pour la fréquence du choc thermique.

Ainsi, le risque pour la santé est plus important pendant le mois d'Août. La fréquence du choc thermique passe de 24% en Juin à 39% en Août pour la station de Kasserine. A Kairouan, elle a passé de 25% en Juin à 39% en Août. A Monastir, elle a presque doublé pour passer de 18% à 43% entre Juin et Août. Le mois d'Août apparaît comme le mois le plus inconfortable, où l'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu extérieur est le plus grand. La situation s'aggrave puisque le mois d'Août se trouve en pleine saison touristique, pendant laquelle les activités touristiques sont pratiquées en plein air. Par conséquent, les individus sont plus exposés à la variation de température.

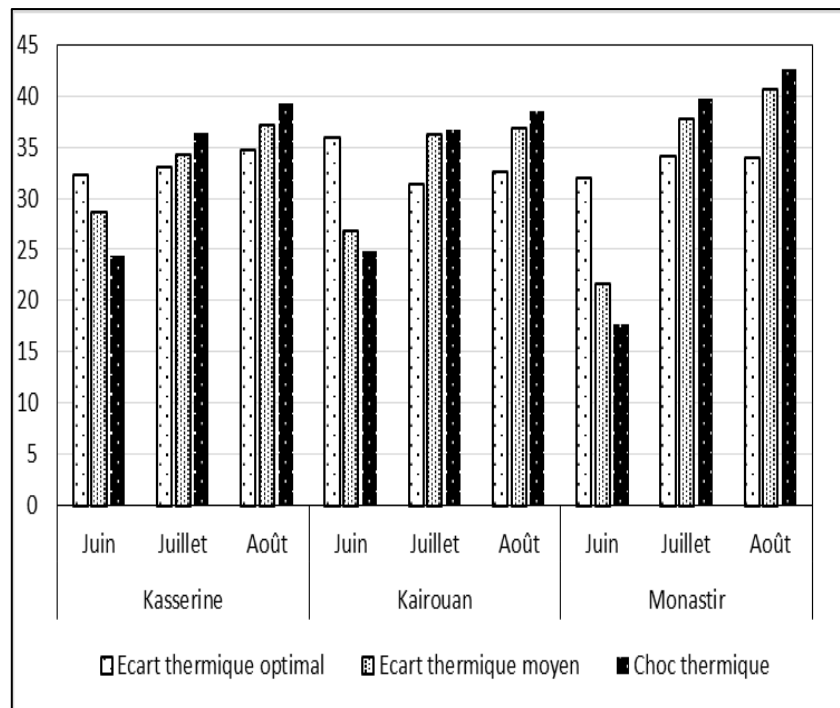


Figure 2. Fréquence mensuelle (%) des classes de l'écart thermique pendant l'été (total des observations tri-horaires de 6h à 21h)

2.2. La saison froide

2.2.1 Fréquence annuelle des classes de l'écart thermique pendant l'hiver

Tableau 3. Fréquence moyenne annuelle (%) des classes de l'écart thermique pendant l'hiver (total des observations tri-horaires de 6h à 21h)

	Kasserine	Kairouan	Monastir
Ecart thermique optimal	13	35	37
Ecart thermique moyen	32	46	50
Choc thermique	55	19	13
Total	100	100	100

D'après le tableau 3, la fréquence de l'écart thermique optimal entre le milieu climatisé et le milieu externe est la moins fréquente à Kasserine et n'enregistre que 13% du total des relevés tri-horaires retenus. L'écart thermique moyen enregistre 32% et le choc thermique enregistre une fréquence de 55%. L'effet de la continentalité et l'effet d'altitude se conjuguent pour rendre la station de Kasserine la plus froide des trois stations, et même à l'échelle de tout le pays. De point de vue bioclimatologique, l'hiver est très stressant. A Kairouan, la situation est meilleure que Kasserine. La fréquence de l'écart thermique optimal enregistre 35%, 46% pour l'écart thermique moyen et 19% pour le choc thermique. Pour Monastir, station littorale, l'effet de la mer augmente la fréquence de l'Ecart thermique optimal qui enregistre 37%. Mais surtout elle augmente la fréquence de l'écart thermique moyen qui enregistre 50%, au dépend de la fréquence du choc thermique qui n'enregistre que 13%.

2.2.2 Fréquence mensuelle des classes de l'écart thermique pendant l'hiver

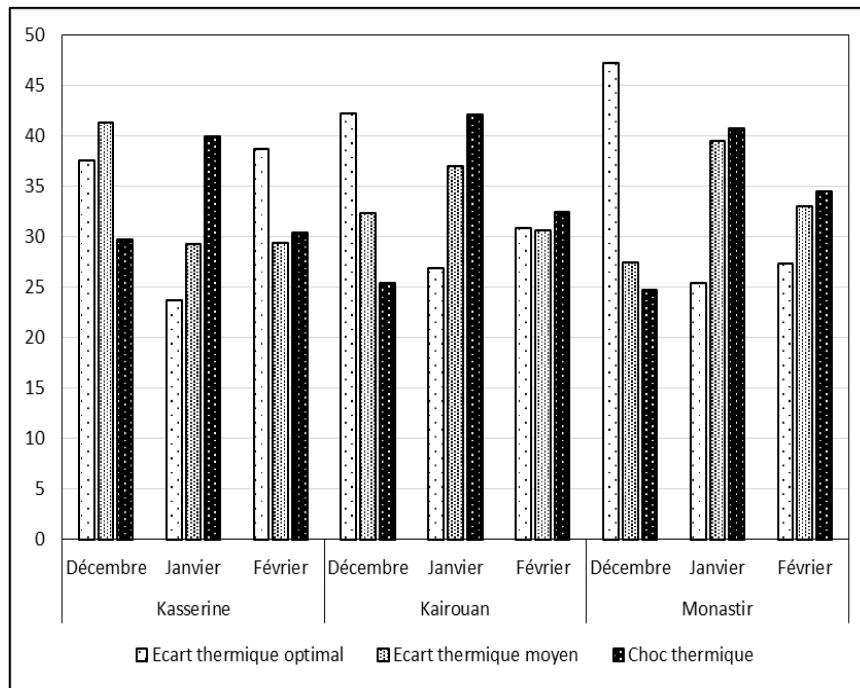


Figure 3. Fréquence mensuelle (%) des classes de l'écart thermique pendant l'hiver (total des observations tri-horaires de 6h à 21h)

D'après la figure 3, l'écart thermique optimal enregistre, à Kasserine, une fréquence qui varie entre 24% du total des relevés tri-horaires retenus pendant le mois de Janvier et 39% pendant le mois de Février. A Kairouan, la fréquence de ce type enregistre une fréquence qui varie entre 27% pendant le mois de Janvier et 42% pendant le mois de Décembre. Pour Monastir, la fréquence varie entre 25% pendant le mois de Janvier et 47% pendant le mois de Décembre. La différence de fréquence pendant ces 3 mois atteint son maximum à Monastir, où elle a presque doublé. Pour la fréquence de l'écart thermique moyen, elle varie à Kasserine entre 29% pendant le mois de Janvier et le mois d'Août et 41% pendant le mois de Décembre. A Kairouan, la fréquence varie entre 31% pendant le mois de Février et 37% pendant le mois de Janvier. A Monastir, la fréquence varie entre 27% pendant le mois de Décembre et 40% pendant le mois de Janvier. Ce dernier enregistre le maximum de fréquence à Kairouan et à Monastir, tandis qu'à Kasserine, le maximum est enregistré pendant le mois de Décembre. C'est une station continentale élevée et donc la saison froide s'instaure plus tôt que dans les stations littorales. Enfin, pour le type de différence thermique le plus dur qui est le choc thermique, sa fréquence est maximale pendant le mois de Janvier dans les trois stations, avec 42%, 41% et 40% respectivement à Kairouan, Monastir et Kasserine. Le minimum de fréquence est enregistré pendant le mois de Décembre à Monastir et à Kairouan avec 25% pour les deux stations. A Kasserine, on enregistre 30% pendant le mois de Décembre et de Février. Ainsi le mois de Janvier paraît le plus dur physiologiquement dans les trois stations. L'occurrence du choc thermique est plus grande pendant ce mois, ce qui nécessite l'attention, surtout des personnes les plus fragiles.

En définitive, on peut conclure que pendant l'hiver, l'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu extérieur est plus important que l'été dans les trois stations.

Conclusion

On a vu dans ce travail que l'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu externe est plus stressant en hiver (l'occurrence du choc thermique est plus grande) qu'en été (fréquence maximale de l'écart thermique optimal) dans le centre-tunisien. L'effet de la continentalité et de l'altitude joue un rôle important dans la fréquence de l'écart thermique, en relation étroite avec la température. Avec la généralisation de la climatisation, surtout dans le milieu urbain, le problème du confort thermique et sa relation avec l'écart thermique entre le milieu climatisé et le milieu externe s'impose de plus en plus. Les personnes les plus vulnérables peuvent être en danger lors d'un changement brusque de température, l'élément le plus important dans l'évaluation du confort thermique, d'où la nécessité de la prudence.

Cependant, on ne peut pas nier d'autres facteurs dans la sensation de confort ou d'inconfort comme l'humidité relative, le vent, l'insolation...

Bibliographie

- ADEME (Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie), Septembre 2018. *Au quotidien, chaud dehors, frais dedans*. Edition ADEME. (www.ademe.fr).
- Evans M., 1980. *Housing, Climate and Comfort*. The Architectural press, London.
- Farbotko C., Waitt G., 2011. *Residential air-conditioning and climate change: Voices of the vulnerable*. *Health Promot. J. Aust.*, 22.
- Givoni B., 1978. *L'homme, L'architecture et le climat*. Edition : Le Moniteur Paris, p229-230.
- Lehucher-Michel MP., Musarella F., Maurel-Donnarel E., 2010. *Syndrome des bâtiments malsains (sbm)*. Société de Médecine du travail PACA.

INTENSITÉ ET DÉLIMITATION DE L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN SUR LA RÉGION PARISIENNE À PARTIR DE DONNÉES PARTICIPATIVES

MADÉLIN M. (1) et DUPUIS V. (2)

(1) UMR 8586 PRODIG, université Paris Diderot, Paris, France, malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

(2) UMR 8234 PHENIX, université Sorbonne Université, Paris, France.

Résumé : *L'îlot de chaleur urbain est une des principales manifestations du climat urbain. Dans cette communication, nous cherchons à quantifier son intensité et à le délimiter sur la région parisienne, à partir d'un jeu de données massives participatives, que nous avons collectées depuis l'été 2017. Nous détaillerons l'analyse critique de ces données non homogènes, absolument nécessaire avant toute exploitation scientifique des températures de l'air. Nous montrerons alors l'existence d'un îlot de chaleur urbain nocturne, dont l'intensité et l'extension spatiale varient selon les saisons et les conditions atmosphériques. In fine, nous comparerons ces résultats avec l'îlot de surface, produits à partir des températures de surface: globalement, nous retrouvons les mêmes structures, mais les données participatives présentent une meilleure résolution temporelle, ce qui ouvre de nouvelles perspectives sur la dynamique de l'îlot de chaleur urbain.*

Mots clés: *climat urbain, îlot de chaleur urbain, données participatives, agglomération parisienne.*

Summary: *The urban heat island is one the main characteristics of the urban climate. In this presentation, we aim at quantifying its intensity and its boundaries over the Paris area from a massive crowdsourced dataset collected since summer 2017. We will detail the critical analysis done on this non homogeneous data as it is absolutely necessary prior to any scientific use of the crowdsourced air temperatures. We will then show the existence of an urban heat island whose intensity and area vary with seasons and atmospheric conditions. In the end, we will compare these new results with results from a study of the urban heat island based on surface temperature: we observe the same general features globally but the crowdsourced data show a much better temporal resolution and this provides new opportunities to study the dynamics of the urban heat island.*

Keywords: *urban climate, urban heat island, crowdsourced data, Paris area*

Introduction

L'îlot de chaleur urbain est une des principales manifestations du climat urbain (Oke, 1982 ; Stewart, 2011), surtout perceptible la nuit, lors des conditions radiatives. L'hétérogénéité des propriétés thermiques et des perméabilités des surfaces urbaines et rurales environnantes entraîne des flux radiatifs et convectifs différents, et donc des températures différentes des surfaces et de l'air sus-jacent. Un écart de plusieurs degrés entre les températures de l'air en ville et les températures dans la campagne environnante est alors très souvent observé, surtout lors des nuits de ciel clair et de vent calme (conditions radiatives), provoquant des situations d'inconfort pour la population, voire un risque sanitaire pour les personnes les plus vulnérables, lors des vagues de chaleur (Sakhy, 2016). Traditionnellement, l'îlot de chaleur urbain est estimé à partir des températures de l'air mesurées par des stations de référence dites urbaines et rurales (sur la région parisienne, Cantat, 2014). Cette approche est simple mais reste limitée par le faible nombre de points et leur représentativité des contextes urbains et ruraux (voir le développement sur les stations pour définir le climat urbain de Grenoble dans Bigot *et al.*, 2017). D'autres approches s'appuient sur la modélisation (Kastendeuch et Najjar, 2015) ou encore sur l'utilisation de données satellitaires (Madelin *et al.*, 2017).

Dans cette communication, nous cherchons à quantifier l'intensité de l'îlot de chaleur et à le délimiter sur la région parisienne, à partir d'un jeu de données originales : des données massives participatives (fournies par des individus possédant une station météo), que nous avons collectées depuis l'été 2017. Ces réseaux sont encore assez peu exploités mais présentent des potentialités riches (Chapman *et al.*, 2016 ; Meier *et al.*, 2017 ; Muller *et al.*, 2015).

Nous commencerons par présenter la zone d'étude ainsi que les jeux de données utilisés. Nous détaillerons l'analyse critique réalisée sur les données participatives, d'autant plus nécessaire que ces données ne sont pas collectées selon les normes de l'Organisation Mondiale de la Météorologie. Enfin, nous présenterons quelques résultats concernant la mise en évidence de l'îlot de chaleur urbain à partir de ces données, ses principales caractéristiques en les comparant aux résultats plus classiques obtenus à partir d'une analyse des températures de surface. Enfin, nous concluons en insistant sur les possibilités offertes par la bonne résolution temporelle des données participatives qui permet d'étudier la dynamique d'installation et de disparition de l'îlot de chaleur.

1. Données utilisées

1.1 Les données du réseau Netatmo sur l'agglomération parisienne

Depuis l'été 2017, nous avons constitué une base de données des stations Netatmo, à partir de l'API (*application programming interface*), à l'échelle horaire, sur une zone de 50 km autour de Paris. Cette agglomération parisienne représente un espace densément urbanisé au centre, avec une population importante (12 millions d'habitants en Île-de-France). Nous avons retenu ici les températures de l'air, mesurées par plus de 10 000 stations, ce qui représente un réseau dense autour de Paris (Figure 1). Ces stations, achetées par des particuliers (~170 €), peuvent être installées dans des contextes très différents : en plein soleil, dans un abri météo, dans un jardin, à l'intérieur d'un appartement, sur un balcon au 18^e étage, etc. Nous n'avons aucune métadonnée associée aux stations.

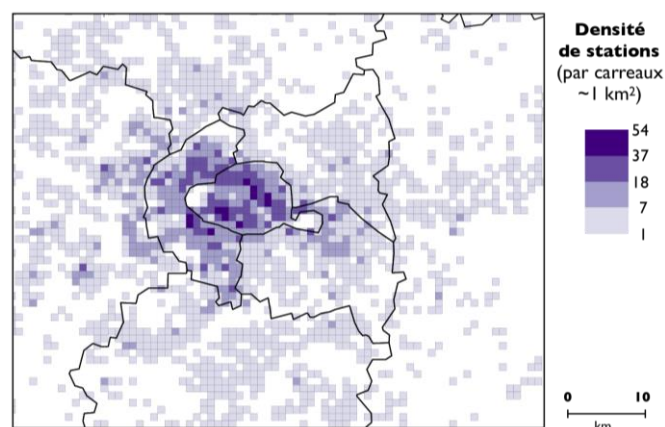


Figure 1. Densité du réseau Netatmo autour de Paris.

1.2 Autres données utilisées

Pour la critique des données, nous avons utilisé les températures de l'air, minimales et maximales journalières, de quatre stations de référence, de Météo France : Paris Montsouris, Trappes (au WSW et à 27km du centre de Paris), Melun-Villaroche (SSE, 37km) et Creil (N, 46km). Enfin, nous avons également utilisé la BDAlti (IGN) donnant l'altitude, la base Corine Land Cover (donnant une occupation et une utilisation des sols, à une échelle assez grossière)

et le zonage IMU - Local Climate Zones (Cordeau, 2016 ; Stewart et Oke, 2012), afin de décrire le contexte des stations (non présenté ici).

2. Critique des données

La base de données initiale comprend 10 630 stations Netatmo, situées à moins de 50 km du centre de Paris, ce qui représente un volume conséquent de données (plus de 50 millions de lignes) et peut s'expliquer par l'origine géographique de la startup Netatmo. Avant toute exploitation scientifique des températures de l'air, nous avons réalisé une analyse d'homogénéité des données, par comparaisons aux stations de référence. La méthodologie décrite ci-dessous repose sur la sélection des stations Netatmo.

En premier lieu, nous avons appliqué un critère portant sur la localisation des stations : en retenant les stations avec un même identifiant et des coordonnées géographiques proches (à moins de 25m). Puis nous avons sélectionné les stations selon un critère de complétude des données : des séries globalement continues sur au moins 1 mois (95% des données horaires avec un décalage inférieur ou égal à 1h ; 99% avec un décalage inférieur ou égal à 2h).

Les stations pouvant être placées dans des contextes très différents (pas d'information disponible), nous avons enfin cherché à sélectionner les stations avec des données vraisemblables pour une température de l'air extérieur et cohérentes par rapport aux stations de référence de Météo France. Pour exemple, la figure 2A illustre une station vraisemblablement positionnée au soleil : les températures minimales sont proches de celles de Météo France Paris Montsouris, alors que les températures maximales sont beaucoup plus élevées. Des premiers filtres ont été appliqués : par exemple, élimination des stations avec de faibles écarts thermiques annuels ou encore avec une moyenne des températures minimales en hiver trop basse.

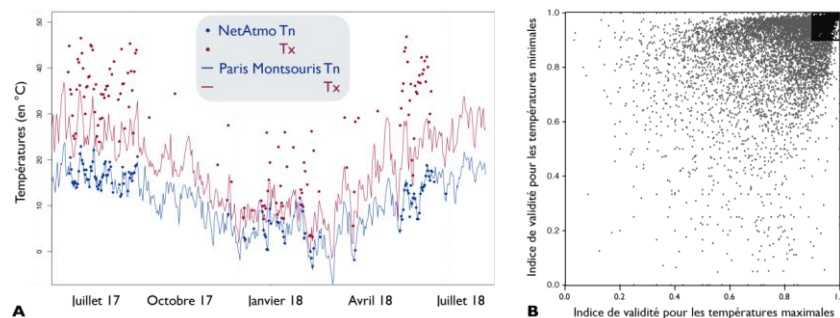


Figure 2. Critique des données du réseau Netatmo. A. Exemple de l'effet de la position d'une station au soleil ; B. Sélection des stations Netatmo avec des indices de validité supérieurs à 0,9 pour les températures maximales et minimales.

Puis nous avons calculé un indice de validité, par station, pour les températures minimales et maximales (représenté sur la Figure 2B) : il représente le pourcentage de données journalières comprises entre la moyenne journalière des 4 stations de référence ± 5 écarts-types. Nous avons choisi de retenir les stations avec des indices de validité supérieurs à 90% pour les températures minimales et 90% pour les maximales. Au final, la base de données comprend 2591 stations, soit environ 25% du jeu initial, avec toutefois une forte hétérogénéité spatio-temporelle (certaines zones du territoire sont densément équipées et depuis longtemps, d'autres non).

3. Résultats

3.1 Mise en évidence et intensité de l'îlot de chaleur

Afin de quantifier l'îlot de chaleur urbain, nous avons sélectionné d'une part des stations représentatives d'un contexte urbain (« tissu urbain dense » de la base Corine Land Cover, c'est-à-dire grosso modo Paris *intramuros*) et d'autre part des stations dites rurales (« territoires agricoles » et à plus de 30km du centre de Paris). Pour chaque jeu et quasiment toutes les heures, nous avons utilisé au moins 16 capteurs.

La Figure 3 montre la différence entre les températures horaires de ces stations urbaines et rurales, en fonction du temps (en abscisse les jours et en ordonnée les heures), sur une période de 8 mois ici. Pour quelques heures, nous n'avons pas assez de données pour calculer une différence robuste (ici en gris). Nous pouvons observer des variations d'un jour à l'autre correspondant aux modifications des conditions atmosphériques. L'écart thermique est quasiment toujours positif, globalement plus important la nuit et intense pour certaines dates en particulier (avec des conditions radiatives ; non montré dans ce résumé étendu). En moyenne, l'îlot de chaleur est estimé à 1,9°C ; à titre de comparaison, l'écart moyen entre les stations Paris Montsouris et Melun est de 1,7°C.

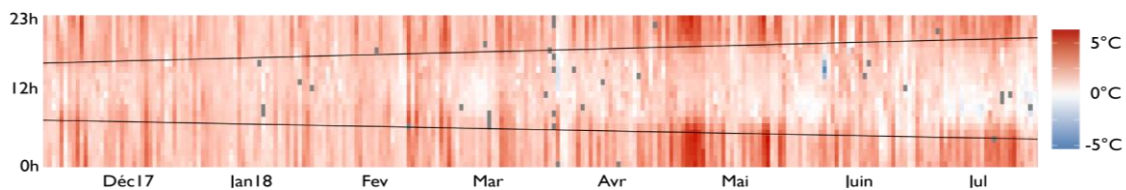


Figure 3. Écart thermique entre des stations « urbaines » et « rurales »

3.2 Délimitation de l'îlot de chaleur

Afin de délimiter l'îlot de chaleur urbain, nous avons réalisé une analyse de rupture de pente des gradients thermiques entre le centre de Paris et sa périphérie (pour déterminer un changement dans la décroissance des températures du centre vers la périphérie). Lorsque nous regardons l'ensemble des données thermiques en fonction de la distance à Paris, aucun gradient ni rupture ne se dégagent. Par contre, si nous sélectionnons les données à 2h UTC (choix motivé par la comparaison avec des températures de surface MODIS, Madelin et Dupuis, 2018), la délimitation d'un îlot nocturne peut être faite : la figure 4A montre la distribution statistique des ruptures, à 2h UTC, sur l'ensemble des dates avec rupture (~85% des dates), avec une valeur médiane de 24,1 km (avec une variation saisonnière, non montrée ici), très proche de celle calculée à partir de données MODIS (Madelin *et al.*, 2017).

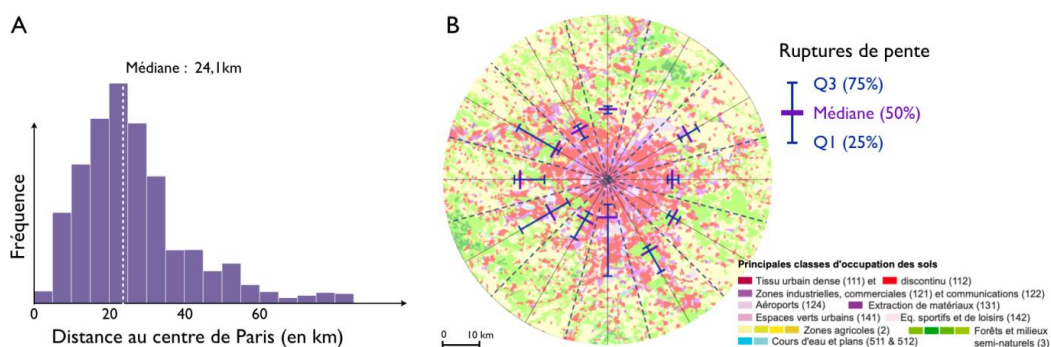


Figure 4. Délimitations de l'îlot de chaleur urbain de l'agglomération parisienne à partir d'une analyse de rupture. A. Distribution statistiques des ruptures. B. Quantiles (25%, 50%, 75%) des ruptures selon les principales directions.

La carte des quantiles 25%, médiane et 75% selon les 12 principales directions permet de délimiter l'îlot de chaleur nocturne et illustre bien son anisotropie autour de Paris, ainsi qu'une dispersion des ruptures beaucoup plus faible au nord de l'agglomération qu'au sud. L'hétérogénéité de l'occupation du sol pourrait expliquer ce résultat, mais des travaux complémentaires doivent être menés afin de renforcer cette hypothèse.

La comparaison de ces résultats avec l'îlot de surface, produits à partir des températures de surface lors de précédents travaux (Madelin *et al.*, 2017 ; Madelin et Dupuis, 2018), montre globalement que nous retrouvons les mêmes structures. Par contre, les données participatives présentent une meilleure résolution temporelle, ce qui ouvre de nouvelles perspectives sur la dynamique de l'îlot de chaleur urbain. Par exemple, la Figure 5 illustre, pour une date donnée (avec des conditions radiatives), l'apparition de l'îlot de chaleur pendant la nuit et sa disparition pendant le jour.

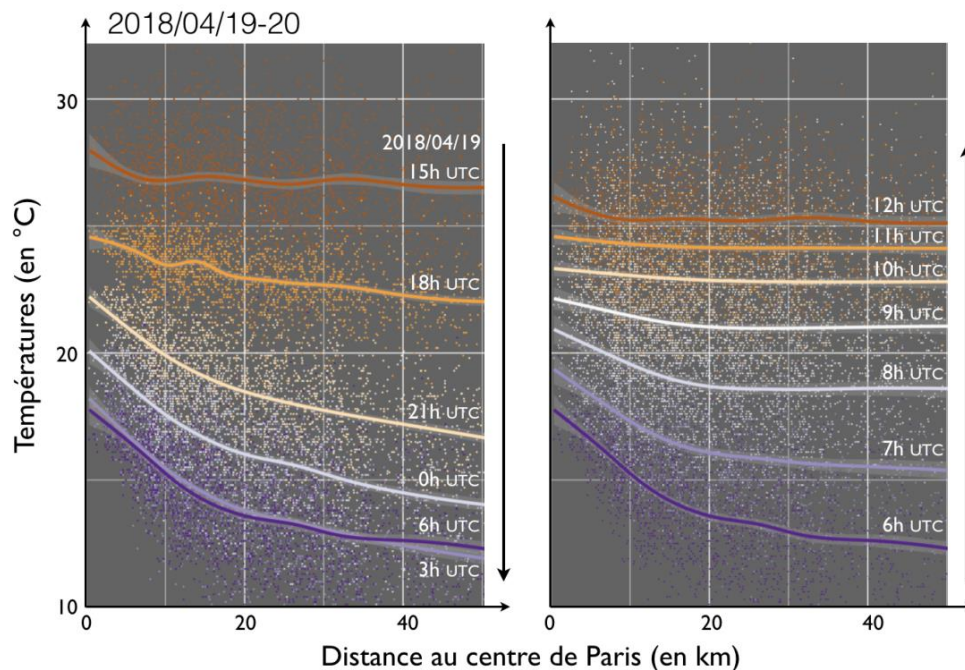


Figure 5. Exemple pour une date donnée (conditions radiatives) de la dynamique de l'îlot de chaleur urbain.

Conclusion

Dans cette communication, nous avons cherché à montrer quelles potentialités offraient les données participatives en nous intéressant en particulier aux données de températures et à l'îlot de chaleur urbain. Ces données massives, disponibles, sont complexes et le manque d'information sur leur environnement, sur l'implantation nous ont conduits à réaliser une analyse critique très sélective (75% du jeu de données initial est écarté). Néanmoins, à partir des données du réseau Netatmo, nous avons pu mettre en évidence l'îlot de chaleur urbain nocturne autour de l'agglomération parisienne, dont l'intensité et l'extension spatiale varient selon les saisons et les conditions atmosphériques et dont les principales caractéristiques sont tout à fait en accord avec les analyses réalisées sur les températures de surface (MODIS). Ainsi, même si ces données participatives nécessitent une analyse critique (qui peut probablement encore être améliorée), cette communication démontre les potentialités et les opportunités qu'elles offrent par leur résolution spatio-temporelle, en particulier sur des espaces densément équipés de stations comme peut l'être la région parisienne.

Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier la mise à disposition des environnements serveurs de développement et de publication de R par la TGIR Huma Num (<http://www.huma-num.fr>).

Bibliographie

- Bigot S., Duché S., Madelin M., Rome S., 2017. Étude du climat urbain : pour une mise à disposition de nouveaux services climatiques. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 68, 13-3.
- Cantat O., 2014. L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps. *Norois* [En ligne], 191.
- Chapman L., Bell C., Bell S., 2016. Can the crowdsourcing data paradigm take atmospheric science to a new level? A case study of the urban heat island of London quantified using Netatmo weather stations. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.4940.
- Cordeau E., 2016. *Les îlots morphologiques urbains (IMU)*. Rapport de l'IAU îdF, 120 p.
- Kastendeuch P., Najjar G., 2015. Une simulation des interactions ville-atmosphère à différentes échelles : application sur Strasbourg. *Climatologie*, 12, 44-64.
- Madelin M., Bigot S., Duché S., Rome S., 2017. Intensité et délimitation de l'îlot de chaleur nocturne de surface sur l'agglomération parisienne. *Actes du 30ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Sfax, Tunisie, 39-45.
- Madelin M., Dupuis V., 2018. Intensity and delimitation of the night urban heat island over the Paris metropolitan area from crowdsourced and remote sensing data. *International Conference of Urban Climate ICUC 10*, New York, US.
- Meier F., Fenner D., Grassmann T., Otto M., Scherer D., 2017. Crowdsourcing air temperature from citizen weather stations for urban climate research. *Urban Climate*, 19, 170-191.
- Muller C.L., Chapman L., Johnston S., Kidd C., Illingworth S., Foody G., Overeem A., Leigh R.R., 2015. Crowdsourcing for climate and atmospheric sciences: current status and future potential. *International Journal of Climatology*, 35, 11, 3185-3203.
- Oke T.R., 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 455, 1-24.
- Sakhy A., 2016. *Îlots de chaleur et morphologie urbaine de l'agglomération parisienne : conséquences sur la mortalité durant la canicule de 2003*. Thèse de doctorat en Géographie, Université Paris Diderot, 306 p. + annexes.
- Stewart I.D., 2011. A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature. *International Journal of Climatology*, 31, 200-217.
- Stewart I.D., Oke T.R., 2012. Local Climate Zones for Urban Temperature Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 1879-1900.



6

**MODÉLISATION &
TÉLÉDÉTECTION**

CLIMATE MODELS & TELECONNECTIONS

BUILT-UP AREAS EXTRACTION BASED ON SENTINEL-1 SATELLITE IMAGES FOR THE IDENTIFICATION OF URBAN CLIMATE ZONES

ALEXE M. (1), HOLOBĂCĂ I.H. (1) et IVAN K. (1)

(1) Babeş Bolyai University, Faculty of Geography, GeoTomLab, 5-7 Clinicilor St, Cluj-Napoca 4000006, Romania; mircea.alexe@ubbcluj.ro; iulian.holobaca@ubbcluj.ro; kinga.ivan@ubbcluj.ro.

Summary: *Urban areas are in a continuous expansion, against the background of accelerating urbanization, while their correct detection might be useful for the rapid identification of changes in the Urban Climate Zones and the study of Urban Heat Island. The paper proposes the development of a new method for the detection of the built-up areas based on SAR data (Synthetic Aperture Radar), combining two images. The method combines a classification of the SAR images with a texture analysis (ISO-Tex) by using spectral signatures and a separation threshold. The results were compared to those achieved in a supervised classification for two cities in Central and Eastern Europe: Cluj-Napoca, in Romania and Wroclaw, in Poland. The potential of the new method has been proven by the transition to a higher accuracy level compared to the supervised classification. The main advantage of the method is the separation of classes generating detection problems to both radar and optical systems (bare soil, excessively humid soil areas and the upper part of the slopes).*

Keywords: *built-up areas; SAR data; texture analysis, ISO-Tex.*

Résumé : *Les zones urbaines sont en expansion constante, dans un contexte d'urbanisation accélérée, alors que leur détection correcte pourrait être très utile pour l'identification rapide des changements des Zones Climatiques Urbaines et l'étude d'Îlot de Chaleur Urbaine. Nous proposons le développement d'une nouvelle méthode de détection des zones construites basées sur des données SAR (Synthetic Aperture Radar), combinant deux images. La méthode combine une classification des images SAR avec une analyse de texture (ISO-Tex) en utilisant des signatures spectrales et un seuil de séparation. Les résultats ont été comparés à ceux obtenus dans une classification supervisée pour deux villes d'Europe centrale et orientale: Cluj-Napoca en Roumanie et Wroclaw en Pologne. Le potentiel de la nouvelle méthode a été prouvé par le passage à un niveau de précision supérieur à celui du classement supervisé. Le principal avantage de la méthode est la séparation des classes problématiques pour la détection des systèmes radar et optiques (sol nu, sol excessivement humide et la partie supérieure des pentes).*

Mots clés: *zones construites; données SAR; analyse de texture, ISO-Tex.*

Introduction

In the context of increasing urban population and economic development, the built-up areas have been widely expanding in the large urban centers at global level. According to WHO (2018), by 2030 the urban population will account for 60 % of the total global population. Knowledge of the information regarding the spatial distribution of the built-up areas is essential in analyzing urban expansion and urban heat island, as well as in drafting of the urban development strategies or in disaster management.

Remote sensing represents an important tool for obtaining information on the type of land cover within an area. By developing a new methodology based on SAR images and texture analysis we contribute to and improve the results already achieved in extracting the urban built-up areas.

In this study we used Sentinel 1 images in order to detect the built-up areas in the two urban areas of Cluj-Napoca, Romania and Wroclaw, Poland. The built-up areas have been extracted

by means of the ISODATA classification and texture analysis (ISO-*Tex*), using the double polarization (VV and VH) and a combination of images from both orbit categories (ascendant and descendant).

1. Data and Method

The study area was chosen to be composed of two cities very similar in size: Cluj-Napoca in Romania and Wrocław in Poland (Figure 1). Cluj-Napoca is located in the Transylvanian Depression, 46°46'N, 23°35'E in a hilly area on the Someşul Mic River. It is expanded on the East-West axis, as it is limited to the North by the Someşul Mic cuesta and to the South by the Feleac hill, with a medium altitude of 711 m. It is one of the most important economic, cultural and commercial hubs in Romania, with a population of 323,484 inhabitants (National Institute of Statistics, 2018) and an area of 179.5 km².

The city of Wrocław is located 51°06'N, 17°02'E, on the course of Odra river, with a predominantly plane relief. It has many canals, bridges and many green areas. It is an important economic, commercial and cultural hub, with an area of 292.9 km² and a population of 638,586 inhabitants (Polish Central Statistical Office, 2018).



Figure 1. Presentation of the study areas: Wrocław (Poland) and Cluj-Napoca (Romania).

Within this study, SAR images were used of the GRD (Ground Range Detected) type in the C, Sentinel 1 A and Sentinel 1 B (VV and VH dual polarization) bands, in the IW (Interferometric Wide) image processing mode, with a 10 m range spacing and 10 m azimuth spacing (Table 1).

Table 1. Data sets used in the study.

<i>Cluj-Napoca</i>			<i>Wroclaw</i>		
Date	Orbit	Pass	Date	Orbit	Pass
31 May 2018	29	Ascending	22 May 2018	73	Ascending
4 June 2018	80	Descending	25 May 2018	22	Descending

Satellite image pre-processing was carried out by means of the Sentinel 1 toolbox and within the SNAP 4.0 software. This implied the following steps (Boudinaud, 2017):

- achieving the 4 backscattering bands;
- achieving the 4 primary texture bands;
- the noise reduction;
- achieving the 12 secondary texture bands.

Built-up areas extraction:

- supervised classification method, Maximum Likelihood (MLC): A supervised classification was applied on SAR using two classes: urban and non-urban. Using the ERDAS Imagine 2016 software we applied the most popular supervised classification method, Maximum Likelihood (MLC) (Deng et al., 2012; Ivan, 2015).
- unsupervised classification (ISODATA) and texture analysis (ISO-Tex) by using spectral signatures and a separation threshold.

Using the Kappa coefficient and the overall accuracy the classification accuracy was assessed (Foody, 2002):

The Kappa coefficient was calculated based on the equation:

$$k = \frac{N \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r (x_{i+} x_{+i})}{N^2 - \sum_{i=1}^r (x_{i+} x_{+i})} \quad (1)$$

Where:

N = the total number of observations in the matrix;

r = the number of rows in the matrix;

x_{ii} = the number of observations in the i row and i column;

x_{i+} = the total number of observations in the i row;

x_{+i} = the total number of observations in the i column.

2. Results

The comparison of the accuracy values between the MLC supervised classification and the ISO-Tex method indicates a transition from a medium accuracy in the case of the first method (Kappa < 0.8) to a good accuracy (Kappa > 0.8) (Table 2). This quantitative threshold was also used for the discrimination of the classification quality in other recent studies (Jensen, 2005; Lillesand et al., 2004, etc.). The most significant qualitative jump is noticed in Cluj-Napoca, where MLC has a Kappa coefficient of 0.77, and the ISO-Tex method increases the value of this indicator up to 0.90. Even if for Wroclaw the increment is more modest (from 0.76 to 0.85),

a superior class is yet achieved. In the Overall accuracy (OA) case, the differences between Cluj-Napoca and Wroclaw are much smaller; however, this indicator also illustrates an improvement of the results (Cluj-Napoca 89% – 95%, Wroclaw 88% – 93%).

Table 2. Accuracy assessment for MLC and ISO-TeX

<i>Classification</i>	<i>Overall accuracy</i>	<i>Kappa coefficient</i>
Cluj-Napoca MLC	89%	0.77
Cluj-Napoca ISO-TeX	95%	0.90
Wroclaw MLC	88%	0.76
Wroclaw ISO-TeX	93%	0.85

Beyond the accuracy values, the visual inspection of the MLC supervised classification has indicated areas with classification errors (Figure 2). In this context, the ISO-TeX method was developed and this is meant to reduce these discrepancies.

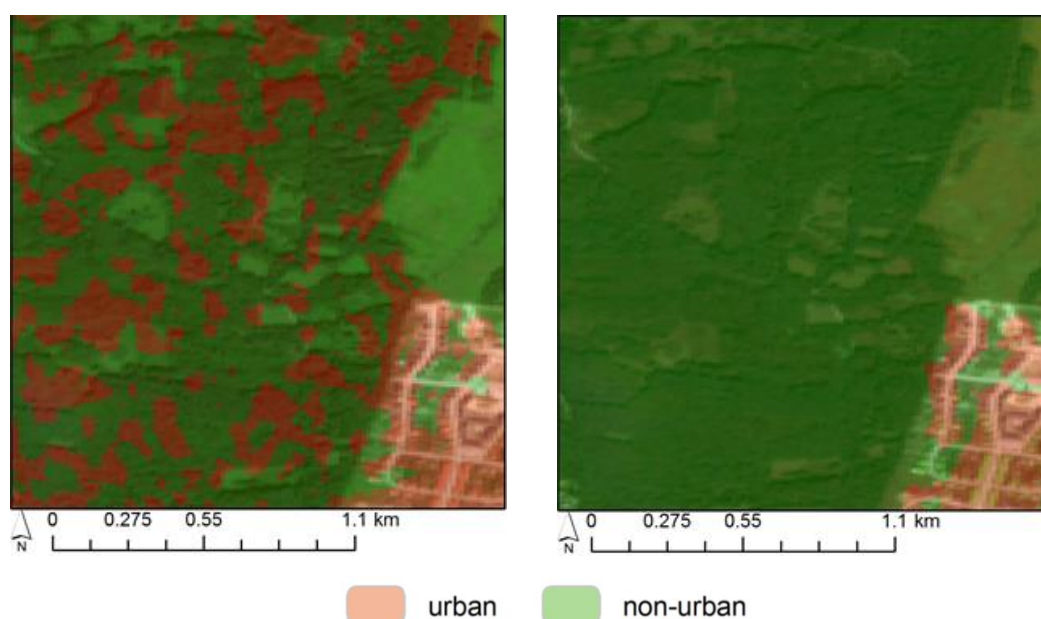


Figure 2. Built-up extraction using MLC and ISO-TeX methods: MLC Wroclaw (left); ISO-TeX Wroclaw (right).

Conclusions and Discussion

The results achieved based on the ISO-TeX method are better in terms of accuracy than those achieved by Koppel et al. (2015) who achieved OA of 72% in detecting the built-up areas based on the combination of both orbits and polarizations of the SAR images or those achieved by Lehner et al. (2017) as a result of detecting the built-up and non-built-up area based on the SAR images, achieving a OA accuracy of 78.2 %. These are comparable (OA over 92 %) with those achieved by Cao et al. (2018) in detecting the built-up areas using Sentinel-1 SAR.

The ISO-TeX method highlights very well the urban built-up areas with a prominent texture, this being the main feature of the urban areas. The main limitation of this method noticed by the authors of this paper is the low capacity to detect the smooth texture areas, with a specular type of backscattering from inside the built-up areas such as: roads, parking spaces, airport lane.

The potential of the method was proven by the increase of the accuracy level from a medium one in case of the MLC classification, to a superior one. After validating the results, we

achieved a high value for the overall accuracy and the kappa coefficient (Cluj-Napoca OA = 95% and Kappa coefficient = 0.90, Wroclaw OA = 93%, Kappa coefficient = 0.85), comparable to the results achieved in other studies.

References

- Boudinaud L., 2017. Mapping Urban Area with Sentinel-1 Data: a Tutorial Using SNAP and SCP for QGIS. Available from: <https://fromgistors.blogspot.com/2017/04/mapping-urban-area-with-sentinel-1-data.html>.
- Cao H., Zhang H., Wang C., Zhang B., 2018. Operational Built-Up Areas Extraction for Cities in China Using Sentinel-1 SAR Data. *Remote Sens.*, **10**, 874. doi: 10.3390/rs10060874.
- Ivan K., 2015. The spatio-temporal analysis of impervious surfaces in Cluj-Napoca, Romania. *Geographia Technica*, **10** (2), 50-58.
- Jensen J. R., 2005. Introductory digital image processing: a remote sensing perspective. John R. Jensen. 3rd ed., Pearson Education Inc., Upper Saddle River.
- Foody G.M., 2002. Status of land cover classification accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*, **80**, 185-201. doi: 10.1016/S0034-4257(01)00295-4.
- Deng Y., Fan F., Chen, R., 2012. Extraction and Analysis of Impervious Surfaces Based on a Spectral Un-Mixing Method Using Pearl River Delta of China Landsat TM/ETM+ Imagery from 1998 to 2008. *Sensors*, **12**, 1846-1862. doi: 10.3390/s120201846.
- Koppel K., Zalite K., Sisas A., Voormansik K., Praks J., Noorma M., 2015. Sentinel-1 for urban area monitoring - Analysing local-area statistics and interferometric coherence methods for buildings' detection. *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, 1175-1178.
- Lehner A., Naeimi V., Steinnocher K., 2017. Sentinel-1 for Urban Areas - Comparison between Automatically Derived Settlement Layers from Sentinel-1 Data and Copernicus High Resolution Information Layers. *Proceedings of the 3rd International Conference on Geographical Information Systems Theory, Applications and Management (GISTAM 2017)*, 43-49.
- Lillesand T.M., Kiefer R.W., Chipman J.W., 2004. Remote Sensing and Image Interpretation, 5th edn. John Wiley and Sons Ltd., New York, NY.
- National Institute of Statistics. 2018. Permanent resident population. Bucharest, Romania. Available from: <http://www.insse.ro>.
- Polish Central Statistical Office. 2018. Population by domicile/residence and sex. Warsaw, Poland. Available from: <http://stat.gov.pl/en/>.
- WHO. 2018. World Health Organization [Online] Available from: www.who.int/gho/urban_health.

CONTRAILS AND CONTRAIL-CIRRUS CLOUDS

CHARACTERISTICS BASED ON SATELLITE IMAGES AND THEIR RELATION TO THE ATMOSPHERIC CONDITIONS

DEKOUTSIDIS G. (1) et FEIDAS H. (1)

(1) Department of Meteorology and Climatology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece
gdekouts@physics.auth.gr

Summary: Aviation has become one of the most popular means of transportation in recent times. The ever-increasing number of flights results in increased formation of contrails and the induced contrail – cirrus clouds. This is a study of the interactions of contrails and contrail – cirrus clouds with atmospheric conditions, based on satellite images obtained from the Meteosat Second Generation (MSG) satellites and Lamb Weather Types. Visual analysis of the satellite images is carried out for the period July to September 2016, over Europe, using the “Nubes” software. Detection of contrails and contrail – cirrus clouds is possible mainly from the brightness temperature difference: Channel 09 (10.8 μ m) minus Channel 10 (12 μ m). Atmospheric conditions that favor the formation of contrails are determined by comparing satellite images with prevailing weather types.

Keywords: *contrails, remote sensing, satellite data, weather types.*

Résumé : L’aviation est devenue l’un des moyens de transport les plus populaires de ces derniers temps. Le nombre croissant de vols se traduit par une formation accrue de traînées de condensation et de nuages contrails cirrus. Il s’agit d’une étude des interactions des contrails et des nuages de contrails cirrus avec les conditions atmosphériques, basée sur des images satellitaires obtenues à partir des satellites Meteosat Seconde Génération (MSG) et des Lamb Types de Temps. L’analyse visuelle des images satellitaires est réalisée pour la période allant de juillet à septembre 2016, en Europe, à l’aide du logiciel « Nubes ». La détection des contrails et des contrails - les nuages cirrus est possible principalement à partir de la différence de température de luminosité : canal 09 (10,8 μ m) moins canal 10 (12 μ m). Les conditions atmosphériques qui favorisent la formation des contrails sont déterminées en comparant les images satellitaires aux types de temps dominants.

Mots clés: *contrails, télédétection, données satellite, types de temps.*

Introduction

Condensation trails (contrails) are visible linear cirrus clouds, that form behind aircraft in sufficiently cold air due to water vapour emissions. Depending on the ambient atmospheric conditions, contrails can persist, grow and trigger further cirrus formation (Whelan & Cawkwell, 2008, Schumann et al., 2012). They can be detected by passive remote sensing methods mainly because of their low brightness temperatures in the thermal infrared, and their shape (Mannstein et al., 1999).

The influence of contrails in the atmosphere is not very well understood (Vázquez-Navarro, Mannstein, & Kox, 2015), but the possible contribution to increases in high cloudiness constitutes a potentially important human effect on climate, as very often they form in areas where no natural cirrus would form (Schumann, 2005) (DeGrand, Carleton, Travis, & Lamb, 2000). Studies have shown that contrails have a net warming effect on the surface. (Stephens and Webster 1981; Liou 1986; Mannstein et al. 1999; (Whelan & Cawkwell, 2008).

This is a preliminary study aiming at the detection of atmospheric conditions in terms of weather types, that favor the generation and growth of contrails over Europe. The detection of contrails is carried out using MSG satellite data, for a period of 3 months.

1. Data and Method

1.1 Airline routes over Europe

The study of the properties of contrails requires first to assess the airline flight density over the area of interest since the chances of contrail formation and detection are greater over regions where flights are frequent. To determine flight density over Europe for this study, data from airline routes were used. Figure 1 presents 2 maps with the routes of the four airlines that carried the most passengers in 2016, according to their annual reports. These maps depict qualitatively the flight density and were created with “Airline Route Mapper”, a windows program for exploring route maps.

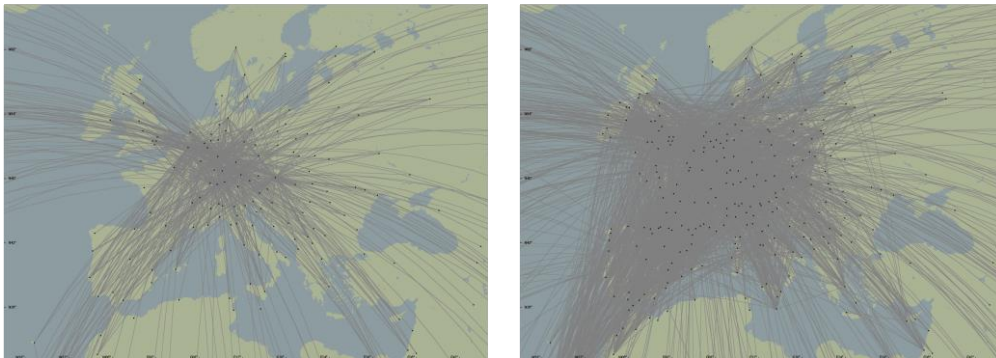


Figure 1. Routes of the top 4 airlines of 2016, in passengers carried. **Left:** Lufthansa Group **Right :** Lufthansa Group, Ryanair, International Airlines Group and AirFrance-KLM.

1.2 Grid Construction

Contrails were detected in MSG satellite images and counted in a grid domain of 2°x2° cell size. The grid domain consists of 350 cells covering the area from 28°N to 56°N and -14°E to 36°E.

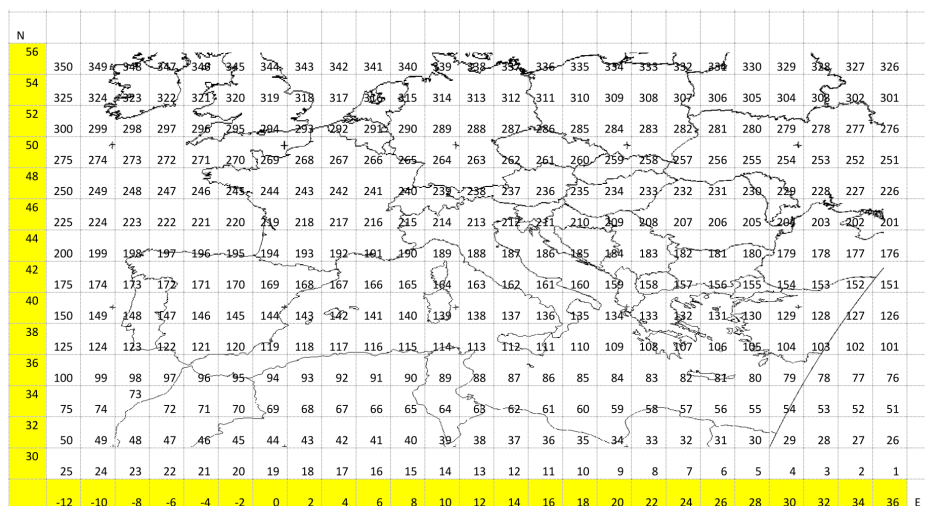


Figure 2. Grid cells over the area of interest used in the detection of contrails.

1.3 Interpretation of satellite images – Contrail detection

The satellite data used for the detection of contrails was Meteosat Second Generation (MSG), High Rate SEVIRI Level 1.5 Image Data, provided by EUMETSAT in native format. The time step of the analysis was 6 hours, thus for the 3 month period 01/07/2016 - 30/09/2016 four

images where analyzed for every day at 00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC). The native images were read and viewed with the program “Nubes” developed by PraPro.

The interpretation of the satellite images and the detection of the contrails was carried out using three types of images for each time step. Single channel images, temperature differences and RGB composites. The inverted WV7.3 channel can give a rough estimation of regions with contrails. The temperature difference image of the channels 9 and 10 (Ch9-Ch10) were also analyzed. In these images, contrails appear as long, linear, bright white elements. Finally, the standard dust RGB product (Ch9-Ch10, Ch9-Ch7, Ch9) was also interpreted. Figure 3, shows the three images interpreted for the case of 11/08/2016 06:00UTC with a contrail cluster visible over central and eastern France.

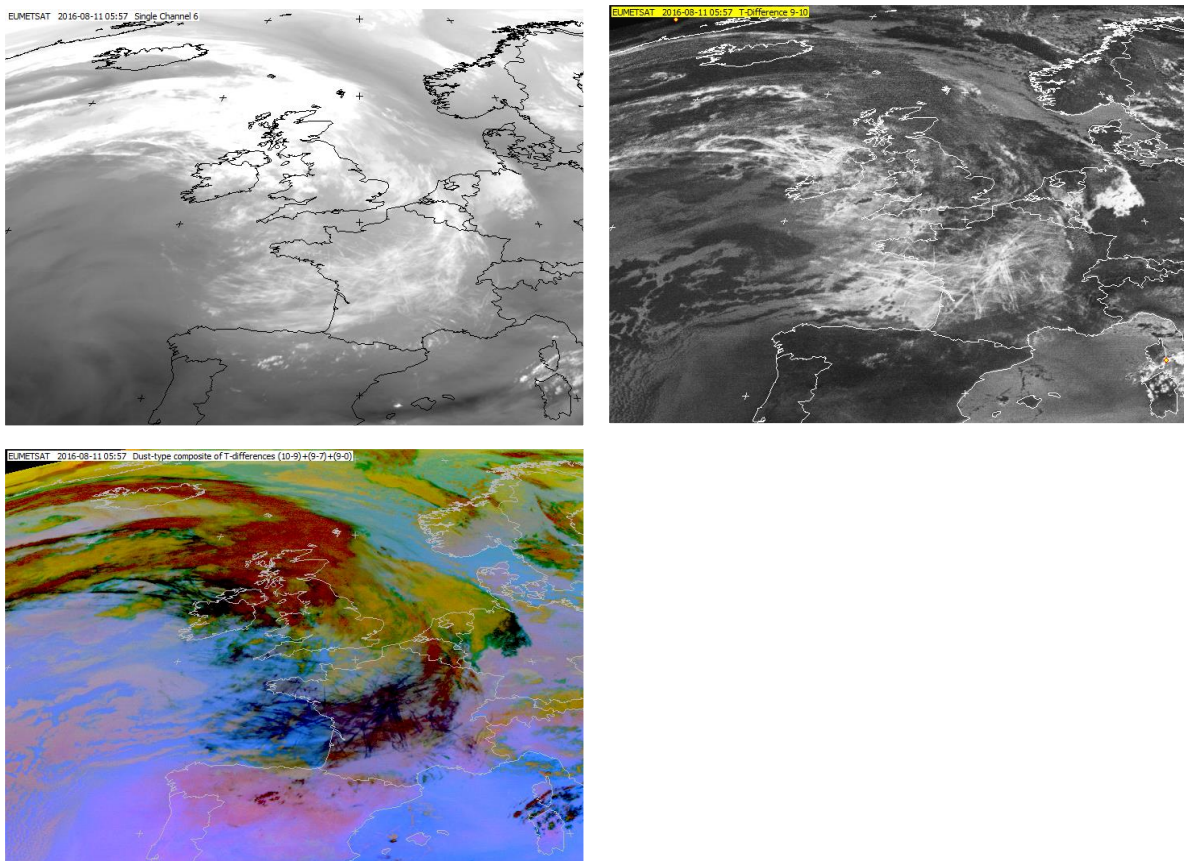


Figure 3. Images interpreted at 11/08/2016 06:00UTC with contrails visible over France. **Top Left:** inverted WV7.3 channel. **Top Right:** Ch9-Ch10 Temperature difference. **Bottom:** Dust RGB product (Ch9-Ch10, Ch9-Ch7, Ch9).

When a contrail was spotted on an image, its geographical coordinates (latitude and longitude) were recorded. The “Nubes” program provides the coordinates to the user, by hovering the mouse over the desired area. According to the coordinates of the contrail the cell number containing the contrail was defined and archived, using the gridded domain of Figure 2. A database was constructed containing the grid cells with visible contrails for every time step. Using this dataset, a density map was constructed, depicting areas where contrails were detected more frequently.

1.4 Weather types

In order to investigate any likely connection of contrail appearance with atmospheric conditions, an area with high contrail appearance frequency located in the southwest parts of

Great Britain was selected. Because of the location the Lamb Weather Types (LWTs) (Lamb, 1972 & 1991) were chosen as an indicator of the atmospheric conditions. Data from the Climatic Research Unit (CRU) of the University of East Anglia, containing daily circulation according to LWTs was used. The classification of the daily circulation according to the Lamb Weather Types was made using an objective scheme by Jenkinson and Collison (Jenkinson and Collison, 1977) based on atmospheric data at 12:00 UTC. Each day with contrails present in the high frequency area was attributed to a circulation type prevailing on that day.

2. Results

Figure 1 depicts airline routes and provides a rough picture of the density of flights over Europe. The density appears to be high over the central parts of Europe, namely Germany, southeastern France, northeastern Spain and northern Italy. Less frequent flights are observed over the eastern and southern parts of Europe, the southern and western coast of Spain and the northwest parts of Great Britain and Ireland. Worth noticing is the low-density area between northwest France and southwest Great Britain over the Atlantic Ocean.

After creating the dataset with the frequency of occurrence of contrails in each cell for each time step, the map of Figure 4 was constructed. The cell numbers are given in the grid of Figure 2. The grid cells in Figure 4 are classified and colored according to the frequency of contrail occurrence. One can extract very useful information from this figure.

An obvious result is that contrail occurrence is favored in the northwest part of the area of interest. On the central and easterly parts of the domain the contrail density is very low, especially at low latitudes. Density becomes more significant over 48°N. In contrast, the western part of the area of interest presents very high contrail densities and the occurrence frequencies are significant over 36°N. The maximum density is observed in a cluster of cells between northwest France and southwest Great Britain over the Atlantic Ocean. The two cells of the highest density class are cells 271 and 272 (Figure 2).

The comparison of Figures 4 and 1 also leads to some interesting results. The area of high airline route density over central Europe, through southern France until central Spain, is found to have a relatively low contrail density. In contrast the area with low airline route density outside France and Great Britain shows the maximum contrail occurrence density in satellite images. The Mediterranean exhibits a very low contrail appearance density, although contrails seem to favor areas over sea, namely to the west of Spain, France and Great Britain, over the Atlantic Ocean.

These results revealed that airline route density doesn't seem to affect the frequency of contrail occurrence in satellite images. Therefore, we can assume that the generation and duration of contrails depends mainly on atmospheric parameters.

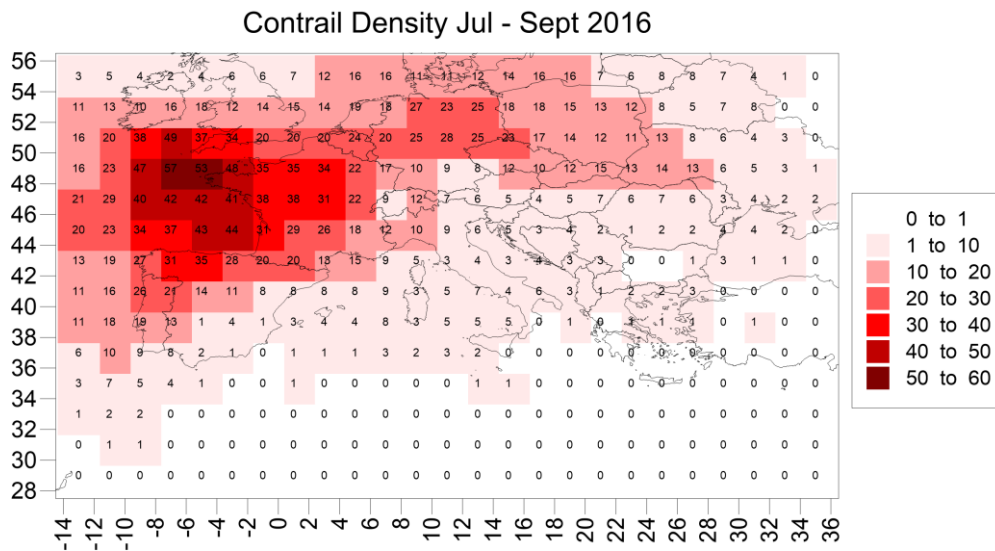


Figure 4. Gridded contrail occurrence density map.

Figure 5 shows the frequency of days with contrails detected in the cells 271 and 272 for each Lamb Weather Type. Based on this chart, western flow is the most favorable weather type for contrails. Contrails are also favored by most weather types related to a westerly flow. Low frequencies are found for Northern and Easterly flows. Anticyclonic weather types seem to favor contrails more than cyclonic.

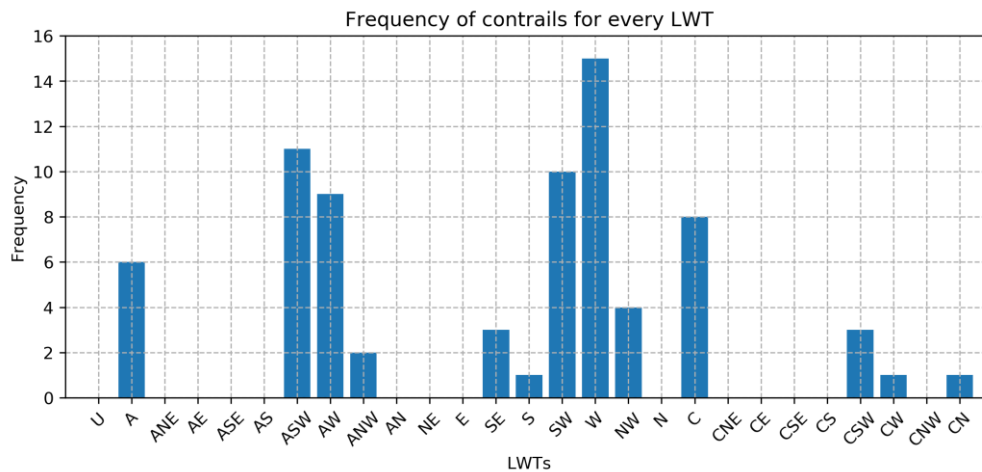


Figure 5. Frequency of days with contrails detected in the cells 271 and 272 for each Lamb Weather Type.

Conclusions and Discussion

A preliminary study was conducted aiming to find a connection between the occurrence of contrails on MSG satellite images and weather types over Europe for the period 01/07/2016 - 30/09/2016. The main conclusions can be summarized as follows:

- Contrails occur more frequently over NW Europe.
- Southern Europe and the Mediterranean basin are areas with low contrail occurrence frequencies.
- Contrail occurrence is favored over the Atlantic Ocean.
- In Eastern Europe contrails are observed over 48°N.
- The maximum contrails' density is detected between NW France and SW Great Britain over the Atlantic Ocean.

- Very high densities are also found over the West of the coasts of France, northern Spain and southern Great Britain.

It was found that airline route density is not tightly related to contrail frequency occurrence in satellite images. As a result, the occurrence or not of contrails depends more on the atmospheric conditions. The investigation of the relationship between contrail occurrence frequency and Lamb weather types showed that:

- The occurrence of contrails on satellite images is most favored western flow weather types, or any weather type containing western flow.
- Northern and easterly flow and types related to these flows, are less frequent when contrails are visible in satellite images.
- Anticyclonic circulation favors the appearance of contrails more than cyclonic circulation.

Given that this is a preliminary study, further analysis is needed to find the exact atmospheric conditions that favor the occurrence of contrails on satellite images. Future work could include the creation of a database for a longer time period, an automated contrail detection and comparison with atmospheric parameters as humidity, temperature and others.

References

- DeGrand, J. Q., Carleton, A. M., Travis, D. J., & Lamb, P. J. (2000). A Satellite-Based Climatic Description of Jet Aircraft Contrails and Associations with Atmospheric Conditions, 1977–79. *Journal of Applied Meteorology*, **39**(9), 1434–1459. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1434:ASBCDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1434:ASBCDO>2.0.CO;2)
- Jenkinson, A.F. and Collison, F.P., 1977: An initial climatology of gales over the North Sea. *Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62*, Meteorological Office, Bracknell
- Lamb, H.H., 1972: British Isles Weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. *Geophysical Memoir 116*, HMSO, London, 85pp.
- Lamb, H.H., 1991: British Isles daily wind and weather patterns 1588, 1781-86, 1972-91 and shorter early sequences (in 1532, 1570 and other years, notably 1688, 1689, 1694, 1697, 1703, 1717, 1783-4, 1791, 1792, 1795, 1822, 1825, 1829, 1845, 1846, 1849, 1850, 1854-5. *Climate Monitor 20*, 47-70.
- Liou, K. N., 1986, Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. *Monthly Weather Review*, **114**, 1167 - 1198
- Mannstein, H., Meyer, R., & Wendling, P. (1999). Operational detection of contrails from noaa-avhrr-data. *International Journal of Remote Sensing*, **20**(8), 1641–1660. <https://doi.org/10.1080/014311699212650>
- Schumann, U. (2005). Formation, properties and climatic effects of contrails. *Comptes Rendus Physique - C R PHYS*, **6**, 549–565. <https://doi.org/10.1016/j.crhy.2005.05.002>
- Schumann, U., Graf, K., Mannstein, H., and Mayer, B.: Con-trails: Visible aviation induced climate impact, in: *Atmospheric Physics*, 239–257, Springer, 2012
- Stephens, G. L., and Webster, P., 1981, Clouds and climate: sensitivity of simple systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 235- 247
- Vázquez-Navarro, M., Mannstein, H., & Kox, S. (2015). Contrail life cycle and properties from 1 year of MSG/SEVIRI rapid-scan images. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**(15), 8739–8749. <https://doi.org/10.5194/acp-15-8739-2015>
- Whelan, G. M., & Cawkwell, F. (2008). A review of satellite remote sensing of aircraft-induced contrails and investigation of their potential role in regional climate change. In *Proc.SPIE* (Vol. 7107). Retrieved from <https://doi.org/10.1117/12.800260A>

A GLOBAL DUST CLIMATOLOGY BASED ON CONTEMPORARY SATELLITE OBSERVATIONS

GAVROUZOU M. (1), GKIKAS A. (2) et HATZIANASTASSIOU N. (1)*

(1) Laboratory of Meteorology, Department of Physics, University of Ioannina, 45110, Ioannina, Greece

(2) Institute for Astronomy, Astrophysics, Space Applications and Remote Sensing, National Observatory of Athens

*corresponding author e-mail: nhatzian@cc.uoi.gr

Summary: A satellite algorithm is used for investigating the regime of global dust for the 10-year period 2005-2014. The algorithm uses daily $1^\circ \times 1^\circ$ gridded satellite data of spectral aerosol optical depth (AOD) and absorption aerosol index (AI) from the MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer)-Aqua Collection 6.1 and the OMI (Ozone Monitoring Instrument)-Aura datasets, respectively. The presence of dust particles on a daily basis is determined all over the globe by applying specific thresholds on AI and estimated Ångström exponent (AE). The algorithm estimates the dust loadings (in terms of dust optical depth-DOD) and frequency of occurrence. The highest frequencies of occurrence (250 days/year) and loadings (DOD=1.2) are observed over the global deserts, namely Sahara, Arabia, Taklamakan and Gobi, while lower frequencies are found over neighboring continental or oceanic areas (more than 100 and 20-50 days/year, respectively) undergoing dust transport. There is a clear seasonality with peak DOD values either in spring (Taklamakan, Gobi, East Sahara) or summer (West Sahara, Arabian peninsula).

Keywords: dust, dust frequency, dust optical depth, global distribution, satellite observations

Résumé : Un algorithme satellite est utilisé pour étudier le régime global de la poussière pour la période 2005-2014. L'algorithme utilise des données quotidiennes satellites quadrillées de $1^\circ \times 1^\circ$ indiquant la profondeur optique spectrale de l'aérosol (AOD) et l'indice d'absorption de l'aérosol (AI) provenant des bases de données MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer)-Aqua 6.1 et OMI (Ozone Monitoring Instrument)-Aura, respectivement. La présence quotidienne de la poussière est déterminée en appliquant des seuils spécifiques à l'indice AI et à l'exposant d'Ångström (AE) estimé par l'algorithme. L'algorithme estime les chargements de poussière (en termes de profondeur optique - DOD) et la fréquence d'occurrence. Les fréquences d'occurrence les plus élevées (250 jour/an) et les chargements (DOD = 1.2) s'observent au dessus des déserts du globe, à savoir le Sahara, l'Arabie, le Taklamakan et le Gobi, tandis que les fréquences les plus basses se rencontrent dans les zones continentales ou océaniques voisines (plus de 100 et 20-50 jours / an, respectivement) qui subissent de transport de poussière. Une claire saisonnalité est observée avec des valeurs maximales DOD au printemps (Taklamakan, Gobi, Sahara oriental) ou en été (Sahara occidental, péninsule arabique).

Mots clés: poussière, fréquence d'occurrence de poussière, chargement de poussière, distribution globale, observations satellites

Introduction

Aerosols are an important agent of the Earth-atmosphere system having effects on its hydrological and energy budgets, climate and weather, but also on other fields like ocean productivity or human health. Although they are extensively investigated during the last few decades and a better understanding of associated processes was gained, aerosols are still believed to contribute the largest uncertainty in assessments of ongoing and future climate change (IPCC, 2013). This is due to the complicated interactions of aerosols not only with radiation, but also with clouds and other atmospheric components. More specifically, serving as cloud condensation nuclei (CCN) and/or ice nuclei, aerosols modify the cloud microphysical, optical and radiative properties (e.g. Twomey, 1977). In addition, aerosols modify the radiative and energy fluxes of the Earth-atmosphere system, by interacting primarily with the shortwave, but also the longwave radiation. Aerosols generally tend to cool the planet by reflecting the

incoming solar energy, and they are believed to partly counterbalance the greenhouse effect, which is mainly driven from anthropogenic greenhouse gases (IPCC, 2013). However, absorbing aerosols, namely carbonaceous and dust, especially above highly reflecting surfaces like deserts or snow, produce a contrasting heating effect that reduces planetary albedo and leads to warming. The magnitude of aerosol climatic effect is still uncertain and undergoes reconsiderations and corrections (e.g. from IPCC 2007 to IPCC 2013). Reducing the degree of this uncertainty is a major priority and requires additional analyses and a better understanding of the spatial and temporal variability of aerosol properties. Better estimations are necessary in order to quantify the aerosol amounts and their distribution all over the globe.

Dust is the second most dominant aerosol in the atmosphere (second to sea-salt, Textor and Kinne et al., 2006) and therefore its investigation is of high importance. Dust is a key agent and plays an important role for various processes of the Earth-atmosphere system. It modifies not only the shortwave, as other aerosol types, but also the longwave radiation budget because of their coarse size (e.g. Gkikas et al., 2018a). It also has an indirect and a semi-direct effect on climate, modifying cloud and precipitation properties and influencing the general circulation of the atmosphere (e.g. Satheesh et al., 2006). In addition, there are feedbacks between dust and atmospheric carbon dioxide or ocean biochemistry and productivity (e.g. Ridgwell and Watson, 2002; Maher et al., 2010). Finally, dust can also have effects on transports (e.g. aviation), space exploration, solar photovoltaic power (Goudie and Middleton, 2006). For all these reasons it is very important to identify and detect the presence and loading of dust, especially at large spatiotemporal scales, namely on a global and climatological basis. In particular, the extended spatial coverage can only be satisfied by satellite observations and the associated derived dust products. The advent of satellite observations, techniques and retrieval algorithms, especially since 2000, has enabled accurate estimations of key aerosol properties, which describe their physical and optical properties and enable the efficient identification of dust.

In this study an algorithm is used to determine the global dust frequency of presence and loading, in terms of dust optical depth (DOD), by using as input data contemporary aerosol satellite products that characterize their size and the absorptivity. More specifically, the algorithm uses as input parameters the aerosol Ångström Exponent (AE) and the Aerosol Index (AI). The AE at 0.47 and 0.66 μm over land and at 0.47 and 2.13 μm over ocean is determined using spectral AOD values taken from the MODIS-Aqua Collection 6.1 dataset, while AI is taken from the OMI-Aura (Ozone Monitoring Instrument) dataset. The algorithm input data are daily at $1^\circ \times 1^\circ$ latitude-longitude resolution and they cover the 10-year period 2005-2014. The algorithm computes the frequency of occurrence and the loading of dust all over the globe on a daily basis. The algorithm outputs, which are also averaged temporally (to monthly, annual products) and spatially (to regional, hemispherical and global products) enable to study the regime of global dust on a climatological basis.

1. Data and Methodology

The algorithm uses contemporary daily satellite data in order to determine the frequency of presence and the loading (in terms of AOD) of dust, namely the dust optical depth (DOD). More specifically, the algorithm uses as an input: (1) spectral values (at seven wavelengths over oceans and three wavelengths over land) of AOD and (2) Aerosol Index (AI) data. The utilized daily input data, which are derived by accurate satellite retrieval algorithms (Levy et al., 2013, Torres et al., 2007) are MODIS-Aqua Collection-6.1, Level-3 products and AI data taken from the OMI-Aura dataset. The algorithm's input data are daily at $1^\circ \times 1^\circ$ latitude-longitude resolution and cover the 10-year period 2005-2014. In a first step, the algorithm computes the aerosol AE using the AOD data at 0.47 and 0.66 μm over land and at 0.47 and 2.13 μm over

ocean. In a second step, the existence of dust aerosols is computed by the algorithm by applying specific threshold values (criteria) to the AI and AE parameters. The selected thresholds are 0.4 (highest limit value) for AE and 1.0 (lowest limit value) for AI, which ensure the coarse size and medium absorbing ability of dust. The algorithm runs on a daily basis and at $1^\circ \times 1^\circ$ latitude-longitude resolution and identifies the presence and loading (DOD) of dust. This is the case for grid cells over which dust dominates throughout the atmospheric column. The original algorithm outputs are daily, while subsequently monthly and annual as well as regional, hemispherical and global average products are also computed. These algorithm products are used to investigate the spatial and temporal variability of the frequency of presence and loading of dust all over the globe, as well as over the world's greatest deserts of North Africa (Sahara), Middle-East, Saudi Arabia and China (Taklamakan and Gobi).

2. Results

In Figure 1 the global distribution of the mean (10-year average) number of days of the year for which the satellite algorithm operated is presented. The algorithm provided results from few days (deep blue colored areas, <50 days/year) over cloudy and polar regions up to about 300 days/year (reddish areas) over regions where clear-sky conditions (e.g. anticyclones) prevail. The operation of the algorithm was possible in a quite large number of days (>150) over most of the world's desert areas. It should be noted, however, that dust is not estimated by the algorithm in all of these days, as it is shown in Figure 2, which displays the mean annual (averaged over 2005-2014) frequency of occurrence of dust, again in terms of number of days/year. The white shaded areas are those over which the algorithm did not operate at all, which is the case over snow-covered polar areas. Over most of the globe, dust dominates the atmospheric column quite rarely, namely in less than 5 days/year (bluish plot areas). This is mostly the case above oceans with the exception of oceanic regions that undergo export of dust by nearby desert areas, e.g. the tropical Atlantic Ocean or the Arabian Sea, where dust occurs in up to about 60 days/year. On the contrary, over land the occurrence of dust is quite stronger, especially over semi-dry and dry desert areas such as Sahara, Middle-East and Saudi Arabia, as well as Taklamakan and Gobi in Asia, where the overall maximum frequencies of DD are observed.

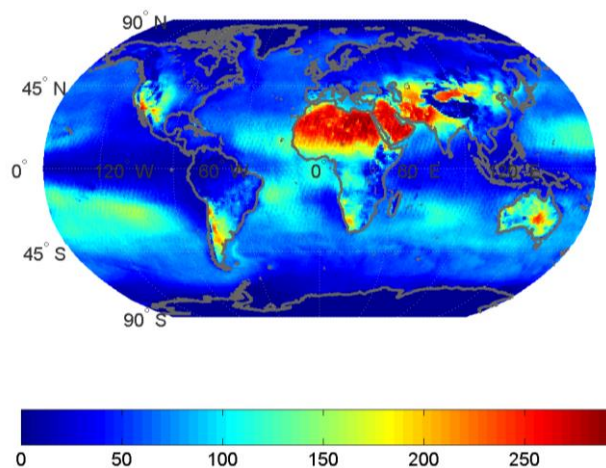


Figure 1. Global distribution of the number of the days per year for which the satellite algorithm operated.

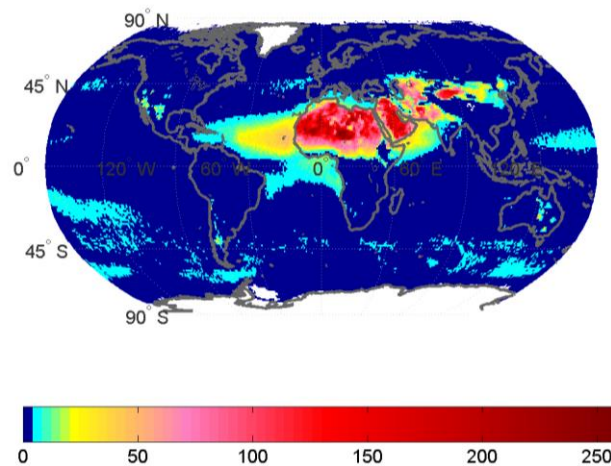


Figure 2. Global Distribution of the absolute frequency of occurrence of dust (in days/year), averaged over the period 2005-2014.

The dust loadings, in terms of DOD values averaged over the period 2005-2014, as computed by the satellite algorithm, are shown in Figure 3. It should be noted that essentially, DOD is identical with AOD, since given the methodology applied to the satellite data in the algorithm (section 1) in cases of predominance of dust throughout the atmospheric column AOD and DOD are the same. Figure 3 shows that in general, the largest DODs are found across a broad “dust-belt” in the Northern Hemisphere, which extends from the west coast of North Africa to China, including the Middle-East and Arabian peninsula. This is in agreement with previous literature referring to past periods (e.g. 1980-1992, Prospero et al., 2002). It is evident that the global distribution of AOD is quite similar to that of dust frequency. Indeed, significant dust loadings are observed over areas characterized by frequent presence of dust. Over the world great deserts, where dust is uplifted to the atmosphere, AOD has values larger than $\approx 0.1-0.2$ and up to $\approx 0.6-0.7$. In particular, over Bodèlè the AOD values are as high as 1.4. These values, which are in agreement with the literature (Ginoux et al., 2012) are the largest all over the world, and they are associated with the Bodèlè depression which is the most intense dust source area of the globe (Prospero et al., 2002). In addition, according to the algorithm results, considerable dust loadings ($DOD < 0.4$) are also observed over oceanic areas to which dust is transported, which is the case for the tropical Atlantic Ocean and the Arabian Sea. Note that dust loadings are also observed in the southeastern Atlantic Ocean off the west coasts of southern Africa, a region mostly known as export area of African biomass burning (Zuidema et al., 2016). Nevertheless, our analysis using CALIOP data, which provide vertically resolved aerosol type information, has shown that although dust hardly dominates the entire atmospheric column, it is observed in specific layers in the atmosphere. This is also in line with an existing, though not strong, contribution of dust to the MERRA-2 total AOD of (Gkikas et al., 2018b) and with published results (Bhattachan et al., 2012).

The intra-annual variability of DOD above world continental regions of special interest, which host deserts, was also investigated. As shown in Figure 4, the highest values of AOD (ranging up to 0.65) occur in boreal spring (March-April, Taklamakan, Gobi, East Sahara and North Middle East) and summer (June-July West Sahara and South Middle East-Arabia) while much lower values (< 0.1) during boreal winter. Taklamakan, Arabian and west Saharan deserts have the greatest DOD values against Gobi and eastern Sahara which exhibit the smaller, though still high, DODs. The annual mean values of DOD over the examined world deserts are: 0.17, 0.25, 0.07, 0.24, 0.19 and 0.21 for East Sahara, West Sahara, Gobi, Taklamakan, North Middle-East and South Middle-East, respectively. All of these values are significantly higher than the estimated global mean AOD of about 0.15 estimated from satellites (Remer et al., 2008)

or models (Ocko and Ginoux, 2017). Apart from the differences in seasonality, differences in the annual range of DOD values also exist between the examined world regions. For example, a great annual range of 0.62 is observed for Taklamakan, while a weaker range (0.22) exists for East Sahara.

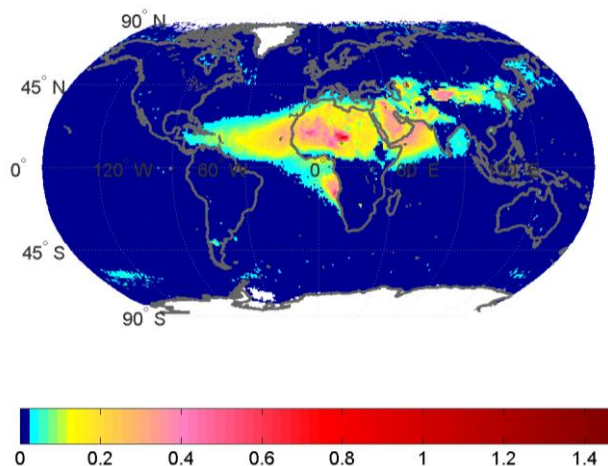


Figure 3. Global Distribution of dust optical depth averaged over the period 2005-2014.

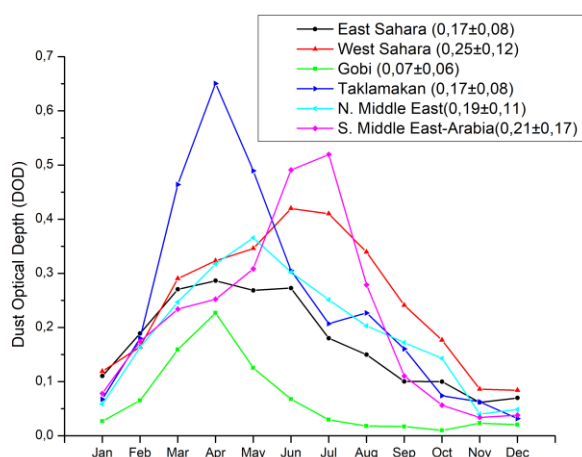


Figure 4. Intra-annual variability of dust optical depth (DOD) at regional level (averaged over the period 2005-2014), for East Sahara, West Sahara, Gobi, Taklamakan, North Middle East (N. Middle East) and South Middle East-Arabia (S. Middle East-Arabia).

Conclusions and Discussion

The results of the satellite algorithm verify the high frequency of occurrence and loadings of dust aerosols mainly above the world greatest deserts (North Africa, Middle-East, Gobi and Taklamakan) where they are observed in up to more than 200 days/year and with optical depth values higher than 0.5 over extended areas. Dust is also frequently found (up to 50 days/year) above oceanic areas (e.g. tropical Atlantic and Arabian Sea), where it is transported from nearby deserts. In addition, the results unveil other oceanic areas with low frequencies (up to 10 days/year) but high dust loadings (0.4), such as the southeastern Atlantic Ocean off the west coasts of southern Africa. The algorithm results reveal a clear seasonal cycle of dust above the world's greatest deserts. More specifically, the highest dust loadings are observed either in local spring or summer seasons, and the lowest ones in winter, in close association with local precipitation patterns.

References

- Bhattachan A., D'Odorico P., Baddock M., Zobeck T., Okin G. and Cassar N., 2012. The Southern Kalahari: a potential new dust source in the Southern Hemisphere?, *Environ. Res. Lett.* **7**, 024001.
- Ginoux P., Prospero J., Gill T., Hsu N., and Zhao M., 2012. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products, *Rev. Geophys.* **50**, RG3005.
- Gkikas A., Obiso V., Pérez García-Pando C., Jorba O., Hatzianastasiou N., Vendrell L., Basart S., Casso S., Baldasano J.-M., 2018a. Direct radiative effects of intense Mediterranean desert dust outbreaks. *Atmos. Chem. Phys.* **18**, 8757-8787.
- Gkikas A. et al., 2018b. A synergistic use of passive and active satellite retrievals for dust identification at global scale. *Personal communication*
- Desert Dust in the Global System, 2006, Goudie A., Middleton N.J., 33-68.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Climate Change, 2013. The Physical Science Basis, Summary for Policymakers. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 28 pp.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Climate Change, 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on the Climate Change, Cambridge University Press, 104 pp.
- Levy R. C., Mattoo S., Munchak L. A., Remer L. A., Sayer A. M., Patadia F., Hsu N. C., 2013. The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean. *Atmos. Meas. Tech.* **6**, 2989-3034.
- Maher B.A., Prospero J.M., Mackie D., Gaiero D., Hesse P.P., Balkanski Y., 2010. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Sci. Rev.*, **99** (1-2), 61-97.
- Ocko I., Ginoux P., 2017. Comparing multiple model-derived aerosol optical properties to spatially collocated ground-based and satellite measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 4451-4475.
- Prospero J. M., Ginoux P., Torres O., Nicholson S. E., and Gill T.E., 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.* **40**(1), 1002.
- Remer L., Kleidman R., Levy R., Kaufman Y., Tanre D., Mattoo S., Martins J., Ichoku C., Koren I., Yu H., and Holben B., 2008. Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors, *J. Geophys. Res.* **113**, D14S07.
- Ridgwell A.J., Watson A., 2002. Feedback between aeolian dust, climate, and atmospheric CO₂ in glacial time. *Paleocean. Paleoclim.* **17**(4), 1059.
- Satheesh S.K., Deepshikha S., Srinivasan J., 2006. Impact of dust aerosols on Earth-atmosphere clear-sky albedo and its shortwave radiative forcing over African and Arabian regions. *Int. J. Remote Sens.*, **27**(8), 1691-1706.
- Textor, C., M. Schulz, S. Guibert, S. Kinne, Y. Balkanski, S. Bauer, T. Berntsen, T. Berglen, O. Boucher, M. Chin, F. Dentener, T. Diehl, R. Easter, H. Feichter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, S. Gong, A. Grini, J. Hendricks, L. Horowitz, P. Huang, I. Isaksen, I. Iversen, S. Kloster, D. Koch, A. Kirkevåg, J. E. Kristjansson, M. Krol, A. Lauer, J. F. Lamarque, X. Liu, V. Montanaro, G. Myhre, J. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier, T. Takemura, and X. Tie, 2006. Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. *Atmos. Chem. Phys.* **6**, 1777-1813.
- Twomey, S., 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.* **34**, 1149-1152.
- Torres O., Tanskanen A., Veihelman B., Ahn C., Braak R., Bhartia P.K., Veefkind P., Levelt P., 2007. Aerosols and surface UV products from OMI observations: an overview. *J. Geophys. Res.*, **112**, D24S47.
- Zuidema P., Redemann J., Haywood J., Wood R., Piketh S., Hipondoka M., Formenti P., 2016. Smoke and Clouds above the Southeast Atlantic: Upcoming Field Campaigns Probe Absorbing Aerosol's Impact on Climate, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **97**, 1131-1135.

EXPLORING SEVERE THUNDERSTORM EVENTS OVER GREECE USING LOCAL INSTABILITY INDEX (LII) AND LOW ORBIT SATELLITE RAINFALL PRODUCTS

KOROLOGOU M. (1), VLASSI AD. (1) et SARRAS CHR. (2)

(1) Hellenic National Meteorological Service, Hellas, marina.korologou@hnms.gr

(2) Regional Meteorological Center Macedonia, Hellas

Summary: Due to the climate change, the severity of thunderstorms along with the intensity of the corresponding rainfall over northwest Peloponnese shows an increasing trend over the last years. It is then a challenge for scientists to use all data available as well as new emerging tools and products to study them. In this work, the Local Instability Index (LII), a threshold function considering the low level moisture, a practical approximation of the CAPE, the terrain heating effect and a formalized operational experience; and the low orbit satellite rainfall products (NASA/3B41RT) were used together with traditional tools to assess three severe thunderstorm events over the area in question along with an attempt to test their performance, utility and warranty. Similarities and differences between the events were pointed out and discussed. The 3B41RT enabled the calibration of the LII, which was found to have satisfactory performance and proved operationally useful; in addition, it gave quite a representative spatiotemporal rainfall distribution being of great value for areas not covered by other methods.

Keywords: TRMM, GPM, Local Instability Index

Résumé : La violence des orages et l'intensité des précipitations présente, sur le nord-ouest du Péloponnèse, une tendance augmentant pendant les dernières années due au changement climatique. Les météorologistes répondent au défi d'utiliser toutes les données disponibles ainsi que les outils et produits nouveaux pour les étudier. En particulier, l'Indice d'Instabilité Locale (LII), une fonction de point limite, une approche du CAPE, l'effet du réchauffement de la terre, une expérience opérationnelle formalisée et les précipitations produites du satellite à orbite basse (NASA/ 3B41RT) ont été utilisés pour mieux évaluer trois cas d'orages sur la région en question. Du même qu'une tentative pour tester leurs performance, utilité et garantie. Les similitudes et les différences ont été ponctuées et discutées. Le 3B41RT a permis l'étalonnage du LII, qui a présente une performance satisfaisante et s'est avéré utile sur le plan opérationnel et il a fourni une répartition des précipitations représentative au temps et à l'espace ayant alors une grande valeur pour les régions non couvertes par d'autres méthodes.

Mots clés: TRMM, GPM, Indice d'Instabilité Locale.

Introduction

The Earth's climate has changed throughout the years, mainly because of small variations in the Earth's orbit changing the amount of solar energy it receives. However, the current trend of warming has specific characteristics, as it is much likely (over 95% probability) to be mainly due to the human activity since the mid-20th century (NASA, 2019). Among the evidence depicting the climate change, is the variation in the world's total precipitation distribution (NASA 1, 2019). It is most probable that an average global temperature increase may cause a change in the atmospheric moisture. As a result, more intense precipitation causes more frequently hazardous floods over the land while in other areas, higher temperatures may lead to increased drying and consequently to drought.

In the Mediterranean area, the hazardous floods are mainly due to thunderstorms with heavy rainfall. The increase in the frequency and the severity of flashfloods in hydrological basins has been a matter of great concern for hydro-meteorologists because of their both short and long term consequences on the environment, the properties and even on human lives. Forecasting such type of thunderstorms early enough, is of high importance in order for the necessary

protection and mitigation measures to be taken. Hydro-meteorologists use sophisticated computing tools and all available data related in order to forecast, detect and monitor such phenomena. Nevertheless, it is of high importance that these tools are tested and validated for their performance over a specific area in order for them to become more reliable and operationally useful. One of these new emerging tools is the Local Instability Index (LII) (Korologou et al., 2014). It is an alternative methodological tool developed for forecasting thunderstorms with heavy rainfall taking place in a specific hydrological basin. The index takes into account parameters concerning the thunderstorm triggering point and the available potential energy. The LII was tested for a period of 5 years to northwestern (NW) Peloponnese and forecasted all thunderstorms with heavy rainfall occurred. Three of the above cases were selected for presentation in this work. The Quantity Precipitation Estimation (QPE) was calculated using satellite data derived from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)/3B41RT product (NASA 2, 2019).

In the framework of this analysis, an attempt was made to identify the similarities between the selected events and the available observations, the synoptic weather patterns and the local meteorological conditions in order to examine the performance of the TRMM/3B41RT product for the specific area and its potential operational use.

1. Data and methodology

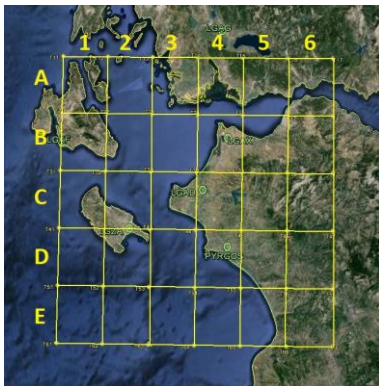


Figure 1. TMRA-RT cells over NW Peloponnese

Three thunderstorm events accompanied with heavy rainfall, during the period 1 January 2006 to 30-6-2011 (Korologou, M. et al., 2014), were selected for study, based on the number of lightning events detected. More specifically the first event, where the greatest number of lightning events was detected (2137 lightnings within 06:00-12:00UTC), took place on 15/9/2008, the second (313 lightnings within 25/9/2009 06:00-12:00UTC, 352 lightnings within 25/9/2009 12:00-18:00UTC and 828 lightnings within 26/9/2009, 00:00-06:00UTC) on 25-26/9/2009 and the third (371 lightnings during 06:00-12:00UTC) on 17/10/2010. All these cases refer to a hydrological basin located in the NW Peloponnese (Figure 1) defined by the Peiros, Parapeiros, Vergas and Pinios rivers (2500km²). The area including the basin was defined as 20.50° to 22.00° E and 38.50° to 37.25° N and marked in a grid of 6 x 5 cells. Data were mapped on a three-dimension space for each case. A 3-hour time step was considered as the time dimension. The spatiotemporal cells were selected in accordance with Real-Time TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA-RT) data grid (NASA 3, 2019).

The Hellenic National Meteorological Service (HNMS) provided the necessary lightnings raw data for the events' periods and a Matlab script was developed in order for the data to be mapped in the suitable cells. A second script was also developed using as basic parameter the number of strokes per cell.

The 3-hour surface synoptic observations (SYNOP) were also provided by HNMS's closest available meteorological stations of NW Peloponnese i.e. Andravida (LGAD), Araxos (LGRX), Pyrgos and Zakynthos (LGZA). Data from the Agrinio (LGAG) and Kefalonia (LGKF) stations were also taken into account. Missing SYNOP data were filled in by implementing the Acock method (Korologou, M. et al., 2014; Acock, M. C. and Pachepsky, Ya. A., 2000).

The relevant precipitation amounts were estimated using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)/ 3B41RT product. The TRMM satellite rotated in a semi-equatorial orbit with an inclination of 35° to the Equator. This type of orbit precessed approximately 7° per day allowing for TRMM Microwave Imager (TMI) to sample the surface at 16 times per day compared with the twice per day windows of the polar-orbiting radiometers (RSS, 2019). The main reason for choosing the specific satellite is the very low operating average altitude i.e. 403 km while polar orbiting weather satellites rotate around the Earth at altitudes of 850 km. The 3B41RT product is of 1-hour temporal resolution and consequently more compatible to the temporal scale of flash floods compared with other products' time scales. Data were extracted with the aid of an algorithm developed in Matlab for each cell.

Meteosat SEVIRI / Channel 9 (9.8-11.8 Thermal Infrared) and Channel 5 (5.35-7.15 Mid-IR / Water Vapour) satellite images, derived from the archive of Dundee University, were used in order to monitor the cloudiness associated with the events and to identify any stratospheric dry air intrusion downwards. Temperature and relative humidity values at the isobaric surfaces of 850, 700, 500, 300hPa were provided from the ECMWF re-analysis of 0.125 deg resolution with a 6-hour time step (Veremei, N. E. et al., 2013).

2. Analysis

2.1 Synoptic, Dynamic context and Local patterns

The synoptic scale features and patterns were similar for all three cases. At the level of 500hPa, the Azores High associated with warm and dry air masses, influences the weather in the Mediterranean Sea. The equatorial flow of the Polar Jet stream is interrupted while shifted S-SE guiding relatively colder air masses around the edges of the High. The situation gradually weakens the anticyclone, especially around its edges, allowing the S-SE movement of the masses and reducing gradually the geodynamic heights. In the cases examined the air masses reached Italy resulting in a southwestern current establishment over NW Peloponnese implying at its turn a huge probability for severe thunderstorm triggering. In all events the synoptic scale situation shown at 500 hPa was well corresponding with the one at the 850 hPa level, where the Azores High was also prevailing i.e. the colder air masses reached the central Mediterranean enriching the mid-level atmosphere over the area with moisture. Similarly, the lowest atmospheric levels were also enriched with moisture, which is a prerequisite for thunderstorm initiating and developing (Moncrieff, M.W. and Miller, M.J, 1976) assisted by the surface wind field driven by the topography of the area. The aforementioned moisture was then transferred either from the Ionian Sea or the Gulf of Patras to the hydrological basin examined, fact that was confirmed by the ECMWF reanalysis data. In contrast at the higher levels of the atmosphere (300 hPa) the relative humidity was relatively decreased, implying the intrusion of dry air masses downwards, as it can be confirmed by the SEVIRI/ Channel 5 (WV6.2) satellite images.

2.2 TRMM/ 3B41RT product, SYNOP and Lightnings data

The TRMM/ 3B41RT product successive images (Figures 2-6) show the per hour precipitation on 15/09/2008. As it can be seen, in the period 03:00-05:00 UTC, a thunderstorm cell was developed over the northwestern part of the area (Kefalonia island) (Figure 2(a, b)) and then moved southerly, over Zakynthos island, where heavy rainfall took place (Figure 2(c)). The lightnings detected in the cells defined in Fig.1 (Table 2), were compatible enough with the corresponding 3B41RT data (Table 1). Afterwards (06:00-07:00 UTC), the rainfall rate was intensified and the cell moved east northeasterly spreading over almost the whole NW Peloponnese (Figure 3(a)). A second cell, developed over Araxos area, caused heavy but short-

term rainfall and dissipated promptly soon (Figure 3(b, c), 4(a)). The former cell persisted to stay over Zakynthos island causing heavy precipitation until 11:00 UTC, when it started moving easterly (Figure 4(b, c)) triggering the development of a new, third, cell over Andravida area (Figure 5(a)) moving quickly south southeasterly towards Ryrgos area (Figure 5(b, c), 6(a, b)). After 17:00 UTC no precipitation took place over the examined area. As it is shown at the Tables 3-9, the detected lightnings distribution found to be very similar with the maximum 3B41RT values and their trajectories.

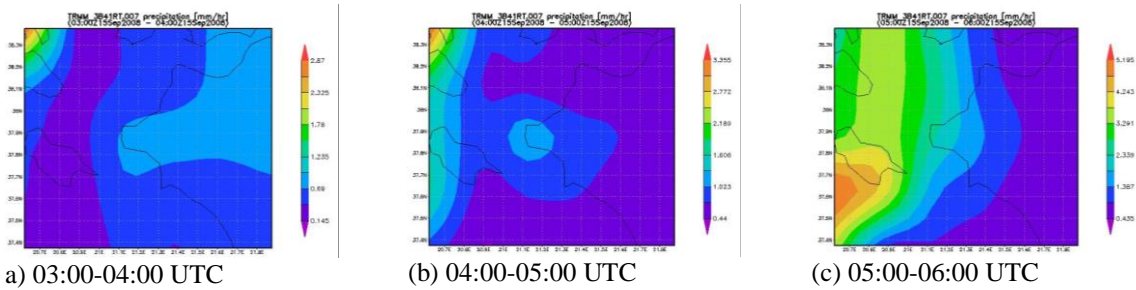


Figure 2. TRMM/3B41RT precipitation, 03:00-06:00 UTC

Table 1. 3B41RT precipitation per cell, 03:00-06:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	10,70	8,21	5,14	2,36	2,02	1,76
B	7,50	7,78	5,68	2,76	2,01	1,41
C	7,31	7,65	5,55	3,65	2,38	1,98
D	11,1	8,48	3,97	2,88	2,00	1,94
E	7,85	2,19	2,28	2,01	1,93	1,74

Table 2. Lightnings per cell, 03:00-06:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	61	45	0	0	0	0
B	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0
D	0	0	0	0	0	0
E	0	0	0	0	0	0

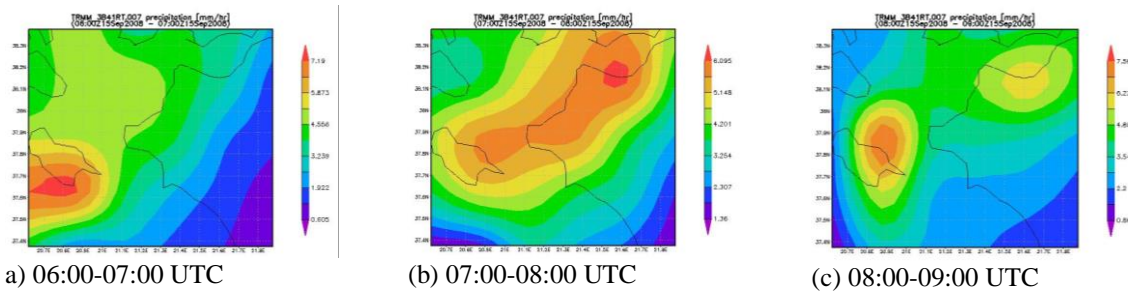


Figure 3. TRMM/3B41RT precipitation, 06:00-09:00 UTC

Table 3. 3B41RT precipitation per cell, 06:00-09:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	8,67	9,13	13,00	14,30	14,80	13,90
B	8,51	11,00	14,40	16,90	17,80	11,80
C	9,97	19,30	13,90	13,40	10,30	7,54
D	10,10	18,30	11,30	8,89	7,57	4,96
E	3,74	9,02	9,02	7,19	5,57	3,73

Table 4. Lightnings per cell, 06:00-09:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	0	0	0	0	0	0
B	0	23	47	28	0	0
C	190	410	0	0	0	0
D	7	0	0	0	0	0
E	111	11	0	0	0	0

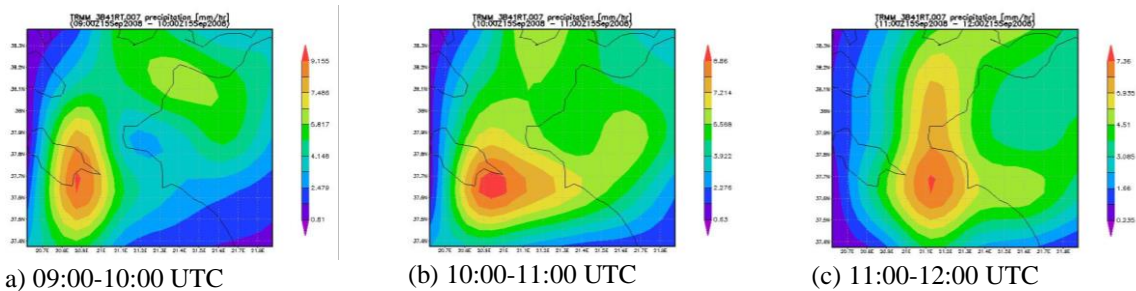


Figure 4. TRMM/3B41RT precipitation, 09:00-12:00 UTC

Table 5. 3B41RT precipitation per cell, 09:00-12:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	1,89	6,88	15,70	15,30	12,10	9,71
B	2,69	10,50	17,60	15,60	12,30	10,40
C	2,73	13,90	17,20	13,60	15,10	12,50
D	2,10	17,90	22,40	15,70	14,00	9,20
F	6,13	7,67	10,10	6,48	5,50	3,81

Table 6. Lightnings per cell, 09:00-12:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	45	12	19	0	0	0
B	0	55	41	57	0	0
C	24	34	20	0	6	0
D	22	310	43	7	0	0
F	168	390	547	16	0	0

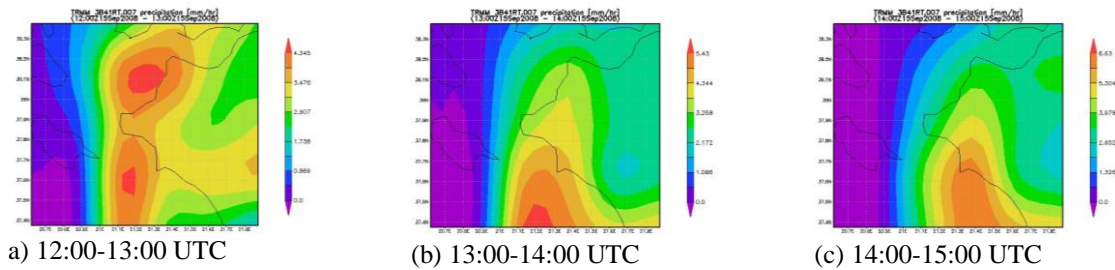


Figure 5. TRMM/3B41RT precipitation, 12:00-15:00 UTC

Table 7. 3B41RT precipitation per cell, 12:00-15:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	0,00	0,63	2,62	5,33	8,39	6,95
B	0,00	0,58	5,54	10,20	9,07	9,47
C	0,00	0,44	7,77	12,50	9,07	7,34
D	0,00	0,22	10,60	16,70	9,06	7,48
F	0,00	0,31	11,60	15,80	13,60	12,40

Table 8. Lightnings per cell, 12:00-15:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	0	0	0	9	0	0
B	0	0	18	0	0	0
C	0	0	23	0	0	0
D	0	26	0	6	0	11
F	0	13	383	143	54	42

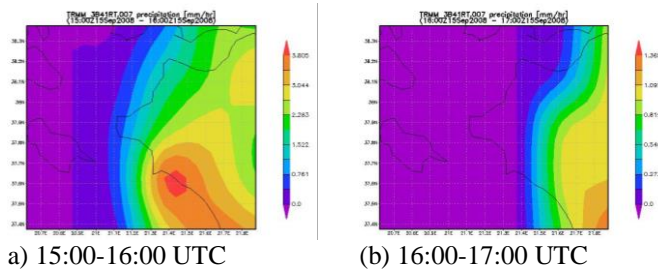


Figure 6. TRMM/3B41RT precipitation, 15:00-17:00 UTC

Table 9. 3B41RT precipitation per cell, 15:00-18:00 UTC

cells	1	2	3	4	5	6
A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	1,82
B	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	1,96
C	0,00	0,00	0,00	0,00	1,76	2,17
D	0,00	0,00	0,00	0,00	1,94	2,17
E	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	2,73

3. Exploring high-orbit satellite products, TRMM products and Lightnings

In this study, a major concern was whether the rainfall associated with the case studies was captured and measured with a sufficient accuracy. The sparseness of ground gauges, the insufficient radar coverage over the hydrological basin and the low accuracy of the geostationary satellite precipitation products were obstacle for a detailed representation of the spatiotemporal precipitation distribution. To overcome this obstacle, new products and tools were exploited. Namely, the microwave- calibrated IR precipitation 3B41RT product, available at 1-hour temporal resolution and 0.25°x0.25° latitudinal x longitudinal resolution for the belt from 60°N to 60°S, was additionally used to monitor the initiation, the trajectory, the possible feedback, the pick, the dissipation and the spatiotemporal precipitation distribution. The information aggregated from these data, was fused in 3D cells (log, lat, time), enabling a detailed representation of the spatiotemporal precipitation distribution. An attempt was made to correlate the 3B41RT precipitation values with the number of lightning events detected for each cell and the available ground observations. Data were summarized in 3 -hour intervals because in shorter duration cases, the number of lightning events was very few to be correlated with the rest of the data. According to the spatiotemporal data, the number of lightning events

were found to be very similar with the precipitation distribution taking into account the location and the trajectory of these maximum values. The results were a promising sign of a high similarity between the two parameters, concluding that the precipitation distribution derived by 3B41RT was quite satisfactory.

Conclusions and Discussion

In this study, a detailed spatiotemporal distribution of precipitation for an area with sparse grid of ground gauges and no radar coverage (NW Peloponnese) was presented using TRMM/3B41RT data and lightnings data for three cases of severe thunderstorm events with heavy rainfall. The information assisted in improving the near real-time thunderstorm monitoring and increased the reliability of the accumulated precipitation estimation. The analysis carried out, shown that the 3B41RT data were very similar with the distribution of lightnings detected, validating its accuracy. It was proven that both the 3B41RT, when available - and the lightning data can be used with high confidence in studying such type of events.

In addition, the aforementioned detailed spatiotemporal precipitation distribution enabled the adjustment of the localized instability indices parameters for such areas e.g. the LII. For all three cases of this study the LII performed quite good forecasting of all the thunderstorms. Likewise, the calibrated LII using the TRMM successor's satellite (Global Precipitation Measurements (GPM)) products (NASA 4, 2019) can be successfully applied to other Mediterranean regions as well.

As a conclusion, the LII can be considered as a new methodological tool which after being tested and calibrated by suitable satellite products, can be useful to operational forecasters for the forecasting of severe thunderstorms events and the issuance of timely warning bulletins contributing to human and environmental protection.

References

- Acock, M. C. and Pachepsky, Ya. A., 2000. Estimating Missing Weather Data for Agricultural Simulations Using Group Method of Data Handling. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 1176-1184.
- Korologou, M. et al., 2014. Developing an index for heavy convective rainfall forecasting over a Mediterranean coastal area. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **14**, 2205-2214.
- Moncrieff, M.W. and Miller, M.J., 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 373-394.
- NASA, 2019 - NASA: Scientific evidence for warming of the climate system is unequivocal, available at <https://climate.nasa.gov/evidence>, last access 8/1/2019
- NASA 1, 2019 - NASA: Climate Change/ Trends & Patterns, available at <https://pmm.nasa.gov/science/climate-change>, last access 8/1/2019
- NASA 2, 2019 - NASA: Tropical Rainfall Measuring Mission, available at <https://trmm.gsfc.nasa.gov>, last access 8/1/2019
- NASA 3, 2019 - NASA: Real-Time TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis Data Set Documentation, available at https://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/3B4XRT_doc_V7_180426.pdf, last access 8/1/2019
- NASA 4, 2019 - NASA: Global Precipitation Measurement Mission, available at https://www.nasa.gov/mission_pages/GPM/overview/index.html, last access 8/1/2019
- RSS, 2019 - Remote Sensing Systems: TMI, available at <http://www.remss.com/missions/tmi>, last access 8/1/2019
- Veremei, N. E. et al., 2013. Studying the showers and thunderstorms on the territory of Russia using the numerical model of convective cloud and the reanalysis data. *Russian Meteorology and Hydrology*, **38**, 20-27.

ADAPTATION À L'AIDE DU SIG D'UN INDICE DE RISQUE MÉTÉOROLOGIQUE DE FEU DE FORÊTS : CAS DU RIF MAROCAIN (APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION)

LAKHOUAJA H. (1), KARROUK M.S. (1), FALEH A. (2) et CHAAOUAN J. (3)

(1) Département de Géographie, LCEAT, FLSHBM, UH II de Casablanca, lakhouajah@yahoo.fr

(2) Département de Géographie, Laboratoire LEGAC, FLSH de Sais, USMBA Fes

(3) Département de Géographie, Laboratoire D2EPD, FP de Taza, USMBA Fes

Résumé : Les incendies de forêts sont devenus un grand fardeau pour tous les gouvernements qui disposent de surfaces forestières, ces espaces sont précieux et souvent très longs à se reconstituer. Ces phénomènes dépendent de nombreux facteurs, la mise à feu qui est principalement d'origine humaine, vient en tête des causes. Cependant, des facteurs météorologiques changeables, favorisent l'éclosion puis la propagation du feu en forêts. Selon le rapport sur les incendies de forêts du HCEFLCD de 2016, C'est dans les forêts de la province de Chefchaouen que les incendies font disparaître plus de surfaces boisées. Cet article se propose donc, d'adopter un indice spatialisant l'état de stress hydrique du couvert végétal sur la base des données de Télédétection, pour comprendre la susceptibilité des secteurs exposés à l'aléa feu de forêts dans la province de Chefchaouen. Par conséquent, cette étude s'inscrit dans un objectif de prévision de risque, en améliorant un modèle de carte dynamique sous un système d'information géographique (SIG), qui organise spatialement des données quotidiennes de danger d'incendie.

Mots clés: Stress hydrique, Télédétection spatiale, SIG, feu de forêts, Maroc

Summary: Forest fires have become a great burden for all governments with forested surfaces, these spaces are valuable and often very long to rebuild. These phenomena depend on many factors, the firing which is mainly of human origin, comes first causes. However, changeable meteorological factors favor the hatching and the spread of fire in forests.

According to the 2016 HCEFLCD Forest Fire Report, it is in the forests of the province of Chefchaouen that the fires make disappear more wooded surfaces. This article proposes to adopt an index spatialising the state of hydric stress of the plant cover on the basis of remote sensing data, to understand the susceptibility of the sectors exposed to forest fire hazard in the province of Chefchaouen. As a result, this study aims to produce risk prediction maps by improving a dynamic map model under a Geographic Information System (GIS), which spatially organizes daily fire hazard data.

Keywords: Water stress, Remote sensing, GIS, forest fire, Morocco

Introduction

La lutte contre les feux de forêt est devenue un défi majeur lors des dernières décennies, et surtout pour les pays dont le domaine forestier constitue une importante portion de sa superficie.

Ces feux sont difficiles à prévoir et à localiser. Le besoin de chercher de nouveaux outils de lutte contre les feux de forêt avec le moindre coût est une équation à résoudre. Avec l'évolution rapide des technologies spatiales, les données de la télédétection sont devenues moins chères et plus accessibles par rapport à jadis. Ces données possèdent des informations anticipatives quant à un éventuel déclenchement d'un feu de forêt et sa propagation dans un peuplement végétal donné à un moment donné (Ceccato et al., 2002).

Puisque l'aléa feu de forêts est gouverné par l'état de stress hydrique du combustible, et vu aussi le manque de données météorologiques journalières des massifs forestiers, le suivi du stress hydrique des plantes par satellite (Jackson 1982, Hunt et al. 1987), est devenu une

technique plus pratique et moins chère, par rapport aux autres méthodes classiques basées sur les mesures directes ou sur les simulations (Wigneron J-P et al, 1995)

Vu la multitude d'indices de risque qui dépend des besoins de chaque zone, et vu aussi le type de gestion de l'utilisateur final (pompier, forestier...), cette grandeur dérivée de la télédétection spatiale, est servie comme important facteur dans la modélisation empirique des indices de risque d'incendie de forêts (Rothermel et al. 1986, Chuvieco et al. 2002).

Selon les déclarations des forestiers, les départs de feux de forêts dans la province de Chefchaouen, sont régis généralement par l'homme et ses activités. En revanche, les conditions du milieu physique très particulières de cette province favorisent davantage ce phénomène, à savoir : le plus souvent, des vents desséchants (chergui) qui réduit l'humidité atmosphérique et la teneur en eau de la végétation, l'abondance du combustible végétal à haute inflammabilité (bruyère, chêne liège...), plus le caractère accidenté du relief et les enjeux d'une forte densité démographique dans cette province (la culture de Cannabis).

1. Matériels et méthodes

De nos jours, les satellites d'observation de la Terre nous permettent de suivre l'évolution de plusieurs phénomènes terrestres, avec des précisions meilleures qu'auparavant. En effet, pour étudier les paramètres physiologiques des plantes, on peut opter pour la réflectance dans le visible et l'infrarouge du spectre électromagnétique.

L'objectif de cette contribution, est d'améliorer les indices de risque d'incendies de forêts, en spatialisant l'état hydrique du couvert végétal issues des images satellitaires.

1.1 Recueil des données

Les données sur les incendies de forêts sont collectées auprès des services déconcentrés du Haut Commissariat aux Eaux et Forêts et de la Lutte Contre la Désertification HCEFLCD. Cependant, nous avons constaté une hétérogénéité au niveau de certaines données collectées. En effet, nous avons remédié à cette insuffisance par les informations des images satellites à hautes résolutions spatiale (Landsat) dont les nuances de couleurs permettent de distinguer les surfaces brûlées.

Lors de cette étude, nous avons limité notre recherche uniquement sur les grands feux dépassant les 100 ha. Pendant la période 1997-2011, nous avons pu relever 18 grands incendies qui répondent aux critères suivants : le premier critère, la surface incendiée supérieure ou égale à 100 ha, le deuxième critère, ces départs de feux sont enregistrés pendant la période estivale ; durant les mois de juillet, Août et septembre. Ce choix est dirigé par le seul fait de diminuer l'impact du facteur anthropique.

A titre de comparaison, en analysant notre base de données historique collectée sur les incendies enregistrés pendant la période du 1997 au 2011 dans la province de Chefchaouen, nous avons constaté que, ces incendies ont détruit plus de 70 % de la totalité des surfaces forestières incendiées dans cette province dont plus de 55% de ces incendies ont été survenues pendant le mois d'Août. Ceci est un indice de la prévalence de l'aspect stress hydrique de la végétation dans l'apparition des grands incendies au courant du mois le plus chaud, le plus sec et le plus déficitaire sur le point de vue hydrique.

1.2 Télédétection de l'état hydrique de la végétation

Dans le cadre de la prévention des feux de forêt, l'état hydrique de la végétation est un indicateur primordial, inversement relié à l'inflammabilité des végétaux (Viegas et al., 1992).

Il est possible d'étudier les relations qui existent entre l'état de stress hydrique du couvert végétal d'une part, et les informations spectrométriques des images satellitaires d'autre part, surtout en l'abondance des données de télédétection facilement accessibles à nos jours.

Pour mettre en évidence un éventuel lien entre l'apparition des grands feux et l'état hydrique de la végétation, deux indices semblent plus explicites pour quantifier l'activité photosynthétique des plantes et leur état hydrique par le biais de la télédétection :

- L'indice NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) le plus universel (Rouse et al, 1974). Cet indice est utilisé par les spécialistes de télédétection pour quantifier l'état physiologique de la végétation (Hardy et Burgan, 1999).

- La température de surface LST (*Land Surface Temperature*) calculée à partir des bandes de l'infrarouge thermique.

Plusieurs études ont suggéré l'utilisation combinée de l'indice de végétation (NDVI) et de la température de surface (LST) mesurés dans l'infrarouge thermique, pour estimer l'état de stress hydrique des végétaux. Par le biais du rapport NDVI/LST nous avons essayé de montrer la relation entre l'état de stress hydrique du couvert végétal et l'aléa feu de forêts, en mettant en adéquation les bandes satellitaires du visible et de l'infrarouge à l'aide du système d'information géographique SIG (Jackson et al., 1977 ; Goward et al., 2002 ; Latuv 2002 ; Deshayes et al. 1998).

Cette méthode a été expérimentée (Deshayes et al. ; 1998), avec une corrélation de 70% entre l'état de stress hydrique du couvert végétal et le rapport entre l'indice NDVI et la température de surface LST. Le diagramme ci-dessous (figure 1) synthétise les principales étapes techniques, menée sous un système d'information géographique SIG.

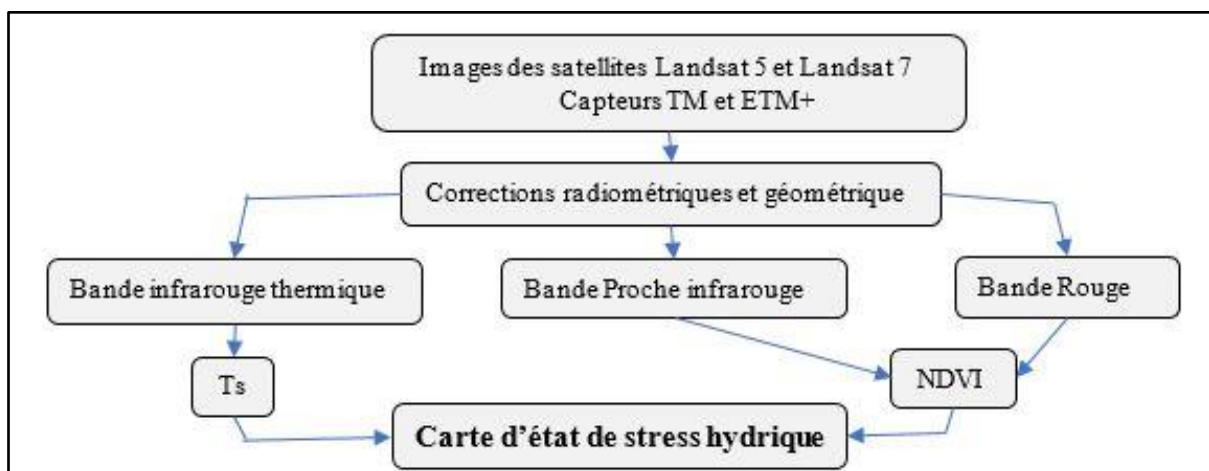


Figure 1. Diagramme méthodologique

2. Résultats

Pour arriver à nos objectifs, nous avons extrait dix images à haute résolution spatiale des satellites Landsat dont ils disposent d'une bande dans l'infrarouge thermique (Capteurs TM et ETM+), en l'occurrence avec les périodes des incendies recueillis (jours J-1). Ces images ont subi des corrections radiométriques et géométriques avant leur utilisation.

Nous avons collecté par la suite, pour chaque pixel, dix valeurs qui correspondent à l'indice NDVI/TS des dix images Landsat collectées de différentes dates.

Les zones reflétant des valeurs faibles et moyennes, connaissent un stress hydrique. Par conséquent, nous avons relevés que les dix incendies mis en l'occurrence, ont tous survenu dans des zones reflétant un indice faible et moyen (six = faible et quatre = moyen).

Nous prenons comme exemple la carte ci-dessous (figure 2), extraite d'une image du satellite Landsat 7 (capteur ETM+) prise le 21/08/1999. Notre premier constat c'est que plus de 75% de la surface couverte reflète des indices faibles et moyens, et par la suite, se trouvaient en état de stress hydrique, ce qui justifie le départ de plusieurs incendies juste le lendemain de cette date (c.à.d. le 22/08/1999).

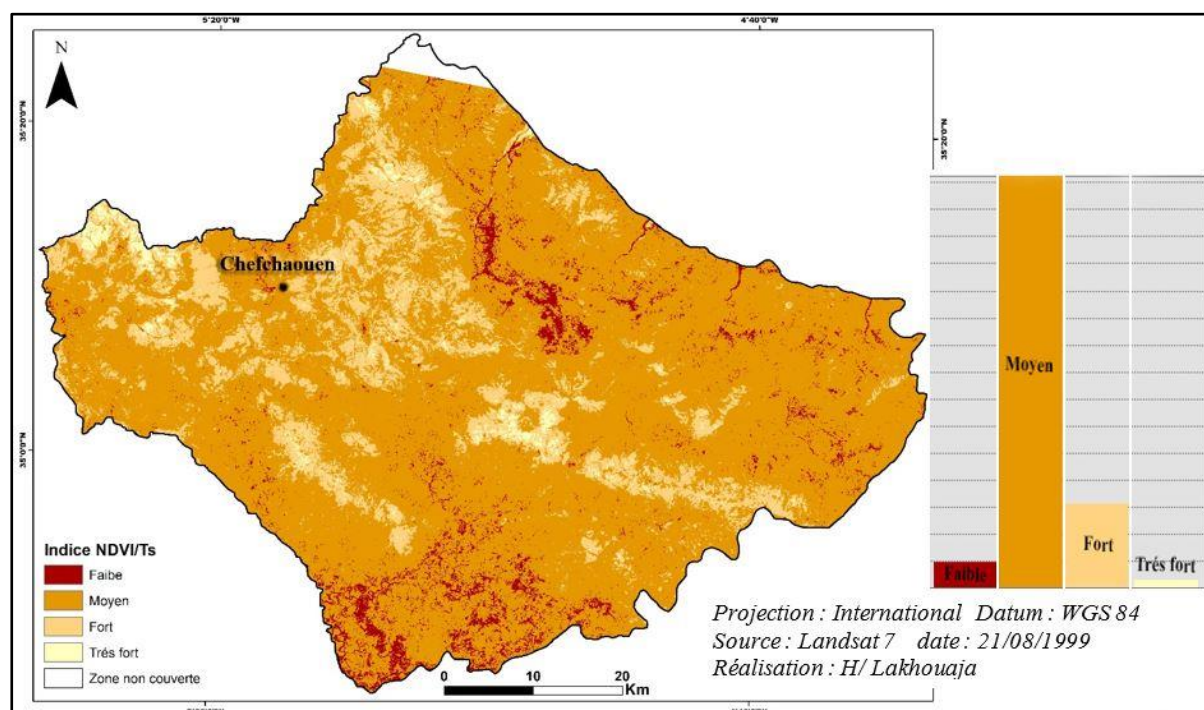


Figure 2. Carte de l'indice de stress hydrique

Conclusion et discussion

La totalité des incendies mis en test coïncide avec des zones reflétant des indices NDVI/LST faibles et moyens. Ce constat peut justifier, par la sécheresse et la chaleur ayant régnées pendant ces périodes (mois de Juillet, Août et Septembre). Néanmoins, les conditions météorologiques ne peuvent, à elles seules, justifier la variabilité spatiale de cet indice, aussi la disparité zonale de l'état hydrique du couvert végétal, comme le montre la carte ci-dessus (Figure 2). En effet, d'autres facteurs physiques du milieu (topographie, physiologie de la végétation...) ont aussi un rôle primordial dans la répartition spatiale du stress hydrique du couvert végétal et par la suite, de l'aléa feu de forêts.

Ce résultat nous encourage, pour creuser davantage dans le volet télédétection et ouvrir la voie à de plus amples investigations avec des données plus précises. Notre seul handicap lors de cette étude était la non disponibilité d'images satellitaires à hautes résolutions spatiales et temporelles avec une multitude variabilité spectrale, et de données météorologiques journalières couvrant toutes les forêts de la zone. Leur disponibilité améliorerait considérablement notre recherche sur cet indice clé en matière de risque d'incendies de forêts.

Dans cet ordre d'idées, nous pouvons conclure que les images satellitaires bien traitées, donneraient des informations pertinentes en ce qui concerne la susceptibilité d'une formation

végétale pour la combustion. A cet effet, les spectromètres infrarouges (proche, moyenne et thermique) sont bien la zone porteuse d'information pour estimer l'état hydrique du couvert végétal.

Remercierons

Je tien à remercier tout le personnel forestier des services décentralisés du Haut Commissariat des Eaux et Forêts et de la Lutte Contre la Désertification de la province de Chefchaouen, d'avoir répondu à toutes nos questions. Ce travail est un fruit d'un effort personnel qui n'a bénéficié d'aucun type de financement.

Bibliographie

- Ceccato P., Gobron N., Flasse S., Pinty B. et Tarantola S. 2002. Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data, Theoretical approach. *Remote Sensing of Environment*, **82**, 188-197
- Chuvienco, E., Riano, D., Aguado, I. & Cocero, D. 2002. Estimation of fuel moisture content from multitemporal analysis of Landsat Thematic Mapper reflectance data: applications in fire danger assessment. *International Journal of Remote Sensing*, **Vol. 60 (N°5)**, Taylor & Francis, New York: 563-570.
- Desbois N. 1994. Suivi en temps réel de l'état hydrique des végétaux, par imagerie satellitaire NOAA-A VHRR. Application à la prévision du risque d'incendie en région méditerranéenne. *Mémoire de D.A.A.*, INA Paris-Grignon et Laboratoire commun de télédétection CEMAGREF-ENGREF, 52p. + annexes.
- Deshayes M., Chuvienco E., Cocero D., Karteris M., Koutsias N. & Stach N. 1998. Evaluation of different NOAA-AVHRR derived indices for fuel moisture content estimation: interest for short term fire risk assessment. III *International Conference on Forest Fire Research*, 16/20 November 1998, **Vol I**, Luso, Portugal: 1149-1167.
- Goward S. N., D. Dye, A. Kerker et Kalb V., 1987. Comparison of North and South biomes from AVHRR observations. *Geocarto International*, **I**, 27-39
- Hardy C.C., Burgan R.E., 1999. Evaluation of NDVI for monitoring live moisture in three vegetation types of the Western U.S., *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **vol. 65**, pp.603-610
- HCEFLCD, 2016. Rapport sur les incendies de forêts, Division d'Équipement et de la Protection des Forêts, Rabat, Maroc, 43 p.
- Hunt E. R. and Rock B. N., 1989. Detection of Changes in Leaf Water Content Using Near and Middle-Infrared Reflectances. In *Remote Sensing of Environment*, **Vol. 54**, Elsevier Science Inc., New-York, USA, pp 43-54.
- Jackson R. D., Reginato R. J., Idso, S B. 1977. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. **Water Resour. Res** **13**: 651-656. Jackson 1982
- Wigneron J. P., Guinot J. P et Seguin B 1995. Utilisation du satellite NOAA pour la détection des risques d'incendies de forêt, (INRA), Avignon, *la méthodologie 8ème série – n° 10*, Pp 28-38
- Lucht W., Schaaf C.B., and Strahler A.H 2000. An Algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**: 977-998.
- Rothermel R.C., Wilson R.A., Morris G.A. & Sackett, S.S. 1986. Modelling moisture content of fine dead wildland fuels: input to BEHAVE fire prediction system. *Research Paper INT-359, USDA Forest Service Intermountain Research Station, Ogden, Utah.*
- Rouse, Haas, Schell, Dering, Harlan, 1974: Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. *NASA/GSFC Type III, Final Report*, Greenbelt, États-Unis, 371 p.
- Seguin B., 1990 : La température de surface d'un couvert végétal et son état hydrique. Possibilités d'application à la surveillance des forêts par satellite. *Rev. Forest. Fr.*, **n° spécial** 1990, 106-111
- Viegas D.X., Viegas T.P., Ferreira, A.D. 1992. Moisture content of fine forest fuels and fire occurrence in Central Portugal. *The International Journal of Wildland Fire*, **Vol. 2 (No.2)** : 69-85.

SENSITIVITY STUDY OF CLOUD PARAMETERIZATIONS IN REGIONAL CLIMATE SIMULATIONS OVER EUROPE

PAVLIDIS V. (1), KATRAGKOU E. (1), ZANIS P. (1) et KARACOSTAS T. (1)

(1) Department of Meteorology and Climatology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki
vapavlid@physics.auth.gr

Summary: Two cloud fraction parameterization schemes available in the WRF model have been tested in climate simulations over Europe. One uses the Xu-Randall method and the other uses a relative humidity threshold. Both are overestimating total cloud fraction amount for most seasons when compared to satellite data. The Xu-Randall-based method, however, is presenting slightly less cloud amount thus marginally improving the bias. The cloud cover difference between the two parameterizations is largest during summer. The impact of cloud parameterization selection is considerable in many aspects of the simulated climate. It can affect both shortwave and longwave components of radiation at the surface, thus altering the total radiation budget which in turn can have a substantial effect on temperature. This study indicates the importance of cloud fraction parameterization in climate simulations.

Keywords: WRF, cloud cover, cloud fraction, parameterization, climate

Résumé : Deux schémas de paramétrage de la fraction nuageuse disponibles dans le modèle WRF ont été testés dans des simulations climatiques en Europe. L'une utilise la méthode Xu-Randall et l'autre utilise un seuil d'humidité relative. Tous les deux surestiment la quantité totale de fraction nuageuse pour la plupart des saisons par rapport aux données satellitaires. La méthode basée sur Xu-Randall, cependant, présente une quantité de nuages légèrement inférieure, ce qui améliore légèrement le biais. La différence de couverture nuageuse entre les deux paramétrisations est la plus grande en été. L'impact de la sélection du paramétrage des nuages est considérable dans de nombreux aspects du climat simulé. Il peut affecter les composantes des rayonnements à la surface des ondes courtes et des ondes longues, modifiant ainsi le bilan de rayonnement total, ce qui peut avoir un effet important sur la température. Cette étude indique l'importance de la paramétrisation de la fraction nuageuse dans les simulations climatiques.

Mots clés: WRF, couverture nuageuse, fraction nuageuse, paramétrage, climat

Introduction

Clouds are among the most important factors affecting climate (Wielicki et al. 1995). In atmospheric models the cloud amount, in terms of cloud fraction, at different height levels over a specific grid cell, is being described by cloud parameterizations (Stensrud, 2007). These parameterizations rely mainly on humidity levels produced by the microphysics schemes. The produced cloud fraction is then utilized by the radiation parameterizations in order to estimate radiation fluxes. Therefore, cloud parameterizations can have a strong impact on the cloud fraction amount and spatial pattern produced by the model, and as consequence, can largely affect radiation fluxes, which are the main driver of weather and climate. Cloud schemes are of course of varying complexity and can rely on different methods in order to estimate cloud fraction, namely using relative humidity (RH) thresholds or probability density functions (pdf) for saturation (Quaas 2012). Some simple parameterizations produce only either fully covered or cloud-free skies over a grid cell, whereas more advanced schemes can also estimate intermediate cloud fraction amounts at different model levels in a given grid box.

Unfortunately, despite their potential impacts, cloud parameterizations are often overlooked in climate simulations. Even in large ensemble experiments, the information about the cloud schemes used is often omitted (Kotlarski et al. 2014).

One of the most popular and widely used models for climate simulations is the Weather Research and Forecast Model (WRF) which offers a large variety of parameterization options. In order to explore the impact of cloud parameterization selection, this study is employing two widely used cloud parameterizations in the WRF model in regional climate simulations over Europe, one utilizing the Xu-Randall method and the other a method based on Sundqvist et al. (1989).

1. Data and Method

Two simulations using the WRF (Weather Research and Forecasting Model) version 3.8.1 have been conducted for the period 2004-2008, with a 0.44° resolution over Europe, implementing two different cloud fraction schemes. Simulation "icloud1" uses the Xu-Randall method to parameterize cloud fraction, which depends mainly on relative humidity (RH) as well as the saturation of water vapor, cloud and ice water mixing ratios (Xu and Randall, 1996). Simulation "icloud3" uses an RH-based method that follows Sundqvist et al. (1989) with the threshold of RH depending on grid cell sizes.

Both simulations are driven by ERA-Interim reanalysis data and allow for a one year spin-up period (2003). The major parameterizations used are the Thompson microphysics scheme, the CLM4 land model, the Grell-Freitas cumulus scheme, the Yonsei planetary boundary layer and the RRTMG radiation scheme for both longwave and shortwave spectrum.

The main variable examined is the total cloud fraction (Cfrac). Cfrac is the overall cloud fraction covering a specific grid cell. It is derived by combining the cloud fraction of each model level using the maximum-random overlap method. The CLARA-A1 satellite product (Karlsson et al. 2013) is used to evaluate the WRF total cloud fraction as well as longwave downwelling radiation at the surface (Rlds). CLARA is based on polar orbiting satellites using the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). The Surface Radiation Data Set – Heliosat (SARAH) satellite product which is based on satellite observations coming from the MVIRI and SEVIRI instruments onboard the geostationary Meteosat satellites (Acker et al. 2010) is used to evaluate shortwave downwelling radiation at the surface (Rsds). Temperature is evaluated against the E-OBS v16 gridded dataset (Haylock et al. 2008).

2. Results

When compared against the CLARA data set, both schemes produce Cfrac overestimation, widespread over the domain for most seasons except for summer (figure1). This overestimation, averaged over the entire study domain, mostly ranges from 20 to 30% throughout the year, except for summer, when it drops down to less than 12% (table1). Simulation icloud1 (Xu-Randall) produces in general less cloud amounts and thus has slightly smaller cloudiness overestimation than icloud3 (Sundqvist). In summer both simulations produce a pattern of Cfrac overestimation for central and northern Europe whereas over broad areas of southern Europe an underestimation is seen for both schemes, a slight one for icloud3 (-7%) that becomes considerably larger with the use of icloud1 and can reach -30% over parts of the Mediterranean. It must be noted however that during summer cloudiness relative bias can be inflated due to small cloud fraction amounts. In general the Cfrac bias pattern and amount is similar in the two schemes, but parameterization selection can affect it, more prominently during summer, where the magnitude of bias changes is the largest. Moreover in both experiments prominent biases can be detected over areas of elevated topography. This effect could be attributed to the average resolution of the simulations which may not be sufficient to properly account for the complex and small scale mechanisms between orography and cloud formation.

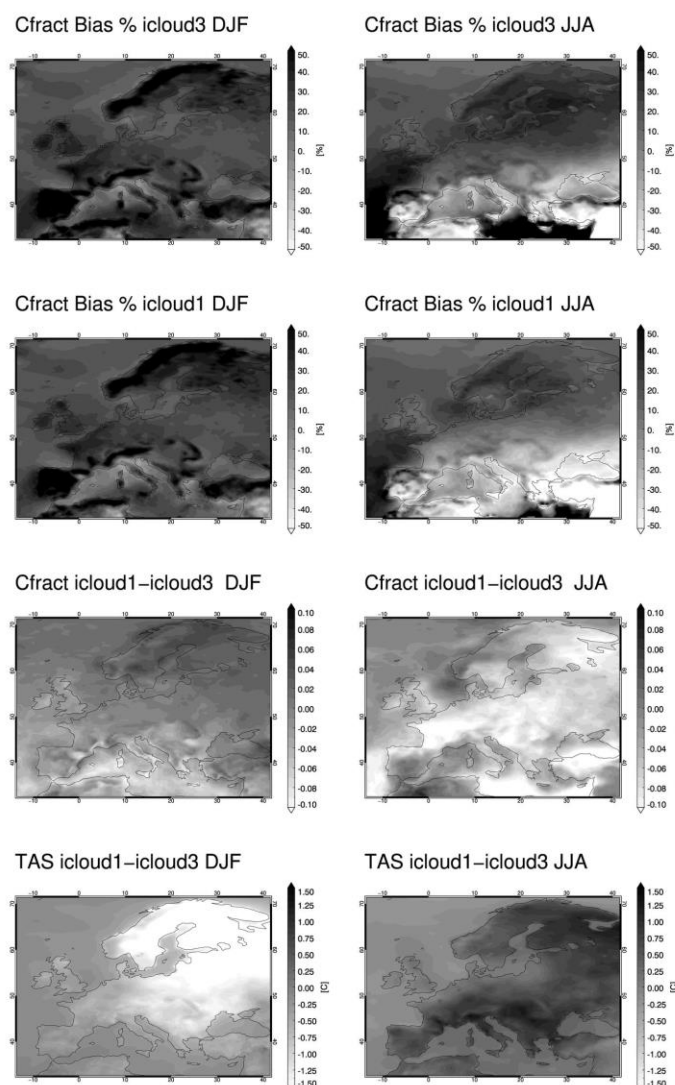


Figure 1. Total cloud fraction relative bias against the CLARA-A1 data set for simulation icloud3 (top row) and icloud1 (second row). Cloud fraction difference (third row) and temperature difference (bottom row) between the two simulations (icloud1-icloud3). For winter (DJF) and summer (JJA).

Differences in total cloud fraction between the two cloud schemes themselves are small, usually around 0.05 at most (scale of 0 to 1) while exceeding in some cases 0.1 (for example over central Europe during summer). Simulation icloud1, as said before, is consistently presenting less cloud amount. Domain averaged icloud1-icloud3 differences (table 2) are negative and ranging from -1% to -13%. The largest absolute and relative difference (-0.05 and -13%, respectively) is seen during summer and is considerably larger than the rest seasons. It is important to note that when averaging over a large domain small differences can exist due to sign compensation. However this is not the case here since, as said above, differences (icloud1-icloud3) are almost entirely negative.

Table 1. European domain averaged relative bias for total cloud fraction (Cfract), shortwave (Rsds) and longwave (Rlds) down welling radiation at the surface (Rsds) and bias for temperature. For all seasons.

Bias	Winter		Spring		Summer		Autumn	
	icloud3	icloud1	icloud3	icloud1	icloud3	icloud1	icloud3	icloud1
CFRACT (%)	28	26	25	22	12	1	27	24
RSDS (%)	-7	10	-10	6	-8	4	-18	-8
RLDS (%)	6	2	4	2	2	0	4	2
Temperature (°C)	-0,6	-1,5	-1,8	-1,7	-0,5	0,1	-0,1	-0,6

Table 2. European domain averaged relative difference (icloud1-icloud3) between the two simulations for temperature and relative difference for total cloud fraction (Cfract), shortwave (Rsds) and longwave (Rlds) down welling radiation at the surface as well as for the total radiation budget. For all seasons.

Difference icloud1-icloud3

	Winter	Spring	Summer	Autumn
CFRACT (%)	-1	-2	-13	-2
RSDS (%)	18	18	17	16
RLDS (%)	-3	-3	-2	-2
Total Radiation budget (%)	-39	16	13	12
Temperature (°C)	-0,8	0,1	0,4	-0,5

The selection of Cfract scheme clearly affects the WRF computed shortwave radiation at the surface (Rsds). The smaller cloudiness amount of icloud1 leads to larger Rsds levels, with a domain averaged increase ranging from +16 to 18% throughout the year (table 2). Over particular areas this increase can reach +30%. Regarding the bias on Rsds, simulation icloud3 is underestimating radiation levels extensively throughout the domain, possibly connected to the Cfract overestimation it produces. The increased radiation fluxes of simulation icloud1 reduce the negative bias or even turn it to a slight overestimation (table 1). Interestingly, for all seasons except autumn, icloud1 produces both Rsds and cloud cover overestimation. In order to avoid situations like this the model and cloud and radiation parameterizations need to be calibrated for the specific climatic conditions over the domain in focus. Moreover besides the total cloud fraction, the cloud type and vertical profile plays a significant role in shaping the radiation fluxes, thus such discrepancies between the model and the satellite data might explain some of the above mismatches.

The change of radiation fluxes, due to cloud parameterization selection, is clearly impacting the near surface temperature (T). Changes of up to 0.8°C in absolute values can be seen in domain averages (table 2). Over specific grid cells differences exceeding 1.5°C are present. These values are definitely large indicating a considerable impact. It is reminded here that the only difference between the two simulations is the cloud parameterization.

Interestingly, despite allowing larger shortwave radiation amount at the surface, simulation icloud1 is clearly presenting lower temperature for both winter and autumn compared to icloud3 (table 2). Especially in winter over Scandinavia and northeastern Europe icloud1 presents the largest differences from icloud3 with a T decrease of -1.4°C on average. Only during summer is icloud1 warmer, consistent with the Rsds increase, whereas in spring the domain averaged difference is close to zero, due to both positive and negative differences over the domain.

Regarding temperature bias, icloud3 is generally underestimating T (table 1), and thus icloud1 is increasing this underestimation in winter and autumn, and improving it in summer and spring. Since icloud1 considerably lowers temperature over northern Europe during winter, its bias against the E-OBS clearly worsens, with icloud1 presenting an average bias over Scandinavia during winter of -2.6°C compared to -1.2°C of icloud1.

The decrease in temperature during winter and autumn in icloud1 despite the shortwave radiation increase at the surface (due to total cloud fraction decrease) seems peculiar and physically inconsistent at first glance. However, cloudiness besides having an obvious impact on Rsds, it can also drastically affect longwave radiation as well. Clouds are potent at interfering with the earth's longwave radiation and can absorb and re-emit a significant portion of it, an effect that tends to increase temperature at the surface.

When the longwave downwelling radiation at the surface (Rlds) is examined, it can be seen that icloud1 is decreasing the Rlds amount around -2 to 3% for all seasons (table 2) compared to icloud3, an effect consistent with the cloud fraction decrease seen in icloud1. This small decrease in longwave radiation is really important during winter and autumn, when the shortwave radiation levels are quite small, especially at the north. When the total radiation budget at the surface (net shortwave+net longwave) (table 2) is examined it becomes evident that it matches well with the changes in temperature, except for autumn. The radiation budget difference is negative for winter, particularly over the northern part, and positive for autumn, summer and spring. Thus, the considerable decrease in temperature during winter in icloud1, especially over northern Europe, can be attributed to the net longwave radiation decrease that is prevailing over the net shortwave radiation increase. In autumn the general temperature decrease is happening despite an increase in the total radiation budget at the surface, indicating that other factors, such as changes in the atmospheric circulation or in the sensible and latent heat fluxes may play a significant role. Over the northern part of the domain, however, where the most intense temperature decrease is seen, the radiation budget is slightly negative. Finally the increase in summer and spring can clearly be attributed to the total radiation budget increase.

The Rsds increase in icloud1 is a direct result of the total cloud fraction decrease, seen in this experiment compared to icloud3. Less cloudiness amounts however, are also affecting Rlds levels, leading to the observed decrease, since there are fewer clouds in icloud1 to re-emit reflect longwave radiation back at the surface. However the absorption and emittance of long wave radiation depends not only on cloud amount but also heavily on cloud type. For example higher clouds block little of the incoming solar radiation but can effectively trap earth's longwave radiation into the atmosphere. Therefore, the effect on radiation depends not only on the smaller cloud fraction produced by simulation icloud1, but also on how these clouds are distributed at the various model levels of the atmosphere. Thus, the Rlds decrease in icloud1 could be attributed not only to a lesser total cloud cover, but specifically to an underproduction of high level cloudiness compared to icloud3. The difference in the vertical profile of cloudiness between the two schemes is an important and interesting subject fitting to expand this present study.

Conclusions and Discussion

Two widely used cloud parameterization schemes in WRF model have been tested. Both are presenting considerable total cloud fraction overestimation compared to the CLARA data set. The use of the Xu-Randall method (icloud1) produces smaller cloud fraction amount compared to the Sundqvist method (icloud3), without considerably changing the bias. However, shortwave and longwave radiation at the surface are clearly affected by cloud parameterization selection. The lower cloud amount of the Xu-Randall method leads to higher shortwave

radiation levels at the surface, but at the same time reduces the longwave radiation amount. This is probably connected to the production of more high-level clouds indicating the importance of cloud amount distribution with height, besides the total amount of cloudiness, a topic that is quite important for further investigation. The effect of parameterization selection on temperature depends on the change in the total radiative budget, including both shortwave and longwave components. The impact on temperature is definitely large, in some cases exceeding 1.5°C. This study clearly demonstrates the impact the cloud parameterizations can have in many aspects of the simulated climate and highlights the importance of including these parameterizations in further sensitivity studies.

Acknowledgments

This research is co-financed by Greece and the European Union (European Social Fund-ESF) through the Operational Programme «Human Resources Development, Education and Lifelong Learning» in the context of the project “Strengthening Human Resources Research Potential via Doctorate Research” (MIS-5000432), implemented by the State Scholarships Foundation (IKY).

References

- Acker R. H. et al., 2010. “EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring CM SAF Cloud , Albedo , Radiation Dataset , Surface Albedo Product User Manual.” *Solar Energy* 35(1): 1–24.
- Haylock M. R. et al., 2008. “A European Daily High-Resolution Gridded Data Set of Surface Temperature and Precipitation for 1950-2006.” *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 113(20).
- Karlsson K. G. et al., 2013. “CLARA-A1: A Cloud, Albedo, and Radiation Dataset from 28 Yr of Global AVHRR Data.” *Atmospheric Chemistry and Physics* 13(10): 5351–67.
- Kotlarski S. et al., 2014. “Regional Climate Modeling on European Scales: A Joint Standard Evaluation of the EURO-CORDEX RCM Ensemble.” *Geoscientific Model Development* 7(4): 1297–1333.
- Quaas J., 2012. “Evaluating the ‘Critical Relative Humidity’ as a Measure of Subgrid-Scale Variability of Humidity in General Circulation Model Cloud Cover Parameterizations Using Satellite Data.” *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 117(9): 1–10.
- Stensrud D.J., 2007. *Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models*. Cambridge Univ, Press (459 pp.).
- Sundqvist H., Berge E., Kristjánsson. J. E., 1989. Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model, *Mon. Weather Rev.*, 117, 1641–1657.
- Wielicki B. A. et al., 1995. “Mission to Planet Earth: Role of Clouds and Radiation in Climate.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 76(11): 2125–53.
- Xu K.-M., Randall D. A., 1996: A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3084-3102.



EVALUATION OF A WRF-AUTH EURO-CORDEX 0.11 HINDCAST REGIONAL CLIMATE SIMULATION

PRESVELOU I. (1), KARTSIOS S. (1) et KATRAGKOU E. (1)

(1) Department of Meteorology and Climatology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece
irisapak@geo.auth.gr

Summary: This study concerns the evaluation of a high-resolution (0.11°) regional climate simulation over Europe performed in the framework of EURO-CORDEX. Model simulations with the WRF-AUTH regional climate model are compared with temperature and precipitation fields of the E-OBS v17 dataset for the time-period 1990-2008. Our aim is to confirm that the regional climate model is able to represent adequately the European climatology and identify potential model structural biases. We examine mean, maximum and minimum temperature and precipitation. Our results indicate a larger annual bias in mean temperature over the Alps (-1.8°C), eastern Europe (-1.5°C) and Scandinavia (-2.0°C). Over the same areas appear the larger bias in minimum temperature (-1.9, -1.5, -2.6°C respectively) and maximum temperature (-2.1, -2.1, -2.3°C, plus the Mediterranean region -2.3°C). Also, the model constantly overestimates precipitation in winter over all regions and slightly underestimates it in summer. Precipitation bias is maximum over eastern Europe in both winter (58.1%) and summer (-24.1%).

Keywords: EURO-CORDEX, Regional climate modeling, WRF, High-resolution, Evaluation

Résumé : Cette étude concerne l'évaluation d'une simulation climatique régionale à haute résolution (0,11°) sur l'Europe réalisée dans le cadre d'EURO-CORDEX. Les simulations avec le modèle climatique régional WRF-AUTH sont comparées aux champs des températures et des précipitations de la base de données E-OBS v17 pour la période 1990-2008. Notre objectif est de confirmer que le modèle climatique régional est capable de représenter la climatologie européenne et d'identifier les biais potentiels structurels du modèle. Nous examinons les températures moyennes, maximales et minimales et les précipitations. Nos résultats indiquent un biais annuel plus important de la température moyenne sur les Alpes (-1.8°C), l'Europe orientale (-1.5°C) et la Scandinavie (-2.0°C). Sur les mêmes zones apparaissent le biais le plus important de la température minimale (-1.9, -1.5, -2.6°C respectivement) et de la température maximale (-2.1, -2.1, -2.3°C, et en plus sur la région méditerranéenne -2.3°C). En outre, le modèle surestime constamment les précipitations d'hiver dans toutes les régions et il les sous-estime légèrement en été. Le biais des précipitations est maximum en Europe orientale tant en hiver (58.1%) qu'en été (-24.1%).

Mots clés: EURO-CORDEX, Modélisation du climat régional, WRF, Haute résolution, Évaluation

Introduction

The evaluation of climate model simulations is essential to assess model performance and identify potential model biases. Regional climate models (RCMs) in the framework of the CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment; Giorgi and Gutowski 2015) are evaluated with perfect boundary condition experiments. Kotlarski et al., (2014) reported that the biases of EURO-CORDEX multi model ensemble was similar to ENSEMBLES, around 1.5°C for temperature and ±40% for precipitation. Katragkou et al., (2015) found that the EURO-CORDEX multi physics WRF ensemble underestimated winter temperatures over north-eastern Europe and overestimated summer precipitation.

In the current work, we analyze a hindcast WRF high-resolution simulation performed in the framework of EURO-CORDEX. The aim of the study is to identify the biases of the model, by comparing it with observations and biases reported in literature.

1. Data and Method

1.1 Model

The regional climate simulation was performed with the WRF (version 3.8.1) model. The model ran with a resolution of about 50km (0.44° on a rotated grid) for the EURO-CORDEX domain and about 12km (0.11° on a rotated grid) for the nested domain. The simulation was forced by the ERA-Interim reanalysis data set (Dee et al. 2011) for the time-period 1989-2008. The simulation included the following parameterizations; the WRF double moment 6-class scheme for the microphysics (WDM6; Lim and Hong, 2010) the Grell-Freitas scheme for cumulus parameterization (GF; Grell and Freitas, 2014), the RRTMG scheme for shortwave and longwave radiation (Iacono et al. 2008), the Yonsei University scheme for the planet boundary layer (YSU; Hong et al., 2006), the Community Land Model Version 4 for the land-surface option (CLM4; Lawrence et al., 2011; Oleson et al., 2010) and the revised MM5 scheme for the surface layer (Jiménez et al. 2012).

1.2 Observations

To evaluate the high-resolution simulation (0.11°) we used the daily gridded dataset E-OBs v17.0, which is based on the ECA&D (European Climate Assessment & Dataset) station data set and other archives. The variables that we analyzed are daily mean, maximum and minimum temperature and precipitation (Haylock et al. 2008). Concerning E-OBs, we chose a resolution of 0.22° on rotated pole grid with the North Pole at 39.25°N , 162°W . The area covered is over Europe and specifically $25\text{-}75^\circ\text{N}$ and $40^\circ\text{W}\text{-}75^\circ\text{E}$.

1.3 Methodology

We analyzed each of the variables on a seasonal basis for the period of interest 1990-2008. The first year 1989 was used as spin-up time and was excluded from the analysis. The seasons described are winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA) and autumn (SON). The seasonal values were calculated from the average of mean monthly values that correspond to a season. The region of the study is the whole European domain, which is divided into the following subregions: Alps (AL), British Isles (BI), eastern Europe (EA), France (FR), mid-Europe (ME), Mediterranean (MD), Iberian Peninsula (IP) and Scandinavia Peninsula (SC). These subdomains have been specified by the PRUDENCE project (Christensen and Christensen 2007). Firstly, we calculated the mean seasonal bias (model-observations) for mean, maximum and minimum temperature and precipitation. For the comparison of the model to the E-OBs, it was necessary to remap the finer grid to the coarser one, in this case the 0.11° to the 0.22° resolution. The remapping took place using bilinear interpolation. Also, a temperature correction was carried out, since there are elevation differences between the two grids. The lapse rate used was $-6.5^\circ\text{C}/\text{km}$. Finally, we calculated the seasonal bias that correspond to every subregion of the domain.

2. Results

Figure 1 shows the mean seasonal temperature bias over Europe (T_{mean} , T_{max} , T_{min}) for the period 1990-2008. The model represents the mean climatology quite well during winter and autumn, both for mean (Fig. 1a) and maximum (Fig. 1b) temperature. Some exceptions are observed over Scandinavia, the Alps, Italy and eastern Europe (in winter), where WRF is colder than E-OBs. On the contrary, over the Balkan area the bias has positive values, reaching 2°C . During spring and summer, it seems that the model is colder for the most part of Europe and especially for maximum temperature. In summer, the bias over the Balkans, Italy and the

Iberian Peninsula is close to zero. The patterns differ when it comes to minimum temperature (Fig. 1c). In winter, large negative biases cover a big area of Scandinavia and eastern Europe, while positive biases appear mostly over Iberian Peninsula, British Isles and Balkans. In summer and spring, the cold biases persist in the same areas, while expanding even more. In autumn negative biases cover the northern part of Europe, the Alps and Italy and positive biases the rest of Europe, with larger values over the Balkans.

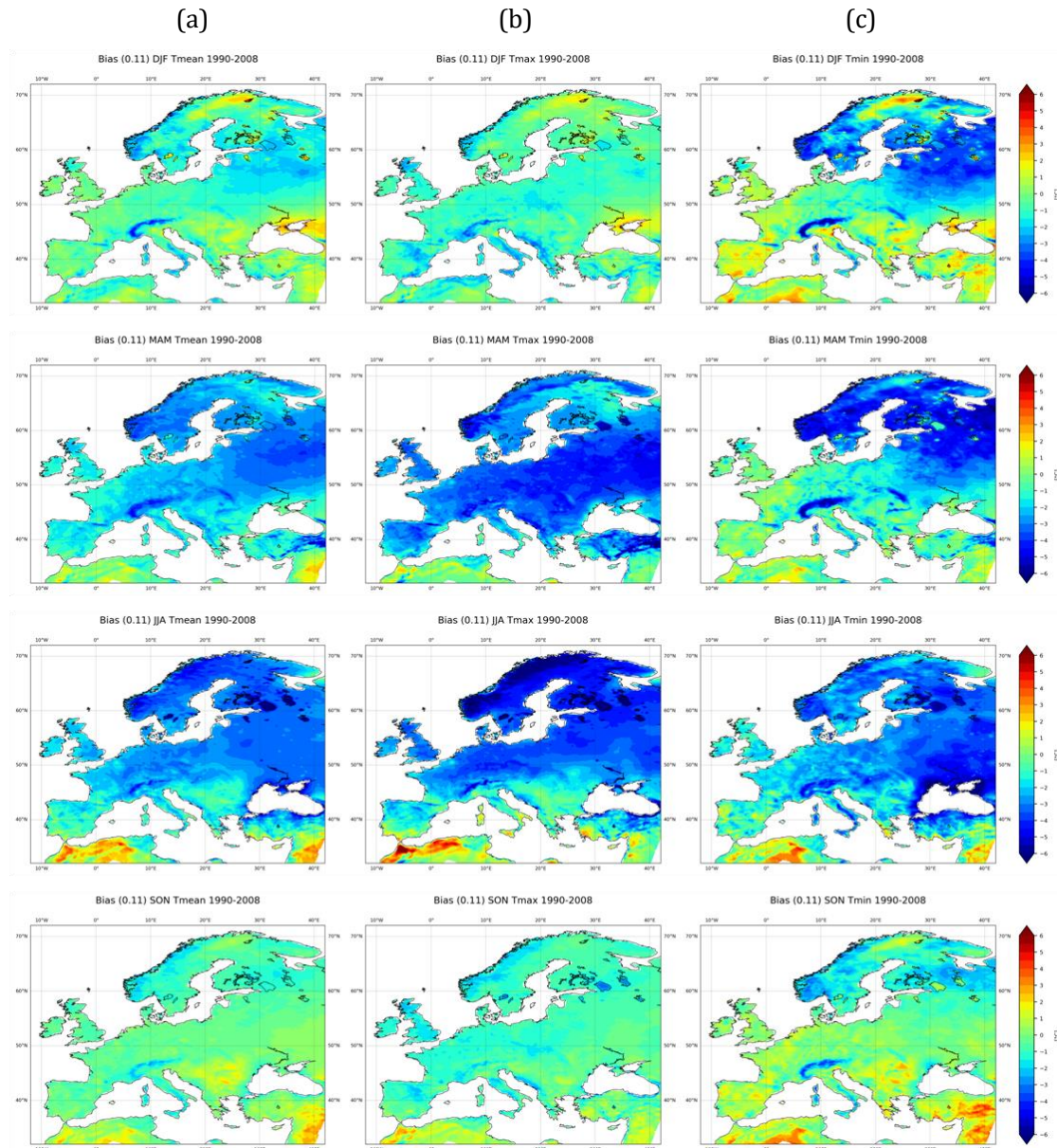


Figure 1. Mean seasonal bias (°C) (model-E-OBs) for mean (a), maximum (b) and minimum (c) temperature for the time-period 1990-2008.

According to Table 1, the mean seasonal bias for each region is always negative, except for minimum temperature. This means that the model appears overall colder than the observations. The larger biases in mean temperature (Tmean) appear over the Alps (AL), eastern Europe (EA), Mediterranean (ME) and Scandinavia Peninsula (SC) in spring and summer ($< -2^{\circ}\text{C}$). For maximum temperature (Tmax), the same regions appear to have even larger biases, reaching -4.5°C over SC in summer. Large negative values also exist over the British Isles (BI) and France (FR) in summer and spring and over the Iberian Peninsula (IP) and mid-Europe (ME) in spring. The biases in minimum temperature (Tmin) are mostly negative, apart from some winter and

autumn values which are slightly positive for some regions (BI, FR, IP, ME). The larger negative biases also appear over AL, EA and SC in spring and summer.

Table 1. Model mean seasonal bias (°C) in the European subregions for mean, maximum and minimum temperature over 1990-2008.

(°C)	Tmean				Tmax				Tmin			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
AL	-1.2	-2.7	-2.5	-0.9	-1.4	-3.5	-2.5	-1.0	-1.3	-2.4	-2.8	-0.9
BI	-0.2	-1.5	-2.0	-0.5	-1.1	-2.8	-2.8	-1.4	0.4	-0.3	-1.5	0.2
EA	-0.8	-2.5	-2.5	0.0	-1.0	-3.9	-2.7	-0.8	-1.2	-1.9	-3.1	0.1
FR	-0.4	-1.6	-2.1	-0.5	-1.0	-2.8	-2.5	-1.2	0.4	-0.3	-1.8	0.3
IP	-0.5	-1.3	-0.9	-0.4	-1.2	-2.3	-0.8	-0.8	0.8	-0.2	-0.8	0.5
MD	-0.7	-1.6	-1.2	-0.3	-1.5	-2.4	-0.7	-0.8	0.0	-0.8	-1.5	0.2
ME	-0.6	-2.0	-2.7	-0.3	-1.1	-3.5	-3.4	-1.2	-0.4	-0.9	-2.3	0.2
SC	-1.2	-2.6	-3.4	-0.9	-0.5	-2.9	-4.5	-1.1	-2.3	-3.6	-3.0	-1.3

Figure 2 illustrates the mean seasonal relative bias (%) for precipitation for the period 1990-2008. In winter, the model appears wetter over a large part of central and eastern Europe. The largest biases exist over mountainous regions, such as the Alps, the Dinaric Alps, the Apennines and the Balkan Mountains. In spring and autumn, the bias is reduced over central and northern Europe and an underestimation is observed in some parts of the Iberian Peninsula, where the model appears dryer. In summer, the model shows an intense underestimation of precipitation over the most part of Europe, especially in the southeast. However, the model consistently overestimates precipitation over the Dinaric Alps throughout the year.

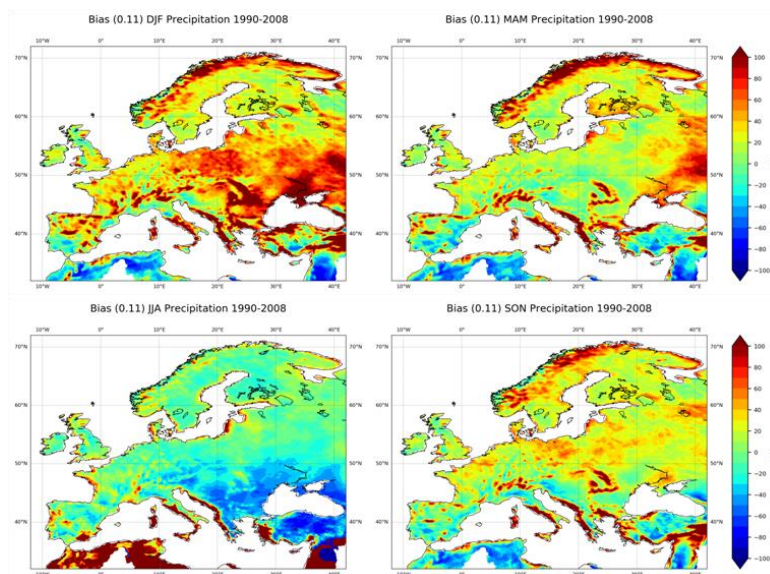


Figure 2. Mean seasonal relative (%) bias (model-E-OBs) for precipitation for the time-period 1990-2008.

The mean seasonal precipitation bias per subregion is summarized in Table 2. It seems that the larger positive relative biases appear during wintertime in almost all regions, whereas the smaller biases appear during summer. The small bias in summer is a worth-mentioning feature, since in the study of Katragkou et al. (2015) larger precipitation biases have been reported

during summer. The current simulations are different in many aspects from those presented in Katragkou et al. (2015); most importantly the spatial resolution is 0.11° and not 0.44° , which makes a difference in precipitation (Prein et al. 2016). The land surface model is also different, we used the CLM4 and not the NOAH land surface model, as all WRF 0.44° EURO-CORDEX ensemble members did. According to Mooney et al. (2013) precipitation shows sensitivity to land surface models in summer.

Table 2. Model mean seasonal relative bias (%) in the European subregions for precipitation over 1990-2008.

(%)	Precipitation			
	<i>DJF</i>	<i>MAM</i>	<i>JJA</i>	<i>SON</i>
AL	37.7	25.7	-12.6	11.4
BI	16.1	17.4	5.1	14.9
EA	58.1	14.8	-24.1	23.5
FR	36.1	19.0	2.3	17.6
IP	25.3	11.0	0.8	6.1
MD	44.8	38.3	-1.5	29.6
ME	32.8	14.2	-8.9	23.5
SC	30.4	32.0	1.0	25.9

Conclusions and Discussion

In this work the WRF regional climate model was evaluated over the European domain. The model climatology was colder than the E-OBS climatology for mean, maximum and minimum temperatures. Summer average temperatures were more underestimated ($-2.2/-2.5/-2.1^\circ\text{C}$ for mean, max and min values respectively) than winter average temperatures ($-0.7/-1.1/-0.5^\circ\text{C}$). Precipitation biases were higher in winter and systematically overestimated for all subregions (+35% domain average). In summer, precipitation biases were found to be comparatively smaller and variable in sign but mostly negative (-5% domain average). The results with respect to temperature were found to be comparable to other EURO-CORDEX evaluation studies using WRF (e.g. Katragkou et al. 2015) with coarser model resolution (0.44°). Precipitation biases were considerably lower than those reported for WRF previously over the EURO-CORDEX 0.44° domain, providing evidence on the importance of model resolution in the valid representation of summer precipitation over Europe.

Acknowledgments

This work has been supported by computational time granted by the Greek Research & Technology Network (GRNET) in the National HPC facility - ARIS - under project PR002046-VERGINA. We also thank the Scientific Computing Center of Aristotle University of Thessaloniki for its technical support and computational resources.

References

- Christensen, Jens, and Ole Christensen. 2007. "A Summary of the PRUDENCE Model Projections of Changes in European Climate by the End of This Century." *Climatic Change* **81**: 7–30.
- Dee, D P et al. 2011. "The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**(656): 553–97.
- Giorgi, Filippo, and William J Gutowski. 2015. "Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative." *Annual Review of Environment and Resources* **40**(1): 467–90.
- Grell, G A, and S R Freitas. 2014. "A Scale and Aerosol Aware Stochastic Convective Parameterization for Weather and Air Quality Modeling." *Atmospheric Chemistry and Physics* **14**(10): 5233–50.
- Haylock, M R et al. 2008. "A European Daily High-Resolution Gridded Data Set of Surface Temperature and Precipitation for 1950–2006." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **113**(D20).
- Hong, S.-Y., Y Noh, and J Dudhia. 2006. "A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes." *Monthly Weather Review* **134**(9): 2318–41.
- Iacono, M J et al. 2008. "Radiative Forcing by Long-Lived Greenhouse Gases: Calculations with the AER Radiative Transfer Models." *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **113**(13).
- Jiménez, P A et al. 2012. "A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation." *Monthly Weather Review* **140**(3): 898–918.
- Katragkou, E et al. 2015. "Regional Climate Hindcast Simulations within EURO-CORDEX: Evaluation of a WRF Multi-Physics Ensemble." *Geoscientific Model Development* **8**(3): 603–18.
- Kotlarski, Sven et al. 2014. "Regional Climate Modeling on European Scales: A Joint Standard Evaluation of the EURO-CORDEX RCM Ensemble." *Geoscientific Model Development* **7**: 1297–1333.
- Lawrence, David M et al. 2011. "Parameterization Improvements and Functional and Structural Advances in Version 4 of the Community Land Model." *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **3**(1).
- Lim, K S, and S.-Y. Hong. 2010. "Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models." *Monthly Weather Review* **138**(5): 1587–1612.
- Mooney, P A, F J Mulligan., and R Fealy. 2013. "Evaluation of the Sensitivity of the Weather Research and Forecasting Model to Parameterization Schemes for Regional Climates of Europe over the Period 1990-95." *Journal of Climate* **26**(3): 1002–17.
- Oleson, K W et al. 2010. "Technical Description of Version 4.0 of the Community Land Model (CLM)."
- Prein, A F et al. 2016. "Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: High Resolution, High Benefits?" *Climate Dynamics* **46**(1): 383–412.

COMPLÉMENTARITÉ DE DIFFÉRENTES SOURCES D'ACQUISITION DE LA TEMPÉRATURE EN MILIEU URBAIN : CARTES MENTALES, MESURES PARTICIPATIVES ET DONNÉES SATELLITES

RENARD F. (1) et ALONSO L. (1)

(1) Université Lyon 3, UMR CNRS Environnement Ville Société, France, florent.renard@univ-lyon3.fr

Résumé : La Métropole lyonnaise connaît une augmentation continue de la température depuis le début du 20^{ème} siècle, ce qui pose un problème majeur d'inconfort, exacerbé dans la ville par le phénomène d'îlot de chaleur urbain. La caractérisation précise de l'environnement thermique urbain est une nécessité pour les responsables locaux et les élus. Par conséquent, cette étude propose d'examiner la température urbaine acquise à partir de trois sources différentes : les mesures mobiles participatives, les cartes thermiques et les mesures par satellite de la température de surface. Les résultats montrent des concordances entre les trois appréciations qui diffèrent fortement en fonction du jour de mesure. Les relations les plus fortes entre température de l'air et température de surface se produisent lors de journées chaudes, peu humides et sans vent. Des fortes corrélations sont aussi parfois obtenues entre les cartes mentales et les mesures, même si des corrélations inverses sont aussi détectées, traduisant ainsi des perceptions erronées par rapport à la réalité du terrain.

Mots clés : Îlot de chaleur urbain, température de surface, Landsat, mesures mobiles, cartes mentales

Summary: The Lyon metropolitan area has experienced a continuous increase in temperature since the beginning of the 20th century, which is a major problem of discomfort, exacerbated in the city by the phenomenon of urban heat islands. The precise characterization of the urban thermal environment is a necessity for local leaders and elected officials. Therefore, this study proposes to examine the urban temperature acquired from three different sources: participatory mobile measurements, thermal maps and satellite measurements of surface temperature. The results show concordances between the three assessments, which differ significantly depending on the day of measurement. The strongest relationships between air temperature and surface temperature occur during hot, low humidity and windless days. Strong correlations are also sometimes obtained between mental maps and measurements, although inverse correlations are also detected, thus reflecting erroneous perceptions about the reality on the ground.

Keywords: Urban heat island, land surface temperature, Landsat, mobile measurements, mental maps

Introduction

D'après l'IPCC, le changement climatique actuel est susceptible de renforcer l'intensité et la fréquence des événements extrêmes (Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer, 2014). C'est notamment le cas des vagues de chaleur dont la sévérité a augmenté sur l'Europe dans les dernières décennies. En outre, la hausse des températures à cause du changement climatique global est amplifiée par l'effet d'îlot de chaleur urbain (ICU). Ce phénomène est largement analysé et est un des thèmes majeurs de la climatologie urbaine, notamment par son impact sur la santé humaine. En France, les vagues de chaleur de 2003, 2006 et 2015 ont respectivement provoqué

19490, 1388 et 3275 décès selon the International Disaster Database EM-DAT22. Durant la canicule de 2003 sur Paris, la surmortalité y a été de 141% supérieure par rapport à un été standard et de 80% à Lyon, deuxième agglomération française (Laaidi et al., 2012;

²² <https://www.emdat.be/>

Vandentorren et al., 2006). En outre, une augmentation de l'ICU de surface de 0,5°C environ a pu être la cause d'un doublement de la mortalité (Douset et al., 2011). Les victimes ont été principalement recensées dans les grandes agglomérations.

L'ICU se caractérise par une différence de température entre une aire urbaine et les environnements ruraux. En règle générale, la température de l'air du milieu urbain est plus élevée par rapport aux zones rurales, notamment la nuit. L'étude de l'ICU peut être complétée par celle de l'ICU de surface (ICUS) qui repose sur la mesure des températures de surface (TS). Ces dernières influencent directement la température de l'air par échange d'énergie.

Ces ICU peuvent être quantifiés de différentes manières. Concernant la mesure de la température de l'air, des mesures fixes sont le plus souvent utilisées. Cependant, les réseaux de mesure en milieu urbain ne sont généralement pas assez denses pour caractériser finement les processus (Keeratikasikorn and Bonafoni, 2018). On peut alors recourir à la mesure mobile en opérant par transect mais cette dernière ne sera pas continue dans le temps, à la différence d'un réseau de stations (Liu et al., 2017). Les températures de surface sont le plus souvent mesurées par télédétection en utilisant des satellites. Il peut être rappelé que les températures de l'air et de surface sont deux paramètres différents qu'il ne faut pas confondre : la première concerne l'ICU alors que la seconde est une mesure en deux dimensions de données infrarouges thermiques obtenues par télédétection. Dans des conditions optimales de mesure de la température de surface, cette dernière est souvent quelques degrés plus élevée que la température de l'air. Enfin, on peut recourir à des mesures plus qualitatives de mesure de l'ICU en recueillant des données in situ en interrogeant les usagers sur leur ressenti thermique et leur pratique des lieux, par des questionnaires, des entretiens ou des cartes mentales par exemple. En outre, la participation des usagers dans la démarche permet de mobiliser et de sensibiliser sur le phénomène d'inconfort thermique.

L'ICU a des conséquences sur la consommation énergétique nécessaire à la climatisation des habitations mais surtout sur la santé humaine. En effet, la chaleur peut créer un stress thermique et conduire à des risques d'insolation, de déshydratation, d'hyperthermie, de coup de chaleur. Ces solutions passent inévitablement dans un premier temps par une meilleure connaissance de l'ICU et une évaluation de l'effet d'aménagements urbains sur les températures. Cependant, la grande diversité des techniques de mesure est un véritable challenge pour une caractérisation précise des gradients thermiques. Ainsi, le but de cette étude est de confronter trois moyens différents d'acquisition de la donnée sur l'agglomération lyonnaise. Le premier est la mise en place de cartes auprès de volontaires qui participent ensuite à une campagne de mesure à l'aide d'enregistreurs de température en continu couplés à des GPS, ce qui constitue ainsi le deuxième moyen de récupération de l'information. Enfin, ces données seront comparées aux images satellites de température de surface.

1. Méthodologie

1.1 Mesures mobiles participatives de la température de l'air

Les mesures participatives ou citoyennes représentent une démocratisation de la science et une ouverture du public aux problématiques environnementales. Le but principal de cette démarche est la constitution de vastes bases de données en s'appuyant sur des bénévoles, avec une précision spatiale et temporelle inédite, en respectant une méthodologie spécifique (Cohn, 2008; Silvertown, 2009). Les projets de mesures participatives sont ainsi actuellement en plein essor et sont facilités par les avancées technologiques dans le monde de la télécommunication, avec la démocratisation des smartphones notamment.

Des bénévoles, recrutés par le biais d'associations étudiantes, ont été équipés de deux capteurs de température de l'air (EL-USB-1-RGC-JM, précision +/- 1°C, intervalle minimum d'enregistrement 1 seconde - Log 32 précision +/- 0,5°C) à des GPS. Ces capteurs permettent de mesurer instantanément la température de l'air et de les associer précisément à une localisation. Cela présente plusieurs avantages. Le premier est de pouvoir déployer des campagnes régulières, synchrones au passage de Landsat 8. La base de données de mesures au sol produite serait impossible à obtenir en passant par des méthodes de mesure traditionnelles. Le second est de pouvoir développer une expertise dans la conduite de campagnes mobiles d'instrumentation et de pouvoir l'appliquer en fonction des besoins de la recherche, mais aussi des besoins potentiels des acteurs publics et privés de l'aménagement du territoire. Le troisième avantage est de pouvoir impliquer des civils dans la collecte de données. En effet, le déploiement d'une campagne massive d'instrumentation ne peut se faire qu'avec les seuls effectifs des chercheurs ou des gestionnaires. Les mesures sont ensuite corrigées afin de prendre en compte l'élévation ou la baisse des températures journalières durant les campagnes. Typiquement, les campagnes de mesure se déroulent sur une demi-journée. Dans le cadre de cette étude, 20 campagnes de mesures ont été réalisées sur 18 journées. Par exemple, 16 volontaires ont participé à la campagne du 03 juillet 2018 qui a permis de disposer d'un réseau temporaire de 879 relevés dans l'hyper-centre lyonnais. D'une manière complémentaire aux mesures, les bénévoles se voient proposé de réaliser des cartes mentales thermiques avant les campagnes de mesure (fig. 1).

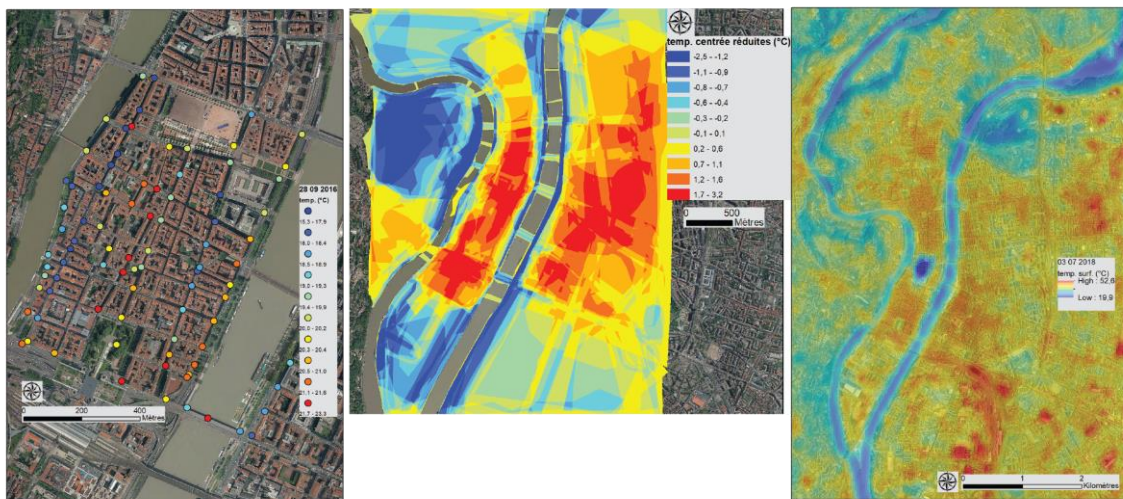


Figure 1. Mesures participatives du 28 09 2016 (gauche), carte mentale synthétique (centre) et températures de surface du 03 07 2018 (droite)

1.2 Cartes mentales thermiques

En géographie, la carte mentale traduit une forme d'appropriation de l'espace par la perception d'un individu. Cette appropriation traduit à la fois l'expérience de l'individu au sein de cet espace mais également son jugement de valeur sur ce lieu. L'objectif de recourir à l'utilisation des cartes mentales est de confronter la perception de leur ambiance thermique sur le territoire lyonnais avec les mesures quantitatives effectuées en parallèle sur le terrain d'étude et par télédétection. Il est courant de comparer ces deux approches. Cependant, le rapprochement des deux et la recherche de comparaison du subjectif et de l'objectif peut nous aider à venir créer une continuité entre l'espace construit, les dispositions matérielles, et la présence humaine, la manière dont est investi un lieu par un individu et ses usages (Thibaud et al., 1998). Il s'agit donc de construire une approche interdisciplinaire et dynamique de l'ambiance thermique lyonnaise, au prisme de la perception et des mesures automatisées.

La redondance et la récurrence des descriptions enregistrées provenant de différents individus permettent d'attester de la perception d'une communauté pour un site donné (Roulier, 2013). De ce fait, nous avons pu obtenir une carte synthétisant la perception de la répartition des températures durant une journée chaude sur Lyon à partir des cartes mentales issues des participants (fig. 1) après géoréférencement, digitalisation, quantification et standardisation.

1.3 Températures de surface acquises par télédétection

Les températures de surface (fig. 1) ont été calculées à partir du satellite Landsat 8 en raison de sa résolution élevée (30 m). La méthode du *single channel* a été sélectionnée (Renard et al., 2019). Cela implique le calcul de la radiance spectrale, de la température de brillance, de l'émissivité à l'aide des seuils NDVI et d'enlever les effets atmosphériques se produisant entre la surface de la Terre et le capteur du satellite à l'aide des fonctions appropriées. Ensuite, les trois moyens d'appréciation de la température sont comparés spatialement entre eux à l'aide d'un SIG. Au final, le coefficient de corrélation de Pearson (r), la moyenne du carré des erreurs (MCE) et la racine moyenne du carré des erreurs (RMCE) servent à évaluer l'adéquation des mesures.

2. Résultats et discussion

Comparativement aux données de température de surface, les mesures des deux enregistreurs en continu fournissent des résultats similaires ($r=0,509$ pour l'EL et $r=0,510$ pour le Log32). Il ressort ensuite que l'adéquation entre mesures mobiles et températures de surface est très variable. Certaines campagnes comme le 25 mai 2018 ont un r de 0,02 alors que celle du 25 juin 2018 présentent un r de 0,68. Nous obtenons ainsi toute une gamme de résultats qui s'échelonne de campagnes de mesures ne présentant aucune corrélation à de très fortes corrélations (fig. 2). Les RMCE se comportent naturellement d'une manière inversement proportionnelle au r .

Ces différences peuvent s'expliquer par le contexte météorologique durant la campagne. En effet, lorsque les r sont confrontés par régression linéaire à la température moyenne de la journée, à l'humidité relative, à la pression et au vent (vitesse et direction), il ressort que le type de temps présentant la meilleure corrélation entre mesures mobiles et températures de surface réside durant une campagne par forte chaleur, faible humidité, pression et vent.

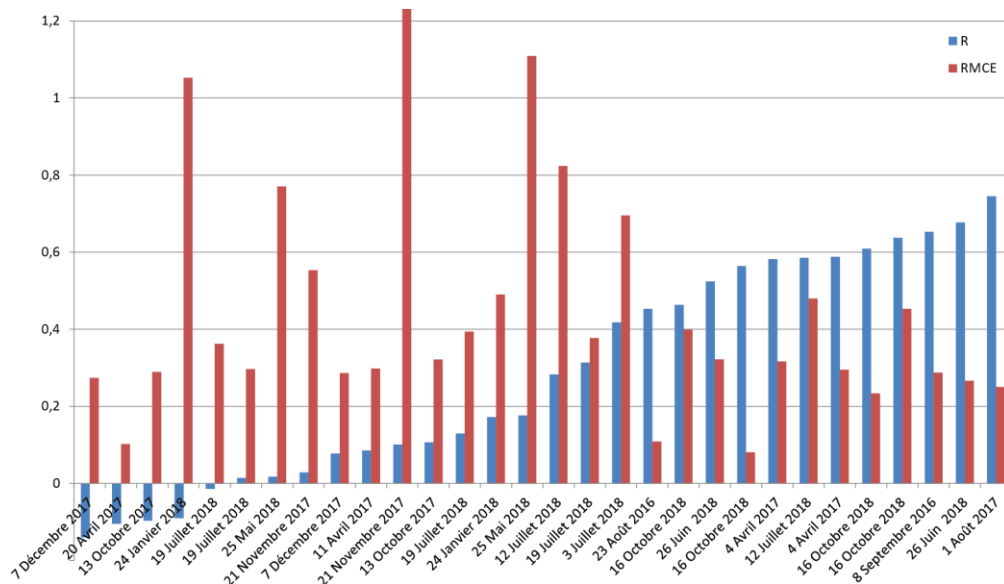


Figure 2. R et RMCE des comparaisons entre température de l'air et température de surface

La comparaison des cartes mentales thermiques d'une agglomération chaude par rapport aux températures de surface révèle aussi une large gamme de r allant de 0,05 à 0,83 (fig. 3).

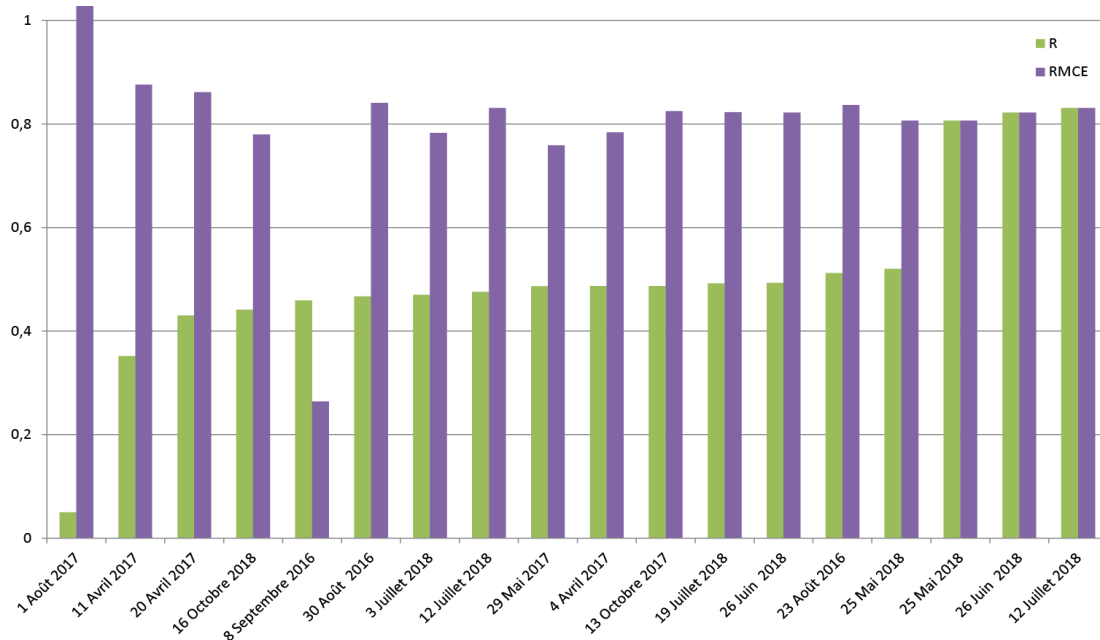


Figure 3. R et RMCE des comparaisons entre cartes mentales et température de surface

Enfin, la comparaison des mesures mobiles et des cartes mentales thermiques reflètent les mêmes tendances : certaines campagnes présentent une adéquation forte (ex : 26 juin 2018 ; $r = 0,70$) et d'autres une absence totale de corrélation (ex : 20 avril 2017 ; $r = 0,07$) voire une corrélation négative (ex : 39 mai 2017 ; $r = -0,24$). Ces résultats ne sont pas vraiment surprenants car d'après nos expériences sur le terrain, les gradients thermiques peuvent être bien plus changeants que ce que l'imaginaire pourrait le laisser supposer avec des secteurs constamment chauds ou froids d'une manière plutôt uniforme, en fonction de l'heure et du type de temps (fig. 4).

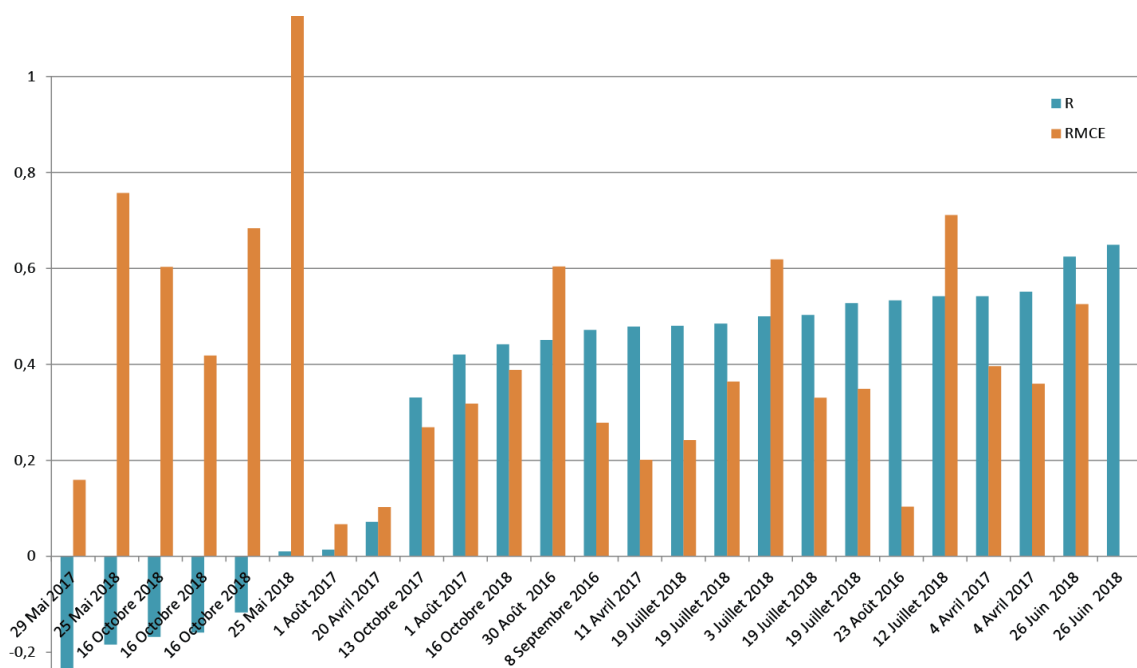


Figure 4. R et RMCE des comparaisons entre température de l'air et cartes mentales

Conclusion

La confrontation des trois sources différentes d'appréhension des gradients thermiques reflète des disparités compréhensibles en fonction des journées, mais aussi de fortes corrélations. Ces dissemblances sont liées essentiellement au type de temps de la campagne de mesure ou à une perception idéalisée des gradients thermiques qui évoluent dans l'imaginaire moins rapidement que ceux mesurés sur le terrain, qui peuvent être très changeants d'une journée à l'autre.

Cela démontre que la caractérisation des ICU doit faire appel à une variété de techniques de mesure, tant qualitatives que quantitatives, afin d'améliorer la connaissance du confort thermique. Ainsi, des solutions doivent être trouvées à travers des politiques d'urbanisme et la mise en œuvre de stratégies d'adaptation durables, comme celles préconisées par la Plateforme européenne d'adaptation au changement climatique, notamment l'augmentation des espaces verts et ombragés.

Bibliographie

- Cohn J. P., 2008. Citizen Science: Can Volunteers Do Real Research? *BioScience*, 58(3), 192–197
- Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.): IPCC, Synthesis Report, 2014. *Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Geneva, Switzerland.
- Della - Marta P. M., Haylock M. R., Luterbacher J. and Wanner H., 2007. Doubled length of western European summer heat waves since 1880, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112, 11 pp.
- Dousset B., Gourmelon F., Laaidi K., Zeghnoun A., Giraudet E., Bretin P., Mauri E. and Vandentorren S., 2011. Satellite monitoring of summer heat waves in the Paris metropolitan area. *International Journal of Climatology*, 31(2), 313–323
- Fink A. H., Brücher T., Krüger A., Leckebusch G. C., Pinto J. G. and Ulbrich U., 2006. The 2003 European summer heatwaves and drought—synoptic diagnosis and impacts, *Weather*, 59(8), 209–216
- Fung W. Y., Lam K. S., Nichol J. and Wong M. S., 2006. Derivation of Nighttime Urban Air Temperatures Using a Satellite Thermal Image. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48(4), 863–872
- Keeratikasikorn C. and Bonafoni S., 2018. Urban Heat Island Analysis over the Land Use Zoning Plan of Bangkok by Means of Landsat 8 Imagery. *Remote Sensing*, 10(3), 19 pp.
- Laaidi K., Zeghnoun A., Dousset B., Bretin P., Vandentorren S., Giraudet E. and Beaudeau P., 2012. The Impact of Heat Islands on Mortality in Paris during the August 2003 Heat Wave. *Environ Health Perspect*, 120(2), 254–259
- Liu L., Lin Y., Wang D. and Liu J., 2017. An improved temporal correction method for mobile measurement of outdoor thermal climates, *Theor Appl Climatol*, 129 (1–2), 201–212
- Renard F., Alonso L., Fitts Y., Hadjiosif A. and Comby J., 2019. Evaluation of the Effect of Urban Redevelopment on Surface Urban Heat Islands. *Remote Sensing*, 11(3), 31 pp.
- Roulier F.: Synthèses cartographiques des représentations mentales de l'espace, *M@ ppemonde*, 112, 2013.
- Silvertown J., 2009. A new dawn for citizen science, *Trends in Ecology & Evolution*, 24(9), 467–471
- Thibaud J.-P., Balez S., Boyer N., Couic M.-C., Fiori S., Saraiva M., Thomas R. and Tixier N., 1998. Comment observer une ambiance ? *Les Cahiers de la recherche architecturale et urbaine*, 42-43, 77-90
- Vandentorren S., Bretin P., Zeghnoun A., Mandereau-Bruno L., Croisier A., Cochet C., Ribéron J., Siberan I., Declercq B. and Ledrans M., 2006. August 2003 heat wave in France: risk factors for death of elderly people living at home, *Eur J Public Health*, 16(6), 583–591

STATISTICAL EVALUATION OF THE CHANGES IN WIND SPEED IN THE MEDITERRANEAN REGION DUE TO CHANGES IN THE PHYSICS PARAMETERIZATIONS OF REGCM4

VELIKOU K. (1) et TOLIKA K. (1)

(1) Department of Meteorology and Climatology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece
kvelikou@geo.auth.gr

Summary: The main purpose of this study is to evaluate the changes that occur in wind speed in the Mediterranean region due to a combination of changes in the configurations of a regional climate model. The examined regional climate model is RegCM4.4.5.1. The model's spatial resolution is 25x25km. Two different simulations are investigated for the period 1981-1990. The first simulation refers to the model's initial physics parameterizations, while the second simulation is characterized by a combination of alterations in the configurations of the model. The simulations were forced by ERA-Interim data for initial and boundary conditions (ICBC) and sea surface temperature (SST). The processing of the simulated data was performed seasonally and the differences between the simulations and CERA-20C data were calculated, mapped and compared. The Student's t-test was utilized to calculate the statistical significance of the differences. For a more detailed evaluation of the results, a division of the area of study into five sub-regions was performed and the Taylor diagrams for wind speed were calculated.

Key words: RegCM4, schemes, wind speed, CERA-20C

Résumé : Le but principal de cette étude est d'évaluer les changements qui se produisent concernant la vitesse du vent dans la région méditerranéenne en raison d'une combinaison de changements dans les configurations d'un modèle climatique régional. Le modèle climatique régional examiné est le suivant : RegCM4.4.5.1 et sa résolution spatiale est de 25x25 km. Deux simulations différentes sont étudiées pour la période 1981-1990. La première simulation fait référence aux paramétrisations physiques initiales du modèle, tandis que la seconde simulation est caractérisée par une combinaison des modifications des configurations du modèle. Les simulations ont été forcées par les données ERA-Interim pour les conditions initiales et limites (ICBC) et la température de surface de la mer (SST). Le traitement des données simulées a été effectué sur une base saisonnière et les différences entre les simulations et les données CERA-20C ont été calculées, cartographiées et comparées. Le test t de Student a été utilisé pour calculer la signification statistique des différences. Pour une évaluation plus détaillée des résultats, une division de la zone d'étude en cinq sous-régions a été réalisée et les diagrammes de Taylor de la vitesse du vent ont été calculés.

Mots clés: RegCM4, schémas, vitesse du vent, CERA-20C

Introduction

Regional climates are determined by the interaction that occurs between planetary and regional processes. The simulation of climate and climate change is achieved by Global Climate Models (GCMs). These models represent the changes in different temporal and spatial scales (past and future climate characteristics). However, the local climate system cannot be accessed by GCMs as the coarse resolution is insufficient and higher scale processes cannot be simulated correctly. As a result, it is important to simulate the various climatic parameters in a finer spatial resolution, which can be achieved by a dynamical downscaling of GCMs to Regional Climate Models (RCMs). Consequently, the evaluation of the performance of RCMs is necessary in order to study the variability of climate regionally.

Nowadays, wind plays an important role in everyday life as it is a rather important source for renewable energy and attracts attention globally. Additionally, wind affects a number of important parameters. More specifically, soil moisture, evaporation and, consequently, water

resources can be influenced by changes in wind speed. Another aspect that can be affected by changes in wind are the waves and storm surges, which in turn have an impact on coastal areas (McInnes et al. 2011). As a result, it is important to be able to project and evaluate wind.

Planetary Boundary Layer (PBL) refers to the lowest layer of the troposphere, where wind is rather influenced by friction. Wind speed tend to change at the top of the PBL and above this layer it intensifies. One of the main reasons that causes changes in the thickness of PBL is wind speed. More specifically, more intense wind speed may lead to higher convective mixing, which in turn causes the PBL to expand.

1. Data and Method

1.1 Data

The main purpose of this study is the evaluation of the changes that may occur in wind speed in the Mediterranean region due to changes in the model's configurations (Velikou et al. 2018). The examined model is RegCM4 (version 4.4.5.1). It is a regional climate model that was originally developed at the National Center for Atmospheric Research (NCAR). It is a hydrostatic, compressible, with sigma-p vertical coordinate model (Giorgi et al. 1993a,b; Elguindi et al. 2014). The dynamical core of RegCM4 is similar to that of the hydrostatic version of the NCAR-PSU Mesoscale Model version 5 (MM5) (Grell et al. 1994). The model's spatial resolution is 25x25km. The area of study covers the Mediterranean region (Figure 1). For a more detailed evaluation, the area of study was divided into five sub-regions (Table 1) according to the common EURO-CORDEX analysis domain (Kotlarski et al. 2014).

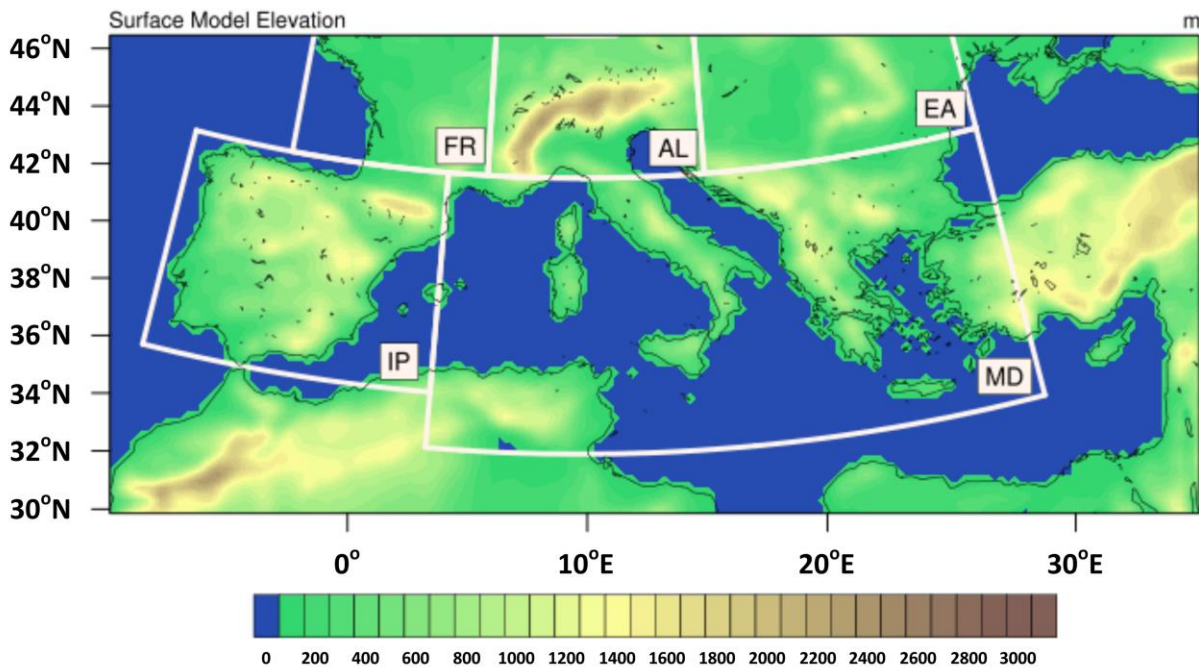


Figure 1. The area of study and its topography (m). The boxes represent the division of the area into five sub-regions according to the common EURO-CORDEX analysis domain

For the evaluation of the combination of changes in the model's configurations, we used data for westerly (u) and southerly (v) wind components in order to calculate wind speed according to the equation: $wind_speed = \sqrt{u^2 + v^2}$. The data were derived from RegCM4 model and CERA-20C reanalysis dataset. CERA-20C is an ocean-atmosphere coupled reanalysis for the 20th century and covers the period 1901 - 2010. It derives from the CERA

coupled data assimilation system that was produced by ECMWF. The CERA system is based on the ECMWF coupled atmosphere - ocean model and assimilates ocean and atmospheric observations concurrently into this model (Laloyaux et al. 2016; Laloyaux et al. 2018). To account for model errors and errors in the observational data, a 10-member ensemble of reanalysis is provided.

Table 1. The five sub-domains, their area of expansion and the selected coordinates for each sub-domain

<i>Abbreviation</i>	<i>Area</i>	<i>West</i>	<i>East</i>	<i>South</i>	<i>North</i>
<i>AL</i>	The Alps and the surrounding area	5°	16°	44°	49.2°
<i>EA</i>	The part of Eastern Europe	16.4°	32°	44.2°	47.4°
<i>FR</i>	The wider France region	-5°	4.8°	44.4°	48.4°
<i>IP</i>	The Iberian Peninsula	-10°	2.8°	36.8°	43.8°
<i>MD</i>	The greatest part of the Mediterranean Sea, Italy, Greece, the Balkans and southwestern Turkey	3.8°	28.8°	34.8°	42.8°

1.2 Methodology

Two different simulations were performed. The first simulation uses the initial physics parameterizations of the model. The second simulation uses a combination of alterations in the model's configurations (Velikou et al. 2018), which refers to the model's cumulus convection scheme and the corresponding closure assumptions and planetary boundary layer scheme (Table 2). In order to perform the simulations, we utilized ERA-Interim data for the initial and boundary conditions (ICBC) and sea surface temperature (SST). The simulations cover the period 1981-1990.

Table 2. The configurations of the two different simulations

	<i>Reference</i>	<i>Combine</i>
Driving Field	ERAINT	ERAINT
Cumulus Convection Scheme	MIT-Emanuel	Grell (over land) MIT-Emanuel (over ocean)
Convective Closure Assumption	-	Fritsch - Chappell
Planetary Boundary Layer Scheme	Holtslag PBL	UW PBL
Ocean Flux Scheme	Zeng et al.	Zeng et al.
Land Surface Model	BATS	BATS

The evaluation of the combination of changes was performed with the use of CERA-20C data for westerly (u) and southerly (v) wind components. The different simulated data were processed on a seasonal basis and the differences between the simulations and the CERA-20C

data were calculated, mapped and compared. Student's t-test was utilized to calculate the statistical significance of the differences (Wilks 2011). Additionally, the Taylor diagrams of the examined parameter were calculated for each sub-region (Wilks 2011; Taylor 2001) in order to examine the simulations in terms of correlation, standard deviation and RMS difference. As reference data in Taylor diagrams the CERA-20C data were utilized.

2. Results

2.1 Winter

Regarding wind speed, during winter both simulations appear to overestimate the corresponding CERA-20C data in the majority of the area of study (Figure 2a). The most intense increase of the parameter is observed in the area of the Alps both in Reference and Combine simulations. A small but significant underestimation of the parameter is observed in Crete, Cyprus, the southern part of Italy, Corsica and Balearic Islands.

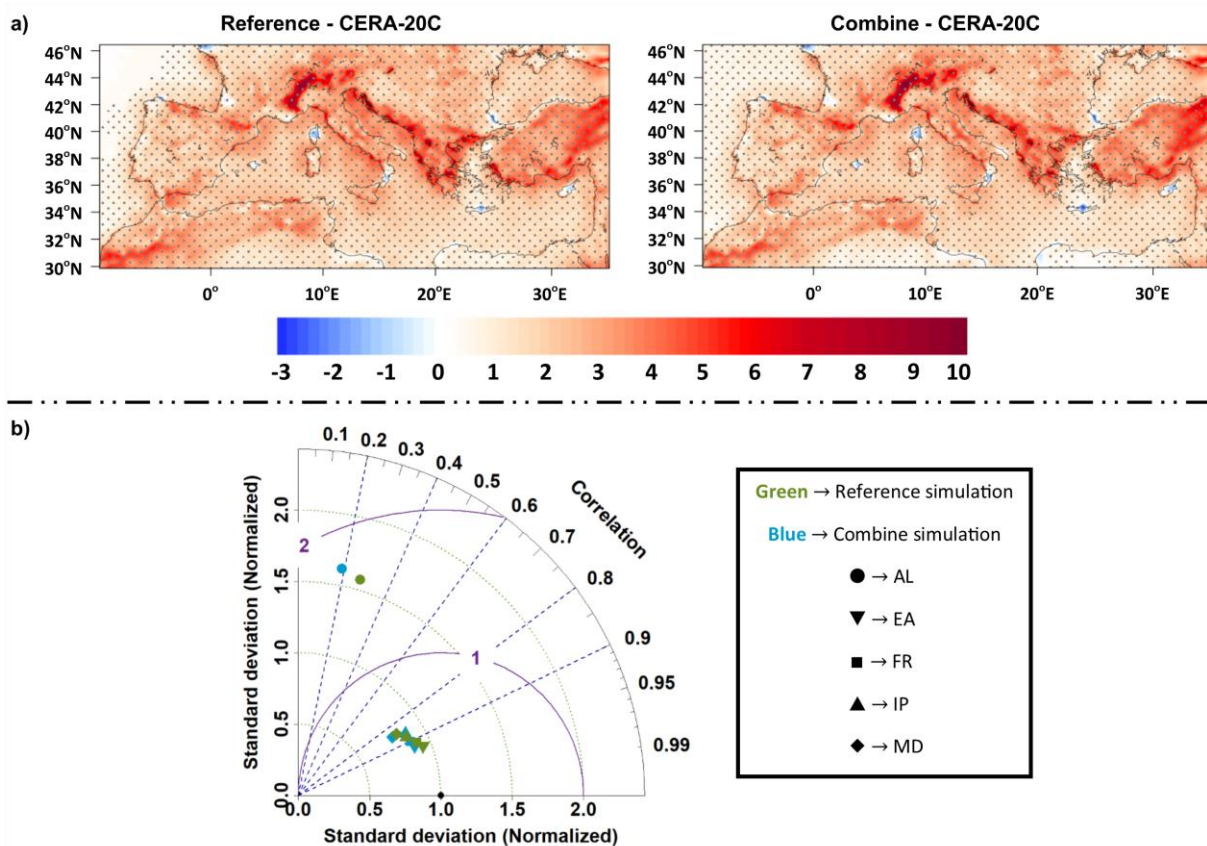


Figure 2. a) Maps of differences in wind speed (m/s) from the CERA-20C data for the two different simulations in winter. The statistically significant differences are illustrated by dots. b) Taylor diagram exploring the model's performance for wind speed over all examined sub-regions for winter. CERA-20C data are utilized as reference field in the diagrams

From the maps of differences, the two simulations appear to be rather similar. This is also observed in the corresponding Taylor diagram. The two simulations present a similar performance in all sub-regions except for the Alps (Figure 2b), where both simulations present a rather small correlation coefficient with the reference field (CERA-20C). In the other sub-regions, the two simulations show a close agreement to the reference field (correlation coefficient reaches 0.9).

2.2 Summer

During summer, in both simulations a statistically significant overestimation of wind speed is detected in the area of study (Figure 3a). This overestimation appears to be more intense in the case of the Reference simulation. However, the Etesian winds in the Aegean Sea appear to be more intense in the case of Combine simulation. Similar to winter, wind speed is rather increased in the area of the Alps in both simulations.

The findings from the corresponding Taylor diagram (Figure 3b) show a closer agreement of Combine simulation with the reference field (CERA-20C), mainly in the cases of EA, IP, FR and MD sub-regions (the correlation coefficient between Combine simulation and CERA-20C may be similar to that between Reference simulation and CERA-20C, but the data variation in the case of Combine simulation is smaller).

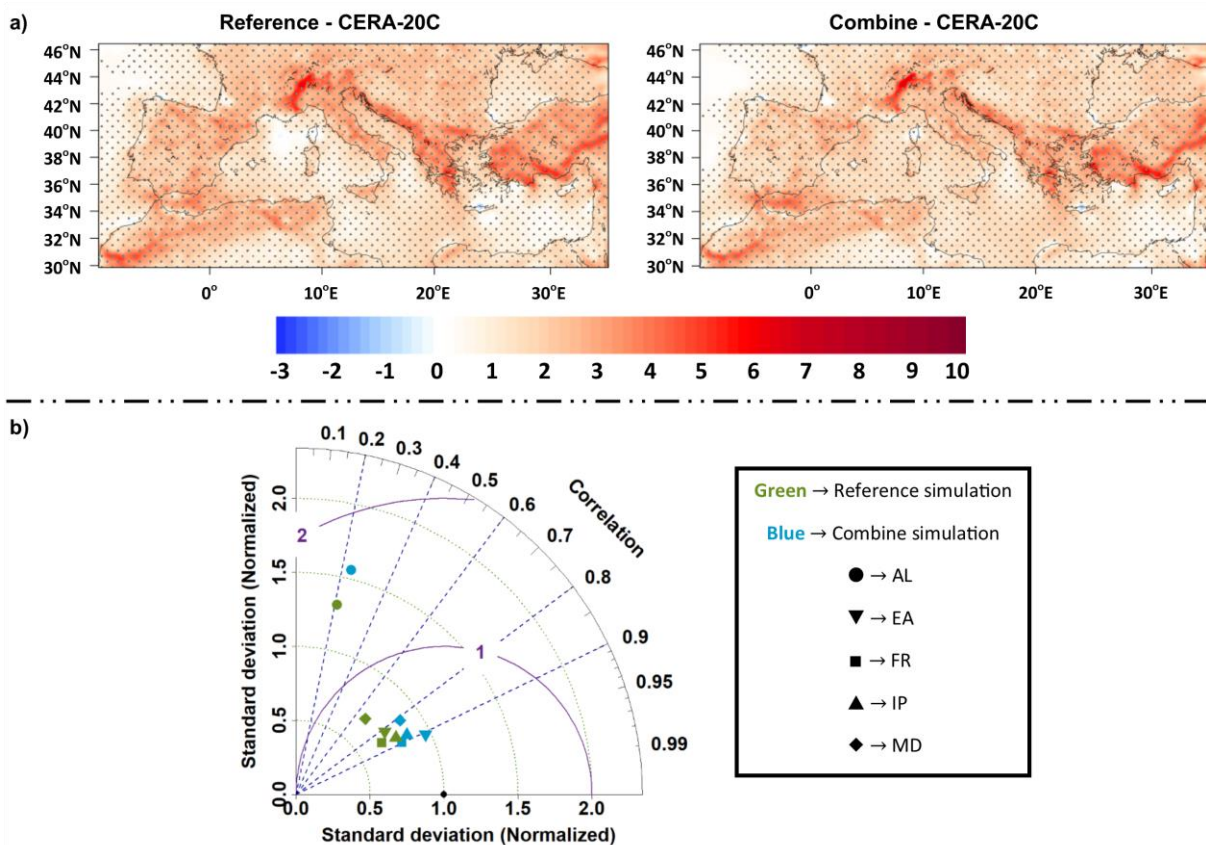


Figure 3. a) Maps of differences in wind speed (m/s) from the CERA-20C data for the two different simulations in summer. The statistically significant differences are illustrated by dots. b) Taylor diagram exploring the model's performance for wind speed over all examined sub-regions for summer. CERA-20C data are utilized as reference field in the diagrams

Conclusions and Discussion

The purpose of this research is the evaluation of a combination of changes in the physics parameterization schemes of RegCM4. Two different simulations were performed. The first simulation refers to the initial configurations of the model, while the second simulation utilizes a combination of alterations in the model's physics parameterization schemes (cumulus convection scheme and the corresponding closure assumptions, and planetary boundary layer scheme). In order to thoroughly investigate the model's performance, a division of the area of study into five sub-regions was performed according to the common EURO-CORDEX analysis domain.

According to the analysis of the results, during winter, changes in the model's cumulus convection and planetary boundary layer schemes do not appear to affect significantly wind speed. The two simulations mainly overestimate the parameter, but the model's performance in both cases is similar. However, during summer this combination of changes appears to improve the model in the majority of the area of study, but the improvement is not so distinct. Finally, both during winter and summer, mountainous areas such as the Alps, Pindus in Greece and Taurus Mountains in Turkey are characterized by an excessive intensification of wind speed. These positive biases can also be found in the study of Shimada et al. (2011) who studied the wind speed profile simulated by WRF model using seven different PBL schemes.

Acknowledgments

This research has been co-financed by the European Union (European Social Fund (ESF)) and Greek national funds through the Operational Program "Education and Lifelong Learning" of the National Strategic Reference Framework (NSRF)-Research Funding Program: Thales. Investigating in knowledge society through the European Social Fund (www.thalis-ccseaways.web.auth.gr) / Results presented in this work have been produced using the AUTH Compute Infrastructure and Resources.

References

- Elguindi N., Bi X., Giorgi F., Nagarajan B., Pal J., Solmon F., Rauscher S., Zakey A., O'Brien T., Nogherotto R., Giuliani G., 2014. Regional Climate Model RegCM User Manual Version 4.4. Trieste - Italy, International Centre for Theoretical Physics (ICTP), 34 p.
- Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T., 1993. Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Weather Rev.* **121**, 2794-2813.
- Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T., deCanio G., 1993. Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Weather Rev.* **121**, 2814-2832.
- Grell G.A., Dudhia J., Stauffer D.R., 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR.
- Kotlarski S., Keuler K., Christensen O.B., Colette A., Déqué M., Gobier A., Goergen K., Jacob D., Lüthi D., van Meijgaard E., Nikulin G., Schär C., Teichmann C., Vautard R., Warrach-Sagi K., Wulfmeyer V., 2014. Regional climate modeling on European scales: A joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geosci. Model Dev.* **7**, 1297-1333.
- Laloyaux P., Balmaseda M., Dee D., Mogensen K., Janssen P., 2016. A coupled data assimilation system for climate reanalysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* **142**, 65-78.
- Laloyaux P., de Boissesson E., Balmaseda M., Bidlot J.R., Broennimann S., Buizza R., Dalhgren P., Dee D., Haimberger L., Hersbach H., Kosaka Y., Martin M., Poli P., Rayner N., Rustemeier E., Schepers D., 2018. CERA-20C: A coupled reanalysis of the twentieth century. *J. Adv. Model. Earth Sy.* **10**, 1172-1195.
- McInnes K.L., Erwin T.A., Bathols J.M., 2011. Global climate model projected change in 10m wind speed and direction due to anthropogenic climate change. *Atmos. Sci. Lett.* **12**, 325-333.
- Shimada S., Ohsawa T., Chikaoka S., Kozai K., 2011. Accuracy of the wind speed profile in the lower PBL as simulated by the WRF model. *SOLA*, **7**, 109-112.
- Taylor K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.* **106(D7)**, 2156-2202.
- Velikou K., Tolika K., Anagnostopoulou Ch., Zanis P., 2018. Sensitivity analysis of RegCM4 model: Present time simulations over the Mediterranean. *Theor. Appl. Climatol.*, 1-24 (published online).
- Wilks D.S., 2011. Statistical methods in atmospheric sciences, 3rd ed. USA, Elsevier Academic Press, 676 p.



ANALYSE CLIMATIQUE

CLIMATE ANALYSIS

DEVELOPMENT OF AN IDENTIFICATION SCHEME OF COLD FRONTS ON A CLIMATOLOGICAL BASIS IN THE MEDITERRANEAN REGION

**BITSA E. (1), FLOCAS H. (1), KOUROUTZOGLOU J. (2), HATZAKI M. (3) et
RUDEVA I. (4)**

(1) Department of Physics, National and Kapodistrian University of Athens, Greece

(2) Hellenic National Meteorological Service, Athens, Greece

(3) Department of Geology and Geoenvironment, National and Kapodistrian University of Athens, Greece

(4) School of Earth Sciences, University of Melbourne, Parkville, Australia

Summary: Atmospheric fronts are significant components of weather and climate around the world, associated with weather variability in the middle latitudes and especially precipitation, temperature and wind. Cold fronts can be easier identified as compared to warm fronts, as they are characterized by clear thermodynamic profile. Furthermore, they have scientific interest because they cause intense weather phenomena. While extensive research has been conducted on automatic identification and tracking of fronts in the ocean regions, climatological studies focusing on the Mediterranean fronts are relatively few and quite outdated, based on subjective approaches with the aid of synoptic surface maps. Since Mediterranean is a closed sea basin with complex topography, Mediterranean fronts present smaller spatial and time scales, and often a more complicated evolution regarding their kinematic and thermodynamic characteristics, until their dissipation as compared to fronts over oceans. In the present study, an algorithm developed for the identification of cold frontal systems in the Mediterranean basin is presented. This algorithm is based on the University of Melbourne state-of-the-art frontal tracking scheme (FTS), modified accordingly to be adapted to the special characteristics of the Mediterranean. The algorithm employs as the only criterion for the identification of the cold fronts the wind shift at 10 m. Results for specific case studies are presented and compared with synoptic surface charts and satellite images for validation purposes, further planning at the incorporation of temperature and humidity criteria.

Keywords: cold fronts, climatology, Mediterranean, identification scheme, validation

Résumé : Les fronts atmosphériques sont des éléments importants du temps et du climat autour du monde, liés à la variabilité de temps en latitudes et particulièrement les précipitations moyennes, les températures et les vents. Les fronts froids peuvent être plus faciles identifiés par rapport aux fronts chauds, car ils sont caractérisés par de profil thermo-dynamique clair. En outre, ils ont l'intéressants parce qu'ils causent des phénomènes intenses du temps. Etant donnée que des études importantes ont été faites sur l'identification et le cheminement automatiques des fronts dans les régions des océans, les études climatologiques se concentrant sur les fronts méditerranéens sont relativement restreintes, basées sur des approches subjectives à l'aide des cartes synoptiques. Etant donnée que la méditerrané est un bassin fermée avec une topographie complexe, les fronts méditerranéens sont petits et souvent avec une évolution plus compliquée concernant leurs caractéristiques cinématiques et thermo-dynamiques jusqu'à leur dissipation par rapport aux fronts au-dessus des océans. Dans la présente étude, un algorithme a été développé pour l'identification des systèmes frontaux froids dans le bassin Méditerranéen. Cet algorithme est basé sur la méthode développée par des chercheurs de l'université de Melbourne modifiée pour être adaptée aux caractéristiques spéciales de la Méditerranée. L'algorithme utilise comme seul critère pour l'identification des fronts froids le décalage de vent à 10m. Des résultats pour des études de cas spécifiques sont présentés et comparés aux diagrammes extérieurs synoptiques et aux images satellitaires pour la validation.

Mots clés: fronts froids, climatologie, Méditerranée, schème d'identification, validation

Introduction

Atmospheric fronts were introduced in the early part of the twentieth century by Bjerknes (1919), and since then the concept of a front has been refined by many studies (Miller (1948), Scherhag (1948), Palmén (1951), Godson (1951), Anderson et al. (1955), Taljaard et al. (1961)).

Furthermore, atmospheric fronts have been widely used in research, weather forecasting, and in communicating such forecasts to the general public, still remaining a key tool in synoptic meteorology. Atmospheric fronts delineate air masses with different thermal characteristics and are frequent phenomena over many extratropical regions (Berry et al. (2011b)). As a result, these air mass boundaries are the focus of the day-to-day weather in the mid and higher latitudes, often bringing abrupt changes in temperature, strong winds and precipitation (Berry et al. (2011a)). Especially cold fronts have strong scientific interest because they cause more intense weather phenomena as compared to warm fronts. Moreover, they can be easier identified, as they are characterized by clear thermodynamic profile. Although fronts are central components of significant weather, their properties on climate timescales have not been adequately explored to date.

Fronts are commonly depicted graphically on weather maps as line features. To recognize a front on a given day takes quite a long time, thus creating a climatology using a manual identification technique is a time consuming process (Hope et al. (2014)). This manual process, usually based on local interests and emphasis, along with the lack of a precise definition, introduces a high degree of subjectivity into the analysis of fronts (Berry et al. (2011a)). Thus, it is desirable to use an automated method to create such climatologies in observed data, reanalyses, and climate model output (Hope et al. (2014)). Automated detection methods have the advantage to be objective, reproducible, fast, and allow to derive climatological mean values.

Early efforts to develop such automated methods which could identify fronts were used to assist in weather forecasting (Renard and Clarke (1965), Clarke and Renard (1966), Hewson (1998) and references therein, Simmonds et al. (2012)), while specific methods are also used routinely for this purpose today (Hewson (2009)). Furthermore, some methods have been developed focusing to the better understanding of extreme events, such as widespread fires (Mills (2005)). A number of automated algorithms have also been applied in order to generate frontal climatologies (McIntosh et al. (2008) for southwest Western Australia, Berry et al. (2011a) for the globe, and Simmonds et al. (2012) for the Southern Hemisphere).

While extensive research has been conducted on automatic identification and tracking of fronts in the ocean regions, climatological studies focusing on the Mediterranean fronts are relatively few and quite outdated, based on subjective approaches with the aid of synoptic surface maps (Flocas (1984), Flocas (1988), Flocas and Giles (1991)). Mediterranean is a closed sea basin with complex topography, thus Mediterranean fronts present smaller spatial and time scales, and often a more complicated evolution regarding their kinematic and thermodynamic characteristics, until their dissipation as compared to fronts over oceans.

In this work, an algorithm which has been developed for the identification of cold frontal systems in the Mediterranean basin is presented. This algorithm is based on the University of Melbourne state-of-the-art frontal tracking scheme (FTS), modified accordingly to be adapted to the special characteristics of the Mediterranean. The algorithm employs as the only criterion for the identification of the cold fronts the wind shift at 10 m. In Section 2, the algorithm is presented in brief, whereas in Section 3 typical results are given for specific intense weather case studies. Finally, in Section 4 the main conclusions are summarized.

1. Description of Algorithm

The basis of this work is the algorithm FTS (Simmonds et al. (2012)). This algorithm has been developed by the University of Melbourne, Australia, and has been used for the climatological study of cold fronts over the South Hemisphere. Unlike other similar methods

which use thermal criteria, this algorithm uses wind shift as a criterion to identify fronts. Focusing on the meridional wind shift is consistent with studies that showed that this parameter contains much dynamic information about synoptic processes and particularly frontal systems (Hope et al. (2014)).

The identification of fronts is based on Eulerian changes of the 10-m meridional wind obtained from ECMWF Re-Analysis (ERA)-Interim on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ resolution. At a time t gridpoints are flagged where the wind changes from the southwest quadrant to the northwest quadrant between subsequent time points t and $(t + 6h)$ and the change of magnitude of the meridional wind exceeds a specific value during the same 6 h (Simmonds et al. (2012)). After the grid points have been flagged, the component labelling technique is applied (McAndrew (2004)). Subsequently, a simple eight connectivity is employed, relating a given flagged pixel to its nearest eight neighbors. The location of the front is determined by the eastern edge of each cluster of grid points. As this approach is applied to all of the eastward edge points, the output is a set of latitude and longitude points which mark the location of the front. Hence, a single series of longitude values represents effectively the location of the front at $(t + 6h)$. By construction, the longitude values for the front at this stage will have a stepwise character since it comprises regular grid point values.

The longitude values are treated as a simple series and smoothed by the resistant smooth method (Velleman and Hoaglin (1981)) appropriate for equispaced data. This robust statistical technique comprises a set of short-window running median and running mean filters that are successively applied to the series. After smoothing by multiple filters, this eastern edge determines a 'mobile front'. This method is particularly suited for the detection of strongly elongated, meridionally oriented moving fronts, which typically extend far equatorward from the cyclone center.

2. Results

We applied the presented algorithm on specific bad weather case studies over the Mediterranean. For this purpose, u , v wind components at surface level (at 10m) obtained from ECMWF Re-Analysis (ERA)-Interim on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ resolution were used. We focus on a high impact case, being associated with frontal systems that occurred from 7 to 10 November 2016. We initially chose a meridional wind shift $dv = 2 \text{ m s}^{-1}$, based on Simmonds et al. (2012).

Figure 1 shows the synoptic situation prevailing over the area of interest on 7 November 2016, 00:00 UTC by MetOffice, UK, archived by www.wetter3.de. In Figure 2 the identified fronts are depicted (red lines) for the same day and hour. In the same Figure, the yellow regions show the areas where the wind shift criterion was satisfied.

Comparing Figures 1 and 2, we notice that, although the algorithm succeeds in identifying fronts correctly over oceanic areas, it misrepresents the fronts in and around the Mediterranean area. For this reason, the sensitivity of the algorithm was tested for different values of dv starting from 2 m s^{-1} with an interval of 1 m s^{-1} . In Figures 3 and 4 the identified fronts are depicted for the same day and hour for $dv = 4 \text{ m s}^{-1}$ and 6 m s^{-1} respectively. It was found that moderate values of wind change ranging between $4\text{-}5 \text{ m s}^{-1}$ represent better Mediterranean cold fronts, while values greater than 7 m s^{-1} are not adequate.

Similar results were derived for the following hours. Figure 5 shows the synoptic situation on the same day but at 12:00 UTC and in Figures 6,7 and 8 the identified fronts are depicted for $dv = 2, 4$ and 6 m s^{-1} respectively. Similarly, Figures 9 to 12 show results for 8 November 2016, 12:00 UTC.

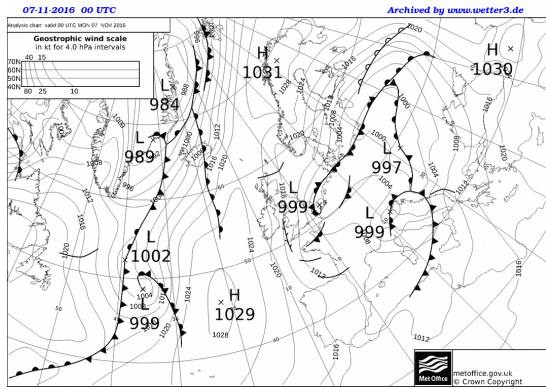


Figure 1. Synoptic surface chart over the area of interest on 07-11-2016, 00:00 UTC.

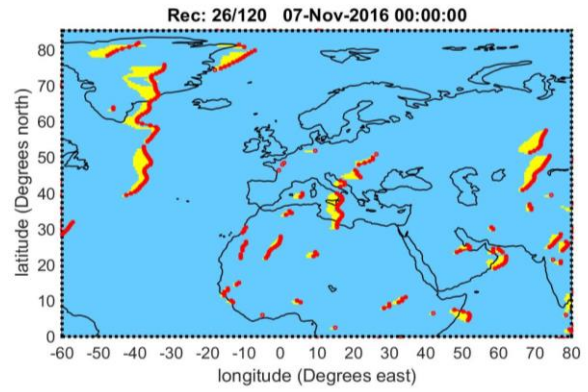


Figure 2. Identified fronts on 07-11-2016, 00:00 UTC, for $dv=2 \text{ m s}^{-1}$.

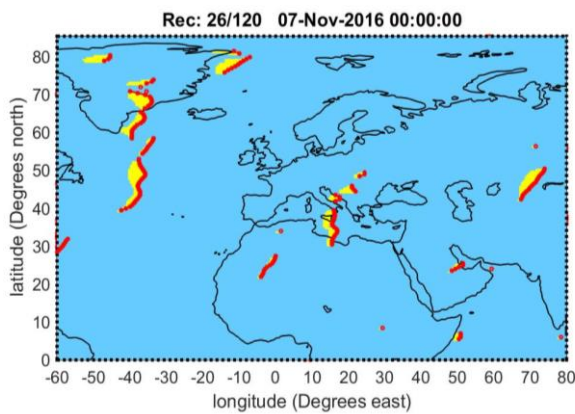


Figure 3. Identified fronts on 07-11-2016, 00:00 UTC, for $dv=4 \text{ m s}^{-1}$.

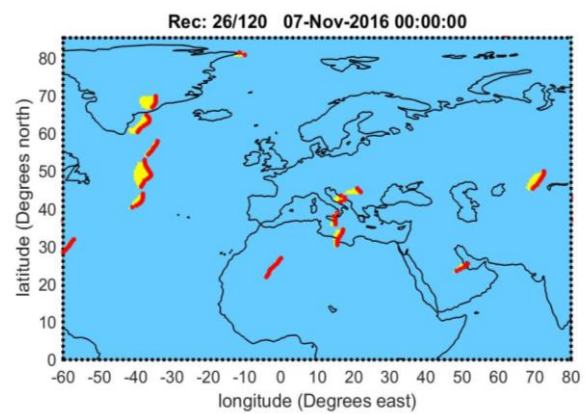


Figure 4. Identified fronts on 07-11-2016, 00:00 UTC, for $dv=6 \text{ m s}^{-1}$.

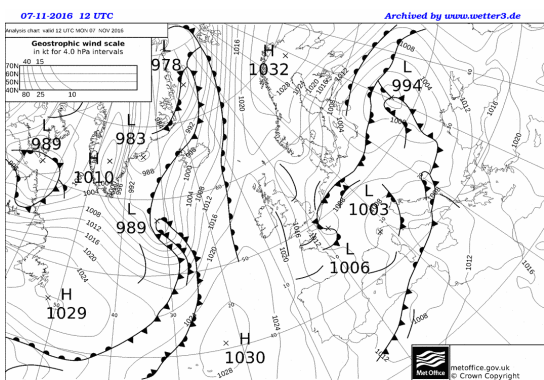


Figure 5. Synoptic surface chart over the area of interest on 07-11-2016, 12:00 UTC.

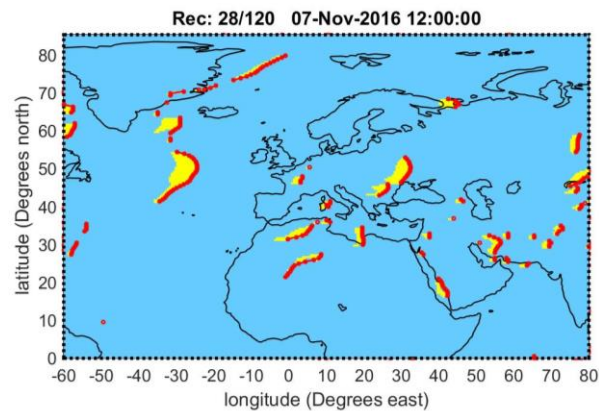


Figure 6. Identified fronts on 07-11-2016, 12:00 UTC, for $dv=2 \text{ m s}^{-1}$.

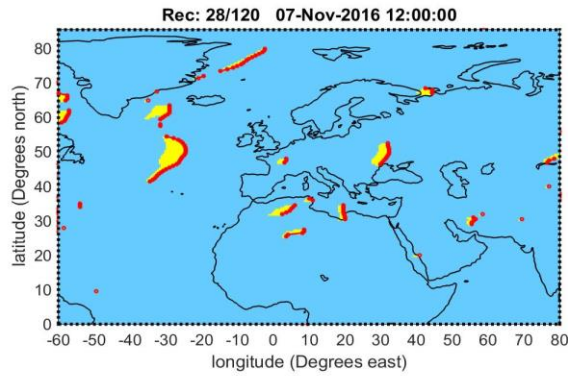


Figure 7. Identified fronts on 07-11-2016, 12:00 UTC, for $dv=4 \text{ m s}^{-1}$.

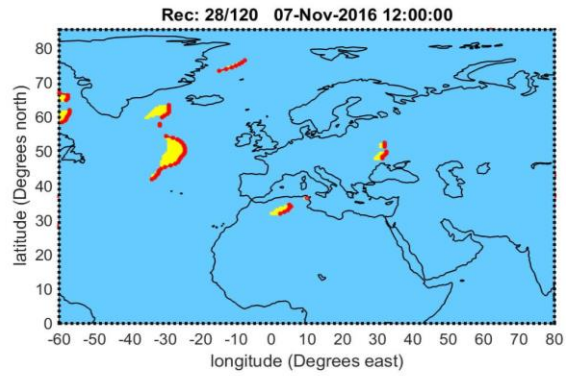


Figure 8. Identified fronts on 07-11-2016, 12:00 UTC, for $dv=6 \text{ m s}^{-1}$.

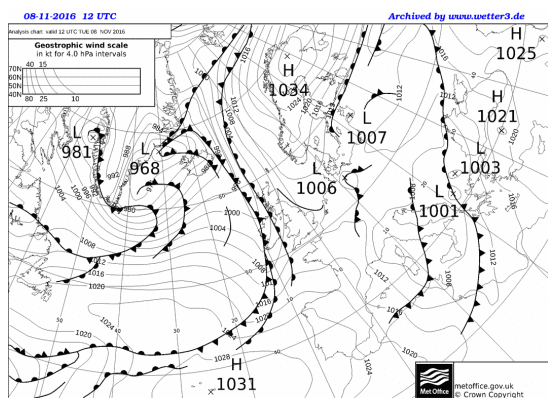


Figure 9. Synoptic surface chart over the area of interest on 08-11-2016, 12:00 UTC.

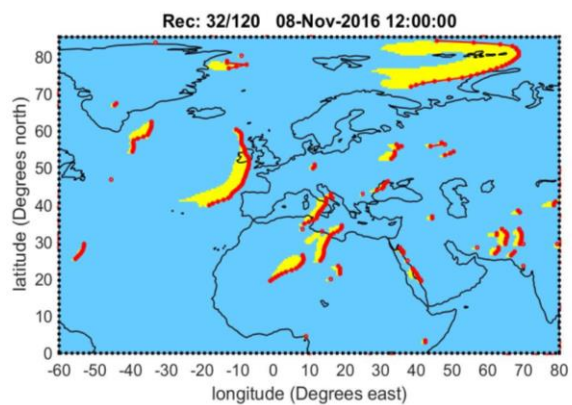


Figure 10. Identified fronts on 08-11-2016, 12:00 UTC, for $dv=2 \text{ m s}^{-1}$.

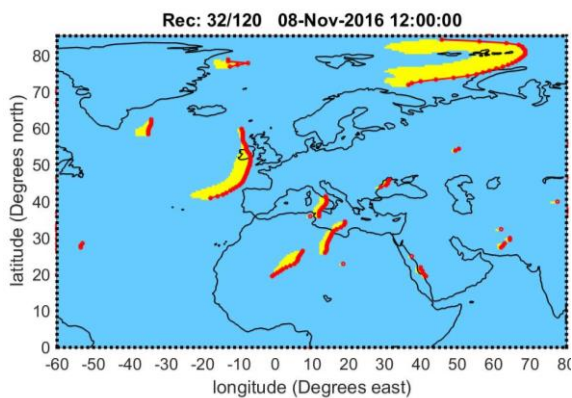


Figure 11. Identified fronts on 08-11-2016, 12:00 UTC, for $dv=4 \text{ m s}^{-1}$.

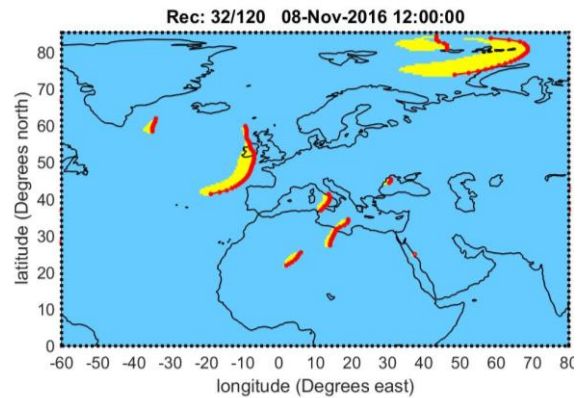


Figure 12. Identified fronts on 08-11-2016, 12:00 UTC, for $dv=6 \text{ m s}^{-1}$.

Conclusions

Manual comparison of a number of cases of identified fronts with surface synoptic charts revealed that cold fronts are best identified by this scheme over the Mediterranean when the change of the magnitude of the wind is between $4\text{-}5 \text{ m s}^{-1}$. It was demonstrated that the

algorithm succeeds in representing the large-scale systems over the Atlantic, but often fails in capturing the position and length of the Mediterranean fronts, due to their smaller scale and the thermodynamic mechanisms acting in their development, that are not encountered in the above mentioned wind regime criteria. Therefore, it is suggested that further research is necessary in order to improve and extend this algorithm possibly inserting also thermal criteria. Since the detection of surface fronts has become a widely used technique in climatological studies, this identification scheme can help a lot as far as cold fronts over the Mediterranean are concerned. Specifically, a climatology of mobile cold fronts over the Mediterranean, including frequencies as well as a range of statistics may quantify many aspects of the morphology of fronts.

References

- Anderson R., Boville B. W., McClellan D. E., 1955. An operational frontal contour-analysis model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 588–599.
- Berry G., Reeder M. J., Jakob C., 2011a. A global climatology of atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L04809.
- Berry G., Jakob C., Reeder M., 2011b. Recent global trends in atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L21812.
- Clarke L. C. and Renard R. J., 1966. The U.S. Navy numerical frontal analysis scheme: Further development and limited evaluation. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 764–777.
- Flocas A. A., 1984. The annual and seasonal distribution of fronts over central-southern Europe and the Mediterranean. *J. Climatol.*, **4**, 255-267.
- Flocas A. A., 1988. Frontal depressions over the Mediterranean Sea and central southern Europe. *Méditerranée*, **4**, 43-52.
- Flocas A. A., Giles B. D., 1991. Distribution and intensity of frontal rainfall over Greece. *Int. J. Climatol.*, **11**, 429-442.
- Godson W. L., 1951. Synoptic properties of frontal surfaces. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **77**, 633–653.
- Hewson T. D., 1998. Objective fronts. *Met. Apps*, **5**, 37-65.
- Hewson T. D., 2009. Diminutive Frontal Waves – A Link between Fronts and Cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 116-132.
- McAndrew A., 2004. An Introduction to Digital Image Processing with MATLAB. *Course Technology Press*, 528 pp.
- McIntosh P., Pook M., Risbey J., Hope P., Wang G., Alves O., 2008. Australia's Regional Climate Drivers. *CAR6 Final Rep., Land and Water Australia*, 57 pp.
- Miller J. E., 1948. On the concept of frontogenesis. *J. Meteor.*, **5**, 169–171.
- Mills G. A. 2005. A re-examination of the synoptic and mesoscale meteorology of Ash Wednesday 1983. *Aust. Meteor. Mag.*, **54**, 35–55.
- Palmén E., 1951. The aerology of extratropical disturbances. *Compendium of Meteorology*, T. F. Malone, Ed., *Amer. Meteor. Soc.*, 599–620.
- Renard R. J. and Clarke L. C., 1965. Experiments in numerical objective frontal analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 547–556.
- Scherhag R., 1948. Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. *Springer-Verlag*, 424 pp.
- Simmonds I., Keay K., Bye J. A. T., 2012. Identification and climatology of southern hemisphere mobile fronts in a modern reanalysis. *J. Clim.*, **25**, 1945-1962.
- Taljaard J. J., Schmitt W., van Loon H., 1961. Frontal analysis with application to the Southern Hemisphere. *Notos*, **10**, 25–58.

ON THE STUDY OF RAINFALL OVER GERMANY: USING EXTREME CLIMATE INDICES FOR THE PERIOD 1958-2017

CHORI M. (1) et TOLIKA K. (1)

(1) Department of Meteorology and Climatology, Aristotle University of Thessaloniki

Summary: Recent studies for the region of Germany have shown an increase in precipitation in the winter period and a progressive decrease in the summer period. Extreme events, related to high precipitation are characterized by higher frequencies and magnitude than in the past, due to the human activity, causing damage to urban centers and infrastructures. In this work, rainfall and extreme events for 80 stations over Germany are discussed. Daily precipitation was extracted from the ECA & D dataset for the period 1958-2017 and six extreme climatic indices were calculated. The purpose of this study is to detect the spatial distribution of precipitation events in each station, for the study period. All the indices present low values throughout Germany. Most of the low values are concentrated in the northern and northeastern parts of the country, indicating low precipitation intensity, while higher values, indicating precipitation of high intensity, are reported in southern and western Germany.

Keywords: precipitation, extreme climatic indices, Germany

Résumé : Des études récentes pour la région allemande ont montré une augmentation des précipitations en hiver et une diminution progressive en été. Les événements extrêmes, liés aux fortes précipitations, sont caractérisés par des fréquences et une magnitude plus élevées que par le passé, en raison de l'activité humaine, causant des dommages aux centres urbains et aux infrastructures. Dans ce travail, les précipitations et les phénomènes extrêmes de 80 stations en Allemagne sont abordés. Les précipitations quotidiennes ont été extraites de l'ensemble de données ECA & D pour la période 1958-2017 et six indices climatiques extrêmes ont été calculés. Le but de cette étude est de détecter la distribution spatiale des événements de précipitation dans chaque station, pour la période étudiée. Tous les indices présentent des valeurs faibles dans toute l'Allemagne. La plupart des faibles valeurs sont concentrées dans le nord et le nord-est du pays, indiquant une faible intensité des précipitations, tandis que des valeurs plus élevées, indiquant des précipitations de forte intensité, sont rapportées dans le sud et l'ouest de l'Allemagne.

Mots clés: précipitation, indices climatiques extrêmes, Allemagne

Introduction

In recent years, extreme climatic conditions and especially extreme precipitation incite the interest of the scientific community, due to their impact on economic activity, infrastructures, as well as, on human life. According to the IPCC (2007), the term “extreme climatic event” is usually used to describe a phenomenon of great intensity and occurrence that varies from 1% to 10% of the time. With regard to extreme precipitation patterns, they are subject to spatiotemporal variability worldwide (Hundecha and Bárdossy, 2005).

Many regional studies about precipitation in the European continent, address a significant increase in winter precipitation over Europe (Zolina et al., 2010, Scoccimarro et al., 2015). Zolina et al. (2005) suggests that changes in heavy precipitation are positive during the last century. The extremes occur usually in high latitudes, under humid atmospheric conditions and they are characterized by greater intensity. In particular, Zolina et al. (2009), reports a raise in extreme precipitation that exceeds the rate of 3% / decade, in central Western Europe and southern European Russia. Brien et al. (2013) suggest that the sign, the significance and the magnitude of daily precipitation trends vary. Furthermore, an increasing trend is found in precipitation intensity during winter, to almost every part of Germany.

Additionally, Hundecha and Bárdossy (2005) during the study of precipitation indices in the area of Rhine reached the conclusion that the magnitude and the occurrence of daily heavy precipitation show a 20% rise in winter and a 6% reduction in summer. Similar results are also reported for the area of central –eastern Germany, by other researchers (Lupikasza et al, 2010). In Hamburg, moderate precipitation has shown an upsurge of 10% in winter during the period 1978 to 2007, while heavy precipitation has increased by 10% (Schlünzen et al, 2010).

1. Data and Method

1.1 Study area

Germany, officially called Federal republic of Germany, is located in central and western Europe and is one of the most important industrialized, highly developed countries (fig.1). It is surrounded by many countries: Poland and Czech to the east, France to the southwest and Luxemburg, Belgium, Netherlands to the west. It also borders Denmark to the north, Austria, Switzerland, Alps to the south and lies between North and Baltic seas (<https://www.weatheronline.co.uk/reports/climate/Germany.htm>). Regarding Germany's climate, it can be classified, according to Köppen and Geiger classification, as Cfb climate type. The climate is moderate humid and has generally no longer periods of cold or hot weather conditions.

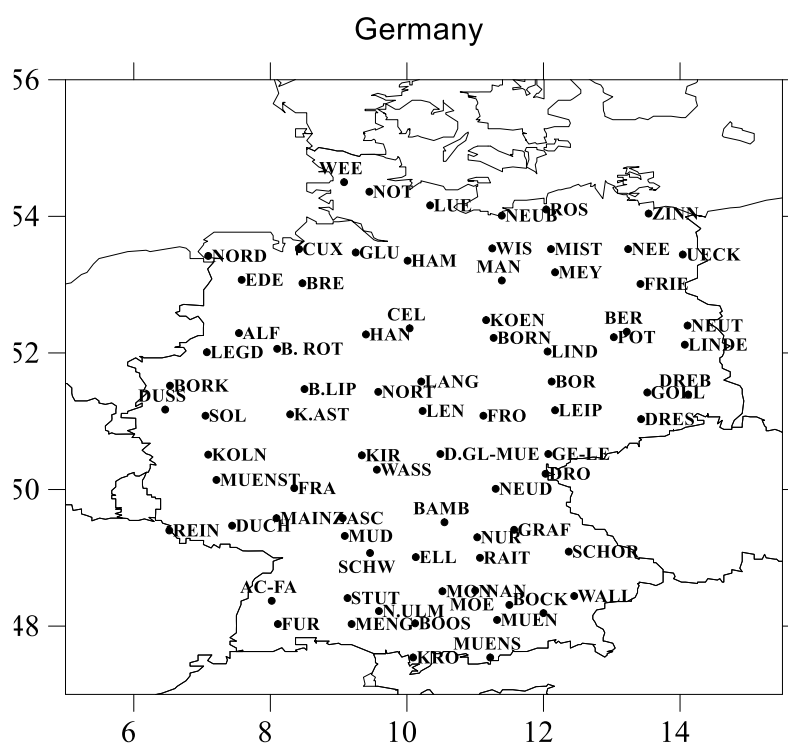


Figure 1. Map of Germany and the locations of the eighty stations used for the study of extreme climate indices

In particular, the climate varies from continental to maritime over the most parts of the country. The German inland is characterized by warm summers and cold winters. Unlike inland, the coastal areas near the North Sea and central Germany experience less warm summers and milder winters, due to the effects of the sea. Furthermore, the climate in the southern part of the country and -to lesser degree- of the central Germany is strongly influenced by the presence of the Alps that form high altitudes. As a result, precipitation increases and temperature is maintained in lower levels, compared to the rest parts of the country. These regions, occasionally, experience the effect of warm, catavatic winds, called Föhn. During winter and

fall periods, Atlantic low pressure systems cause temperatures far below zero and severe snowfall in eastern, southern, western coastal and mountainous Germany. During summer, the country is usually affected by showers and thunderstorms.

1.2 Data

Daily precipitation observations of 80 meteorological stations throughout Germany, for the period 1958 to 2017, were obtained by the European Climate Assessment and Dataset project (ECA & D). ECA & D is considered to be one of the greatest station data providers, with wide temporal and spatial coverage of Europe and Mediterranean. Firstly, the 'blended' station series were selected, for the period 1958 to 2017, and checked for suspect and missing values. From this dataset, 80 stations were ultimately chosen, shown in figure 1. The selected meteorological stations are homogeneously distributed, in order to cover the area of Germany as well as possible and depict the precipitation conditions during the study period. In this work, six extreme climate indices were calculated, for each meteorological station, during the study period.

1.3 Extreme Climate Indices

The Expert Team (ET) and its predecessor, the CCI/CLIVAR Working Group (WG) on Climate Change Detection have developed a series of 27 core indices for countries and confined areas. A series of papers in bibliography refer to the estimation of such indices. (Leander, Buishand and Klein Tank, 2013, Hoy and Hänsel, 2017). In this paper, six of the core indices have been calculated from the daily precipitation of 80 stations throughout Germany, during the period 1958 to 2017.

SDII or simple daily intensity index expresses the mean precipitation amount on a wet day. It was calculated from the relationship $SDII_j = \sum Ww = 1RRw_j/W$, considering RRw_j as the daily precipitation amount on wet days, w as the number of wet days ($RR \geq 1.0mm$) in a period j and RR as the daily precipitation. $RX1day$ or maximum one-day precipitation index indicates the highest precipitation amount, recorded in one-day period. Additionally, $R10mm$ or heavy precipitation days index and $R20mm$ or very heavy precipitation days index, represent the count of days where daily precipitation amount is higher or equal to 10mm and 20mm, respectively. Concerning $R95p$ and $R99p$ precipitation indices, they are based on 95th and 99th percentile thresholds, respectively. More precisely, $R95p$ index expresses the sum total of days where daily precipitation amount (greater than 1.0mm) exceeds the 95th percentile of daily amounts and refers to moderate very wet conditions. $R99p$ index refers to extremely wet conditions and involves the sum total of days where daily precipitation amount (greater than 1.0mm) passes the 99th percentile of daily amounts. (<https://eca.knmi.nl/indicesextremes/>).

2. Results

The spatial distribution of SDII, RX, R10mm, R20mm, R95p and R99p climate indices over Germany for the period 1958 to 2017, is illustrated in figure 2. In general, low values of SDII index are reported throughout Germany, indicating low intensity of rain during the day. Southern parts of the country, in contrast, suggest higher values, implying precipitation events of high intensity. Similar pattern presents Kahler Asten, in western Germany. More specifically, the minimum value, equals to 5.1mm/day, is located in Koenigstedt (North Germany), while the maximum value of SDII index, equals to 10.9mm/day, is noted in Furtwangen (south Germany). Moderate values (5.6-6.5mm/day) are shown in southern, western and northwestern areas.

Regarding the RX index, the spatial distribution of daily precipitation manifests a similar behavior to SDII index. Low precipitation amounts per day are observed over the country, expressing low intensity. However, higher values and greater daily intensity are restricted only to the southern part of the study area. As shown in figure 2, the lowest daily precipitation amount (29.7mm) is recorded in Neetzow (NE Germany) and the highest daily precipitation amount (72.3mm) is shown in Furtwangen (south Germany). Moderate precipitation per day (36.5-40.7mm) appears to extend from the south towards east and west.

Additionally, the count of days where the daily precipitation amount exceeds or equals to 10mm, known as R10mm, has been mapped. Germany is characterized by a low number of days, in which daily precipitation fulfills the above criteria. The south and west-southwest parts of the country show a greater sum total of days. The minimum number of days (10) is located in Neutrebbin (eastern Germany) and the maximum number (59) is reported in Furtwangen. A medium sum of days (20-24 days), fulfilling the above criteria, is noted in the southern, western parts and northwestern of the study area.

As to the spatial distribution of the index R20mm, it shows many similarities with the R10mm. Most of the stations present a low count of days, where precipitation exceeds or equals to 20mm daily. These stations are evenly distributed throughout the area of study. Unlike R10mm index, the number of stations that present a higher sum total of rainy days, fulfilling the threshold of 20mm per day, is lower and is located in south and western Germany. In particular, the minimum of days (2) with daily precipitation equal or above 20mm, is shown in a series of stations, located in the central and eastern part of the country and the maximum number of days (24), is demonstrated in Furtwangen. Moderate counts of days with the above criteria, are confined to the southern and western areas.

Concerning the R95p index, that indicates the total amount of precipitation of the days where daily precipitation passes the 95th percentile, figure 2 pinpoints low values throughout the country. Nonetheless, higher amounts of daily precipitation are reported in southern and western Germany. Furthermore, the minimum daily precipitation value (109.5mm) that overreaches the percentile threshold is displayed in Neetzow (NE Germany), while the maximum value (363.5mm) is shown in Furtwangen. Moderate amounts of daily precipitation, higher than the 95th percentile, are recorded in southern and central-western Germany. Likewise, the R99p index suggests low values of daily precipitation that passes the 99th percentile, all over the study area. Nonetheless, higher values can be noted in the southern and central-western Germany (Kahler Asten). The minimum precipitation amount (35.0mm) that exceeds the percentile threshold is located in Neetzow and the maximum amount (108.7mm) is located in Furtwangen. Northern and central-western areas are characterized by conservative daily amounts.

In summary, all of the indices present low values throughout Germany. To be more specific, most of the lowest values are concentrated in the northern and northeastern parts of the country, indicating low precipitation intensity, while higher values, indicating precipitation of high intensity, are reported in southern and western Germany. However, only a confined number of stations in the study area shows high values of RX and R20mm indices. As to the maximum and minimum values, the maximum value is noted in Furtwangen (south Germany) for each index. On the contrary, the minimum value is observed in different locations, for every index (Neetzow (RX, R95p, R99p), Koenigstedt (SDII) and Neutrebbin (R10mm)).

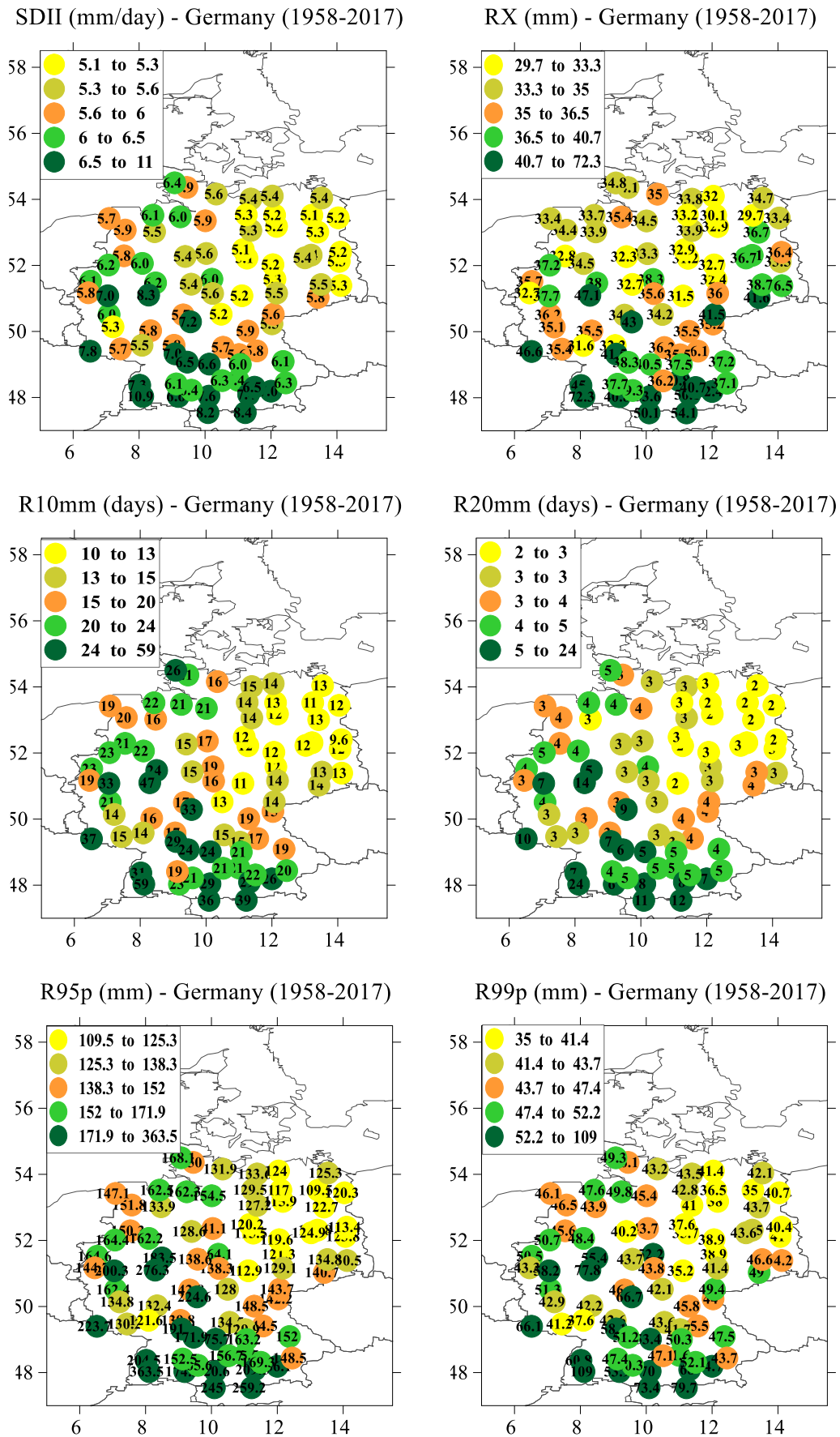


Figure 2. Spatial distribution of the six extreme climate indices calculated in 80 stations throughout Germany, for the period 1958 to 2017

Conclusions and Discussion

It has been shown that the six extreme climate indices (RX, R10mm, R20mm, R95p, R99p) present similar behavior. Generally, precipitation of low intensity is observed in many stations throughout Germany. More precisely, all the indices, mentioned above, present low values in the northern and northeastern part of the study area, indicating low intensity of precipitation. On the contrary, high values of the indices are observed in southern and western Germany, suggesting precipitation of high intensity in these regions. High values of RX and R20mm indices are reported in a confined number of stations in the study area, while the rest of the indices show a greater number of stations with intensive daily precipitation. Concerning the minimum and maximum values, each index presents the minimum value in different station, while all the indices have the same maximum value that is noted in Furtwangen.

Schlünzen et al. (2010) studying precipitation in Hamburg has shown a 10% upsurge in heavy precipitation during winter. Additionally, other papers (Brienen et al., 2013), that examine the trends of daily precipitation, suggest a general increase in the intensity of daily precipitation throughout Germany during the same season of the year.

References

- Brienen S., Kapala A., Mächel H. and Simmer C., 2013: Regional centennial precipitation variability over Germany from extended observation records. *International Journal of Climatology*, **33**: 2167–2184(2013), DOI:10.1002/joc.3581
- Hundecha Y., Bárdossy A., 2005. Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. *International Journal of Climatology*, **25**:1189–1202, DOI: 10.1002/joc.1182.
- Hoy A., Hansel S., Skalak P., Ustrnuld Z., and Bochničekf O. 2017: The extreme European summer of 2015 in a long-term Perspective. *International Journal of Climatology*. **37**: 943–962 (2017).
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The physical science basis. –Fourth Assessment Report, Cambridge University Press.
- Leander R., Buishand T. A., Klein Tank A.M.G., 2013. An alternative index for the contribution of precipitation on very wet days to the total precipitation. *Journal of Climate*, **27**: 1365–1378. DOI:10.1175/JCLI-D-13-00144.1
- Lupikasza E, Hänsel S, Matschullat J., 2010. Regional and seasonal variability of extreme precipitation trends in southern Poland and central-eastern Germany 1951–2006. *International Journal of Climatology*.DOI: 10.1002/joc.2229
- Schlünzen K.H., Hoffmann P., Rosenhagen G., Riecke W., 2010. Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan area of Hamburg. *International Journal of Climatology*, **30**: 1121–1136, DOI: 10.1002/joc.1968.
- Scoccimarro, E., and Coauthors, 2015: Effects of tropical cyclones on ocean heat transport in a high-resolution coupled general circulation model. *Journal of Climate*, **24**: 4368–4384, DOI:10.1175/2011JCLI4104.1.
- Zolina O, Simmer C, Kapala A, Gulev S., 2005. On the robustness of the estimates of centennial-scale variability in heavy precipitation from station data over Europe. *Geophysical Research Letters*, **32**: 5, DOI:10.1029/2005GL023231.
- Zolina, O., Simmer C., Belyaev K., Kapala A, and Gulev S. K., 2009. Improving estimates of heavy and extreme precipitation using daily records from European rain gauges, *Journal of Hydrometeorology*, **10**: 701–716, DOI:10.1175/2008JHM1055.1.
- Zolina, O., Simmer C., Gulev S. K., and Kollet S., 2010. Changing structure of European precipitation: Longer wet periods leading to more abundant rainfalls, *Geophysical Research Letters*, **37**, L06704, DOI: 10.1029/2010GL042468.

LA MODELISATION TOPOCLIMATIQUE DE LA TEMPERATURE ET SON APPLICATION A L'EXTREME SUD-EST FRANÇAIS

DOUGUÉDROIT A. (1)

(1) Aix-Marseille Université, Côte d'Azur Université, Avignon Université, CNRS, ESPACE, UMR 7300, Avignon, France. UMR 7300 ESPACE – Technopôle de l'Environnement Arbois Méditerranée, Avenue Louis Philibert, Bâtiment Laennec Hall C – BP 80 – 13545 Aix-en-Provence Cedex 04. annick.dougedroit@univ-amu.fr.

Résumé : La modélisation topoclimatique de la température dans un espace thermiquement homogène repose sur la relation entre la température et les formes du relief qui commandent la quantité d'énergie solaire reçue le jour et l'accumulation d'air froid en fin de nuit. Elle permet d'estimer, hors des Ilots de chaleur urbains, dans les milieux dits « ruraux », un gradient moyen de température fonction de l'altitude pour chacun des 4 principaux topoclimats (adrets et ubacs à composantes sud et nord, fonds de vallée et sommets). Elle est appliquée à l'Intérieur méditerranéen qui, le liseré littoral étant exclu, compose la totalité de l'Extrême sud-est français. Elle a ainsi permis, sans obligation de listes de stations identiques, d'estimer, en fonction des données disponibles, le réchauffement de cette région entre 1959-65 et 2011-17 pour les seuls adrets et fonds de vallée. Dans les 2 cas ce sont essentiellement les températures diurnes qui augmentent.

Mots clés: Température, Modélisation topoclimatique, Extrême sud-est français, Réchauffement

Summary: *Topoclimatical modelling of temperature and its application to the French Extreme South-east.* Temperature topoclimatical modelling in the thermally homogeneous areas relies on the relation between temperature and landscape aspects which command solar radiation receipts during day and cold air accumulation towards the end of the night. It allows the estimation, out of the Heat Urban Islands, in the areas called "rural", of a temperature mean gradient according to altitude for each of the main topoclimates (south-facing and north-facing slopes with south and north components, valley bottoms and summits). It is applied to the Mediterranean Interior which, after excluding the coastal land strip, forms the whole extreme south-east of France. So it has allowed, without being obliged to get identical station lists, to estimate, according to the available data, the area warming between 1959-65 and 2011-17 for only south-facing slopes and valley bottoms. In both cases, only diurnal temperatures mainly increase.

Keywords: Temperature, Topoclimatical modelling, French extreme south-east, Warming

Introduction

La modélisation topoclimatique de la température repose sur une méthode de calcul de la décroissance des températures en montagne appliquée à l'estimation des gradients des températures. Mise au point pour la réalisation de la Carte climatique détaillée de la France au 1/200.000, elle a été testée dans les Alpes françaises du sud pour réaliser la Carte climatique détaillée de Gap (Douguédroit et de Saintignon, 1970).

En effet la distribution relativement lissée des conditions thermiques, à la différence de celle des précipitations, permet de définir des ensembles régionaux que l'on peut considérer, dans certaines conditions, comme homogènes. Dans la mesure où la modélisation topoclimatique définit les valeurs caractéristiques de chaque topoclimat dans un espace homogène, elle présente l'intérêt de ne pas exiger pour un même topoclimat deux listes identiques de stations à deux périodes différentes. Et par voie de conséquence d'estimer le réchauffement d'une région thermique homogène entre deux périodes caractérisées par des listes de stations différentes l'une de l'autre comme c'est le cas dans la région étudiée.

1. La méthode topoclimatique

La méthode topoclimatique repose sur la relation entre la température et les formes du relief. La différenciation des valeurs thermiques mesurées par des appareils à différentes hauteurs au-dessus du sol en fonction des formes du relief donc de l'exposition à la radiation solaire qui commande la température mesurée, a suscité l'intérêt des climatologues depuis plus d'un siècle (Barry and Blanken, 2016).

1.1 Les différentes positions topoclimatiques

La classification des topoclimats, qui est fonction de la quantité d'énergie solaire reçue, s'applique dans les espaces que l'on qualifie souvent de ruraux, c'est-à-dire hors des agglomérations urbaines dont les « Ilots de Chaleur Urbains » (ICU) sont conditionnés par la composition, la disposition et le volume des différents matériaux employés dans la construction des immeubles et voies de circulation... Ces ICU forment des espaces aux conditions thermiques différentes de celles du milieu qui les environnent (Oke, 1976).

Quatre principaux topoclimats représentent la distribution de la température de ces espaces ruraux. Ils dépendent de la quantité d'énergie reçue fonction de l'orientation et des pentes des versants. Il s'agit des versants orientés vers le sud ou adrets (A sur la Fig.1), des versants orientés vers le nord ou ubacs (U sur la Fig.1), des fonds de vallée (FV sur la Fig.1) et des sommets (S sur la Fig.1). Les conditions topoclimatiques diffèrent entre elles aussi bien de jour que de nuit.

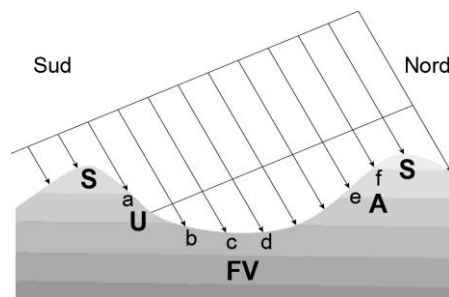


Figure 1. Les différents topoclimats. S : sommet, U : ubac, FV : fond de vallée et A : adrets. La radiation solaire est représentée divisée en faisceaux égaux qui tombent sous un angle compatible avec les latitudes moyennes de l'hémisphère nord et sur des surfaces inégales représentées en coupe.

La même quantité de radiation solaire tombe de jour, pour une pente égale, sur la surface la plus réduite sur les adrets (faisceau ef), puis sur une surface voisine ou un peu plus vaste sur les fonds de vallée (faisceau cd) et sur une surface beaucoup plus grande sur les ubacs (faisceau ab). D'où le constat, dans des conditions identiques, que les températures maximales diurnes (TX) les plus chaudes sont relevées sur les A et les S, alors qu'elles sont un peu moins chaudes dans les FV et nettement moins sur les U. En revanche la température minimale (TN) de nuit obéit à une autre logique, celle de l'écoulement de l'air froid. A pente égale, sans obstacle, les écoulements sont identiques sur les A et U d'où des TN voisines en fin de nuit. En revanche l'air froid s'accumule dans les FV dont les TN sont les plus froides alors qu'il s'écoule facilement des sommets dont les TN sont les moins froids des 4 positions topographiques.

Les valeurs des températures de ces différents topoclimats ne peuvent être ainsi comparées qu'à l'intérieur d'une région thermiquement homogène, la distribution relativement lissée des conditions thermiques, à la différence de celle des précipitations, permet de définir des ensembles régionaux que l'on peut considérer, dans certaines conditions, comme homogènes.

1.2 Les relations linéaires entre les températures des topoclimats et l'altitude

L'estimation des températures des différents topoclimats repose sur une méthode de calcul de la décroissance des températures en montagne qui permet d'estimer les gradients des températures des différents topoclimats. Il existe autant de relations linéaires entre température et altitude que de différentes positions topographiques possibles en montagne, à condition de disposer des données correspondantes. En France, la modélisation topoclimatique ne peut être utilisée que pour les topoclimats d'adrets et de fonds de vallée.

La modélisation topoclimatique, dans une région homogène d'un point de vue thermique, repose sur l'existence de plusieurs relations linéaires entre température et altitude qui correspondent aux différentes positions topographiques présentes dans la région. Les relations température - altitude, considérées comme linéaires, sont représentées par des régressions linéaires du type $Y = aX + b$ soit $T = T_0 - bZ$ avec T = température mesurée, $T_0 = T$ au niveau de la mer, b le gradient et Z l'altitude de T . Le calcul de ces régressions doit respecter les normes statistiques habituelles, en particulier celle du nombre d'individus pris en compte, correspondant ici au nombre de postes de mesures de chaque topoclimat. C'est pourquoi il est nécessaire de calculer l'écart-type de la série de température et calculer un intervalle de confiance à 80% qui permet de calculer les écarts à la droite de régression entre lesquels, à une altitude donnée, la valeur probable de la température moyenne aura 80% de chance de se trouver (Douguédroit et de Saintignon, 1970). D'une part le nombre de postes météorologiques situés hors des ICU dans une région thermiquement homogène ne sont pas nombreux et d'autre part leurs localisations présentent dans nombre de cas, en particulier pour les mesures des TN, une proximité d'obstacles qui rendent leurs résultats incorrects en se trouvant placés près d'obstacles à l'écoulement de l'air froid la nuit, ce qui fait baisser de façon anormale les mesures des minima. Leurs valeurs se trouvent hors des intervalles de confiance, nous obligeant à les éliminer des séries retenues. Au total le nombre de stations retenu finalement pour chacun des deux topoclimats est de l'ordre de la vingtaine.

Même si cette modélisation a été mise au point pour une région montagneuse, les Alpes françaises du sud, elle n'est pas applicable à la seule montagne mais tous les espaces en dehors des îlots de chaleur urbains (ICU). Nous avons ainsi montré que l'Extrême sud-est de la France était composé, du point de vue thermique, d'un vaste ensemble, l'Intérieur, regroupant les Alpes du sud et l'espace qui les prolonge à des altitudes plus basses, jusqu'à un mince liseré côtier bordant la Mer Méditerranée où la température est sous l'influence de celle de la mer (Douguédroit, 2018).

2. Application au cas du réchauffement de l'Extrême sud-est français

L'Extrême sud-est français est essentiellement composé de l'Intérieur méditerranéen qui comprend les Alpes françaises du sud et leur prolongement méridional jusqu'à un mince liseré côtier dont les températures sont soumises à l'influence de la température de la Mer Méditerranée bordière. Cet intérieur possède, sur le plan thermique, une unité (Douguédroit, 2018). Pour estimer son réchauffement depuis le milieu du siècle dernier nous allons comparer la variation des températures moyennes annuelles entre celles des Alpes du sud en 1959-1965 et celles de cet Intérieur méditerranéen en 2011-2017.

2.1 Les conditions de la comparaison

L'extension des deux espaces que nous nous proposons de comparer n'est pas identique puisqu'il s'agit des seules Alpes du sud dans la première période, 1959-1965 (Douguédroit et de Saintignon, 1970), et de tout l'Intérieur méditerranéen pendant la seconde, 2011-2017 (Fig

2). Toutes les deux correspondent à des régions homogènes sur le plan thermique. Côté nord a été retenue la limite habituelle dans les années 60, la ligne des grands cols définie par E. Bénévent (Bénévent, 1926). Avec le réchauffement climatique, elle ne peut pas avoir glissé vers le sud. Son possible glissement vers le nord n'a pas été étudié. Côté occidental, le manque de stations dans la Dôme montagnaise en 1959 l'a fait alors laisser de côté ; pour ne pas compliquer la comparaison, nous avons gardé la même limite occidentale en 2011-17. Côté oriental la limite de l'étude s'appuie sur la frontière franco-italienne. Côté méridional nous avons montré que la limite des Alpes françaises du sud n'était pas une limite thermique qui doit être reportée au liseré littoral (Douguédroit, 2018).

Il n'est pas possible actuellement de reconstituer pour l'ensemble de l'Intérieur méditerranéen les calculs faits pour les seules Alpes du sud (mais avec 2 stations plus méridionales) pour la période 1959-1965. Les données utilisées pendant cette première période ne sont plus, sauf exceptions, disponibles auprès de Météo-France, aussi bien pour les Alpes du sud que pour la région plus méridionale de l'Intérieur méditerranéen. Les deux listes de stations ne comportent que 6 stations des Alpes du sud communes (2 adrets et 4 fonds de vallée) ayant gardé le même nom, c'est-à-dire restées sur le territoire de la même commune, bien que toutes sauf une, aient changé de localisation entre temps. Plus au sud seules les données de 5 autres stations sont disponibles pour 1959-65. Trois sont communes avec la série 2011-17 mais, sauf une, Le Luc, elles ont beaucoup changé d'altitude. Nous avons vérifié que leurs moyennes s'intégraient dans les moyennes obtenues pour 1959-65. C'est pourquoi nous avons considéré comme représentatives de l'ensemble de l'Intérieur méditerranéen les moyennes annuelles obtenues pour les seules Alpes du sud en 1959-1965.

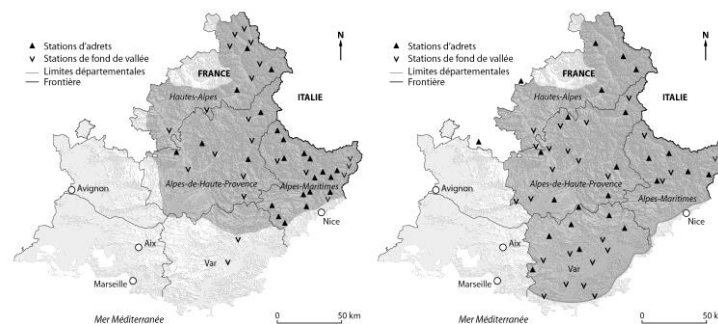


Figure 2. Localisation des stations en 1959-1965 (à gauche) et en 2011-2017 (à droite)

La durée des 2 périodes est de 7 ans, ce qui peut paraître peu. Elle est commandée par celle de la première étude qui a reposé sur la durée maximale possible en 1965 avec les stations disponibles pour les Alpes du sud. Nous avons conservé la même durée dans la seconde étude.

2.2 Le réchauffement entre 1959-1965 et 2011-2017

Les deux seules expositions susceptibles d'être étudiées avec les données 1959-1965 sont les adrets (A) et les fonds de vallée (FV). L'estimation du réchauffement ne peut alors porter que sur ces deux seules expositions. La série 1959-65 comprend 40 postes, soit 22 (A) et 18 (FV) et celle de 2011-17 respectivement 20 (A) et 27 (FV). Depuis le début de ce siècle il a été installé plus de stations dans les fonds de vallée que sur les adrets. Mais nous sommes loin d'avoir pu toutes les retenir à cause, en particulier, de valeurs de certaines températures minimales de fin de nuit (TN) qui présentent une trop grande dispersion par rapport à la moyenne. Elles sont ou trop ou pas assez chaudes par rapport à la majorité d'entre elles, ce que les fichiers des postes, lorsqu'ils existent, permettent d'expliquer par l'existence de particularités locales non optimales en fin de nuit (Météo-France, 2016 et 2017). Ces stations n'ont pas été retenues.

Les stations d'adrets sont moins nombreuses en 2011-2017 qu'en 1959-1965 (20 et 22 stations respectivement) en dépit de l'extension de la surface concernée (Fig. 2). Le secteur au-dessus de 1000mètres est peu représenté. Les moyennes sont comparées sur le Tab 1 (toutes les variances sont supérieures à 0.85 et 4 à 0.90).

Tableau 1. Comparaison entre les températures moyennes des adrets en 1959-1965 et 2011-2017. T0 est la température au niveau de la mer et la valeur du Gradient est pour 100 mètres de dénivellation.

Adrets	Année	T0	Gradient
TX	2011-2017	23.0	0.57
TX	1959-1965	21.6	0.61
TN	2011-2017	10.5	0.55
TN	1959-1965	10.4	0.55
TM	2011-2017	16.5	0.57
TM	1959-1965	16,2	0.60

Seules les températures diurnes (TX) ont notablement augmenté : 1.4°C au niveau de la mer, l'adret le plus bas étant à 109m d'altitude (Fig. 3). Mais la différence entre les gradients des deux périodes fait que l'écart diminue en altitude. Les températures de fin de nuit, TN, pratiquement identiques ne se sont pas réchauffées depuis le milieu du siècle dernier.

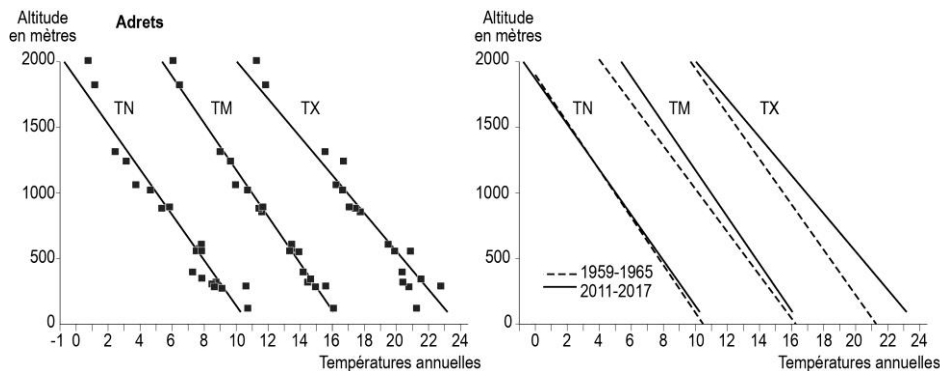


Figure 3. Adrets. A gauche : Moyennes 2011-2017 avec stations. A droite : courbes des deux périodes 1959-1965 et 2011-2017.

Les stations de fonds de vallée sont quant à elles plus nombreuses en 2011-2017, 27 dont 8 dans la partie basse de l'Intérieur méditerranéen, au sud des Alpes (18 en 1959-1965).

Tableau 2. Comparaison entre les températures moyennes des fonds de vallée en 1959-1965 et 2011-2017. Même légende que Tableau 1.

Fonds de vallée	Année	T0	Gradient
TX	2011-2017	22.6	0.56
TX	1959-1965	21.1	0.59
TN	2011-2017	8.6	0.58
TN	1959-1965	8.8	0.56
TM	2011-2017	15.6	0.57
TM	1959-1965	14.8	0.61

Les minima (TN) des fonds de vallée, avec eux aussi peu de stations au-dessus de 1000m, ont une valeur moyenne quasiment identique pendant les deux périodes alors que les maxima (TX) augmentent de 1.5°C, valeur quasiment identique à celle des adrets. En ce qui concerne l'évolution des températures entre les deux périodes, les deux topoclimats présentent des évolutions très similaires.

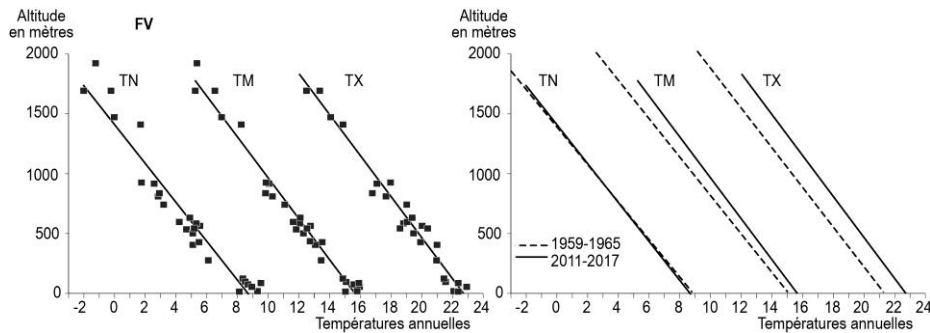


Figure 4. Fonds de vallée. Même légende que pour la Figure 3.

Au total seul le réchauffement des températures diurnes est net, ce qui confirme ce que nous avons trouvé pour la période 2009-2015 (Douguédroit, 2018) mais il est aussi plus élevé. Les fortes températures estivales de 2016 et surtout 2017 se font sentir sur la moyenne annuelle. Mais la comparaison se faisant sur des moyennes avec des marges d'erreur il n'est pas possible de conclure catégoriquement sur quelques dixièmes de degrés.

Conclusion

La méthode topoclimatique permet d'estimer les températures moyennes et les gradients altitudinaux des espaces topographiques définis en fonction de leurs positions par rapport à la radiation solaire dans les espaces « ruraux », hors des « Ilôts de chaleur urbains ». Leur utilisation est contrainte par les localisations des stations météorologiques placées sur les adrets et dans les fonds de vallée.

Son application à l'étude du réchauffement de l'Extrême sud-est de la France montre l'existence d'une grande unité thermique, l'Intérieur méditerranéen, réunissant la partie montagneuse et le pays plus bas seul considéré comme appartenant au climat méditerranéen et n'excluant qu'un liseré littoral aux températures influencées par la mer. Depuis le milieu du siècle dernier, ce sont avant tout les maxima diurnes qui ont augmenté.

Une telle distribution de la température est vraisemblablement représentative de tout le pourtour de la Mer Méditerranée, posant la question de son articulation avec la définition à base pluviométrique du climat méditerranéen.

Bibliographie

- Barry R.G., Blanken P.D., 2016. *Microclimate and Local Climate*. Cambridge University Press, 316 p.
- Douguédroit A., 2018. Modélisation du réchauffement des Alpes du sud à la Mer Méditerranée (1959-2015). *Actes du XXXI^{ème} Colloque de l'AIC*, Nice, 3-7 juillet 2018, 175-181.
- Douguédroit A., de Saintignon M.-F., 1970. Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitudes moyennes : exemple des Alpes du Sud. *Revue de Géographie Alpine*. LVIII, 3, 453-472
- Oke T. R. 1976. *Boundary layer climate*. Methuen, New-York.

SPATIAL INTERPOLATION OF MEAN ANNUAL PRECIPITATION IN MOROCCO, USING KRIGING METHOD

EL FILALI A. (1), SALOUI A. (2), SEBBAR A. (3), KANJAA R. (2) et SMIHROY. (2)

(1) *The research laboratory in territorial, environmental and energetic development - The multi-disciplinary faculty of Khouribga - university sultan Moulay Sliman, Beni-Mellal. (filalihakim@gmail.com)*

(2) *University Hassan II-Casablanca.*

(3) *Direction de la Météorologie Nationale, Casablanca*

Summary: *This paper aims to diagnosis of the most important constraints and complexities facing researchers in climate studies, especially interpolation of Data; quality control and homogeneity of annual precipitation data in Morocco between 1980 ; 2016; determination of the critical complexities is essential to choose different mathematical models that can be suitable to represent precipitation data using GIS; and present how spatial interpolation techniques can be used to predict the rainfall using kriging; this study concluded that the spatial distribution of precipitation indicates that they are due to climate variability between 1980 and 2016.*

Keywords: *climate change, rainfall, interpolation, Morocco*

Résumé : *Ce projet vise à :*

- diagnostiquer des contraintes et complexités les plus importantes auxquelles sont confrontées les chercheurs dans des études climatiques, surtout en terme de l'interpolation des données;

- contrôler la qualité et l'homogénéité des données pluviométriques annuelles au Maroc au courant de la période allant de 1980 à 2016;

- identifier des complexités des différents modèles mathématiques susceptibles de convenir à la représentation des données des précipitations à l'aide de SIG;

- expliquer comment les techniques d'interpolation spatiale peuvent être utilisées pour prévoir les précipitations à l'aide du Kriging ;

Cette étude a conclu que la distribution spatiale des précipitations indique qu'elles sont dues à la variabilité du climat entre 1980 et 2016.

Mots clés: *changement climatique, précipitation, interpolation, Morocco*

Introduction

A number of spatial interpolation techniques are available today with varying degrees of complexity. It is the intent of this paper to compare the applicability of various proposed interpolation techniques for estimating annual precipitation at selected sites. Morocco between 1980 and 2016.

There are many methods of spatial interpolation of rainfall despite their effectiveness and ease of use variables, the choice of one or the other depends on the aim of the study, but also on the territorial context of the area (surface, network density, etc.)

Spatial interpolation can be used to estimate precipitation variables at other locations. Although there are several methods to perform this, it can be difficult to determine which one best reproduces actual conditions. Each method advantages and disadvantages depend strongly on the characteristics of the data set: a method that fits well with some data can be unsuitable for a different set of data. This criteria must be found to decide whether the method chosen is suited for the point data set. It is also important to specify the aims of the interpolation, because different aims can require different criteria for evaluation of the interpolation.

1. Materials and Methods

1.1 Presentation of the study area and available data

Morocco is a country located in Northwest Africa, right on the edge of the African continent, bordering Algerian to the east, Mauritania to the south, the Atlantic Ocean to the west and the Mediterranean Sea to the north, Fig(1).

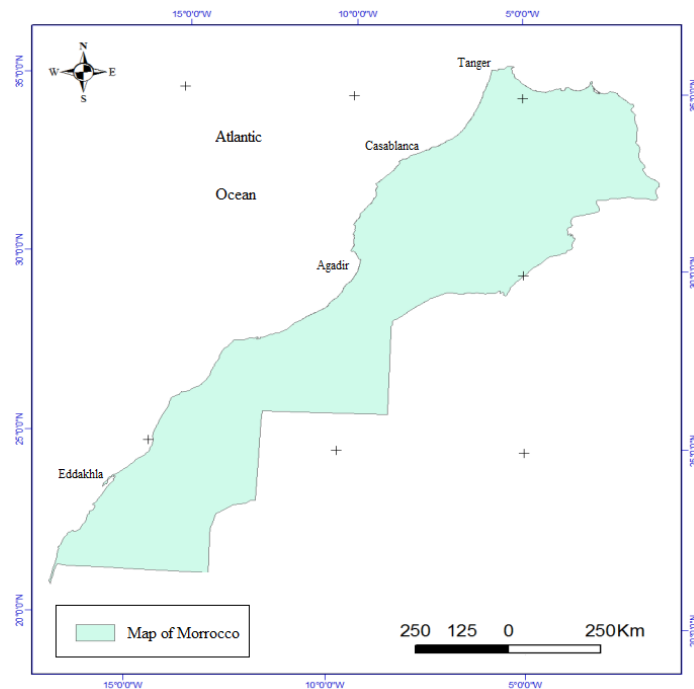


Figure 1. Localisation of Morocco

The rainfall data for this research was collected for a total of 36 years from 1980 to 2016. Fig (2) in 97 meteorological stations.

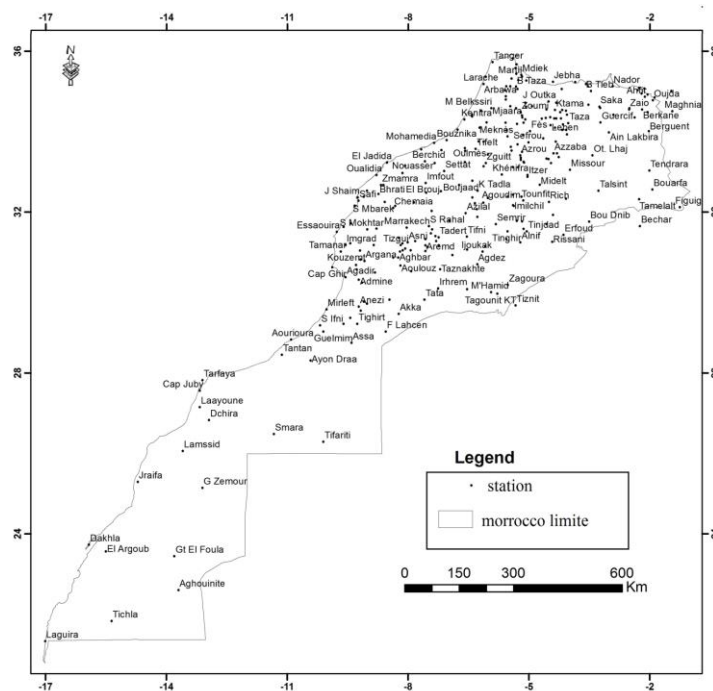


Figure 2. Locations of meteorological stations in Morocco

1.2 Presentation of methods of spatial data

One of the most frequently used deterministic models in spatial interpolation is the inverse-distance weighting (IDW) method. It is relatively faster and easier to compute, and straightforward to interpret. Its general idea is based on the assumption that the attribute value of an unsampled point is the weighted average of known values within the neighborhood, and the weights are inversely related to the distances between the prediction location and the sampled locations.

IDW interpolator assumes that each input point has a local influence that diminishes with distance. It weights the points closer to the processing cell greater than those further away. A specified number of points, or all points within a specified radius can be used to determine the output value of each location. Use of this method assumes the variable being mapped decreases in influence with distance from its sampled location.

The second method is Natural Neighbor Inverse Distance Weighted (NNIDW) which has many positive features, it can be used for both interpolation and extrapolation, and generally works well with clustered scatter points. This method can efficiently handle large input point datasets. When using the Natural Neighbor method, local coordinates define the amount of influence any scatter point will have on output cells. This method is most appropriate where sample data points are distributed with uneven density

On the hand we use Kriging as a geostatistical interpolation technique that considers both the distance and the degree of variation between known data points when estimating values in unknown areas. A kriged estimate is a weighted linear combination of the known sample values around the point to be estimated.

The Kriging is a multistep process; it includes exploratory statistical analysis of the data, variogram modeling, creating the surface, and (optionally) exploring a variance surface. Kriging is most appropriate when you know there is a spatially correlated distance or directional bias in the data.

2. Results and Conclusions

In this study, Kriging interpolation techniques were applied on mean annual precipitation data of 97 gauge stations Morocco using Arcgis10.2 software. The precipitation distribution map generated by using Kriging interpolation technique is depicted in Fig 3. On the other hand, the results of this study indicate that the IDW can increase or decrease the amount of sample points to influence cell values; but it cannot estimate above maximum or below minimum values and not very good for peaks or mountainous areas.

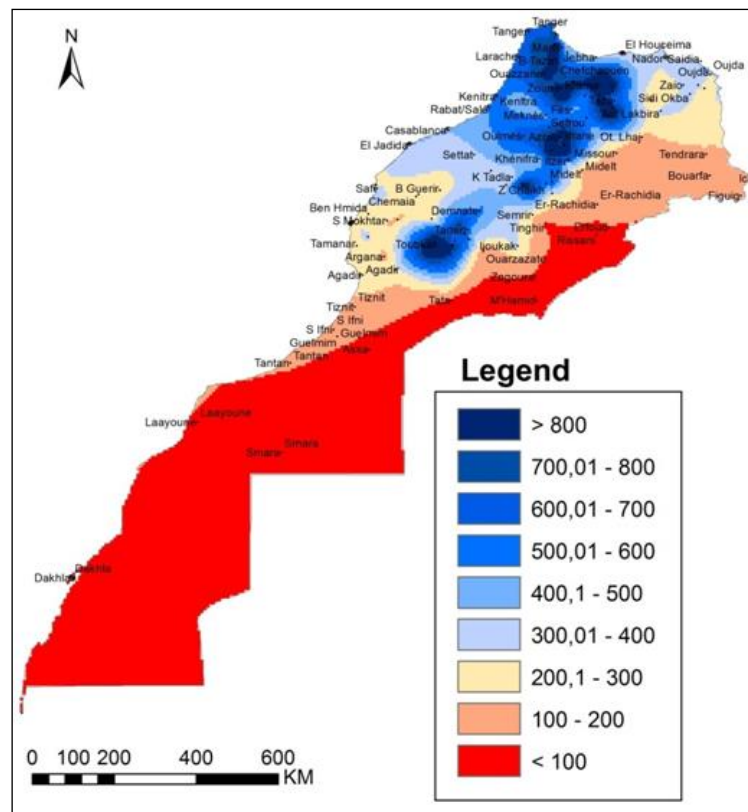


Figure 7. Mean annual precipitation in Morocco, during the period 1980-2016, using Kriging interpolation method

References

- Damijana Kastelec and Katarina Košmelj (2002): "Spatial Interpolation of Mean Yearly Precipitation using Universal Kriging". *Developments in Statistics* (<http://mrvar.fdv.uni-lj.si/pub/mz/mz17/kastelec.pdf>).
- EL FILALI.A;(07/2015): *Changements Climatiques et Action Anthropique et Leurs Impacts Sur le littoral marocain cas de littoral Kenitra – El Jadida*; Thèse doc ; FLSHM. Univ Hassan II Casablanca;
- George Y. David W.Wong (2007): "An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique". *Computers & Geosciences*. Volume **34**, Issue 9, September 2008, Pages 1044-1055.
- Ivana Mesic Kiš (2017): "Contribution to the application and terminology of geostatistical mapping methods in Croatia - Universal Kriging". *The Mining-Geology-Petroleum Engineering Bulletin (MGPB)*. URI (<https://hrcak.srce.hr/file/276786>)
- Kabloutia Mehdi, Ouerdachia Lahbassi, Boutaghane Hamouda (2012): " Spatial Interpolation of Annual Precipitation in Annaba Algeria - Comparison and Evaluation of Methods". *Energy Procedia* (<https://www.sciencedirect.com/>).
- Saloui A ; (2005) : *La dynamique de la mosaïque du climat : cas des régions du Centre Ouest marocain*. Bouhout: *Revue de la Faculté des lettres et des sciences humaines* 3 . - N. **13**-
- Sebbar A (2013) : *Etude de la variabilité de la pluviométrie au Maroc (1935-2005) : Réactualisation de la carte de précipitations*, Thésedoc.UnivHasaan II Mohammedia-Casablanca, facultéSc Ben M'sik 171 p.

ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DES TERRES : CAS DE LA VILLE DE CASABLANCA (MAROC)

ESSALEK B. (1), BAHOU A. (1), NAHLI A. (2), et SALOUI A. (3)

(1) Laboratoire de recherche SESHUL «Sciences d'éducation et sciences Humaines et langues», Département de géographie, Université Mohammed V – Rabat, BP : 5118. Takaddoum - Rabat Maroc, bouchaibessalek@yahoo.fr

(2) Laboratoire d'Ecologie et d'Environnement (LEE), Hassan II University-Casablanca, Faculté des Sciences Ben M'sik, BP 7955-Sidi Othmane, Casablanca, Maroc.

(3) Laboratoire de recherche « Espace, Société et Développement durable », CP 20800, Boulevard Hassan II, BP. 564, Mohammedia, Maroc.

Résumé : Les techniques de la télédétection thermique ont été appliquées dans les études environnementales spécialement pour l'extraction de la température de surface. Ces techniques d'extraction constitueraient une bonne approche possible. De nombreux auteurs se sont servis de cette technique et ont proposé des algorithmes spécifiques pour son extraction à partir des images satellitales. D'autres ont trouvé utile de s'intéresser à une seule bande thermique en développant un algorithme mono-window pour l'extraction de la température de surface à partir des données LANDSAT 8. Certains logiciels de traitement d'images classiques intègrent un module de génération d'une image température de surface en utilisant des paramètres de calibration et d'ajustement. L'objectif de ce travail est d'élaborer un outil d'extraction et de traitement de la température de surface et son exploitation dans le suivi de l'évolution du paysage à partir des données satellitales.

Mots clés: Température de surface, algorithme mono-window, évolution du paysage, Casablanca.

Summary: Thermal remote sensing techniques have been applied in environmental studies especially for surface temperature extraction. These extraction techniques are the only possible approach. Many authors have studied this parameter and proposed specific algorithms for its extraction from the satellite images. Others found it useful to focus on a single thermal band by developing a mono-window algorithm for extracting surface temperature from LANDSAT 8 data. Some conventional images processing softwares integrate a generation module of a surface temperature image using calibration and adjustment parameters. The objective of this work is to develop a tool for the extraction and treatment of surface temperature and its exploitation in the monitoring of landscape evolution from satellite data.

Keywords: Surface temperature, mono-window algorithm, landscape evolution, Casablanca.

Introduction

La Température de Surface de Terrain (LST) est la température superficielle de la terre qui est directement en contact avec l'appareil de mesure (Anandababu et al., 2018). L'étude de la LST fournit des informations sur les variations temporelles et spatiales de l'état d'équilibre de surface. Elle est largement utilisée dans divers études, notamment les changements climatiques, la surveillance de la couverture végétale, les îlots de chaleur urbain et les études environnementales (Weng et al., 2004 ; Kalma et al., 2008 ; Weng, 2009 ; Hansen et al., 2010). Cette température change dans l'espace et le temps avec le changement des conditions climatiques et les activités humaines (Vauclin et al., 1982 ; Prata et al., 1995 ; Anandababu et al., 2018). L'urbanisation mondiale a significativement impacté le taux des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Karrouk, 2011; Anandababu et al., 2018) et a refaçonné les paysages. Cette urbanisation a des implications climatiques importantes sur plusieurs échelles, notamment les îlots de chaleur urbain (UHI), en raison de la transformation simultanée de la couverture naturelle de la terre et l'introduction du matériel urbain. Les enquêtes sont longues, lourdes et coûteuses, ce qui met en lumière la télédétection comme une alternative évidente et préférée pour suivre ces implications climatiques.

L'identification et la caractérisation des UHI sont généralement basées sur la LST qui varie spatialement en raison de la non-homogénéité de la couverture terrestre et d'autres facteurs atmosphériques (Champiat, 2009; Neteler, 2010 ; Elaraari et al., 2016). Communément, les données de résolution spatiale moyenne telles que LANDSAT et SPOT conviennent pour la cartographie de la couverture terrestre ou de la végétation à l'échelle locale et régionale. Pourtant, plusieurs auteurs se sont servis de ces données LANDSAT et ont proposé des algorithmes pour extraire la LST (Prata et al., 1995 ; Dash et al., 2002). D'autres ont trouvé utile de s'intéresser à une seule bande thermique en développant un algorithme mono-window pour extraire la LST à partir des données LANDSAT 8 (Rajeshwari et Mani, 2014; Wang et al., 2015; Anandababu et al., 2018). L'objectif de ce travail est d'estimer la LST de la ville de Casablanca (Maroc) à partir des images satellites de LANDSAT 8 via un algorithme mono-window, en utilisant l'outil de l'analyse spatiale de l'ArcGIS qui génère une carte de la température de surface.

1. Zone d'étude

La ville de Casablanca, est localisée sur la plaine de la Chaouia (Fig. 1), région essentiellement à vocation agricole (Asslouj et al., 2007) et représente toujours un des principaux pôles de l'activité agricole du pays. Sa position sur la côte atlantique lui permet l'accès aux ressources maritimes (la ressource halieutique). Le seul espace forestier avoisinant la ville est celui de Bouskoura, qui fut plantée au 20^{ème} siècle et qui se compose principalement d'Eucalyptus sur une superficie avoisinant les 2000 ha (Moutaib et al., 2014) en plus du Pin et Palmier.

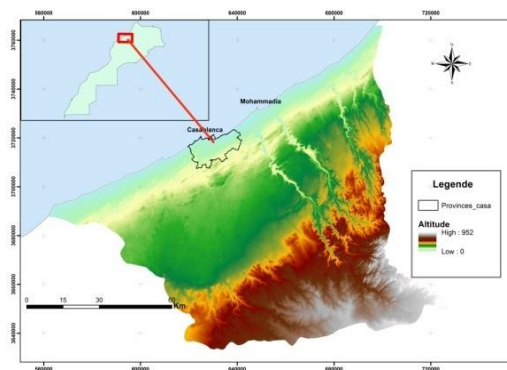


Figure 1. Carte de localisation et d'altitude de la région d'étude

La topographie de la ville de Casablanca varie entre 0m et 115m (Fig. 1), avec une altitude moyenne de 60m (Martin et al., 1964). La ville possède un climat méditerranéen à forte tendance océanique. Cette ville est localisée en bordure d'Océan Atlantique qui lui confère des hivers doux et relativement humides, ainsi que des étés chauds mais sans précipitations. La température moyenne annuelle y est de 18,88 °C et le cumul annuel des précipitations s'élève à 426,1 mm (DMN, 2018).

2. Matériels et méthodes

2.1 Données utilisées

LANDSAT 8 est une des séries LANDSAT de la NASA disponible gratuitement sur le site Internet de l'USGS (United States Geological Survey) Earth Explorer. LANDSAT 8 porte deux capteurs : l'imagerie terrestre opérationnel (OLI) et le capteur infrarouge thermique (TIRS)

(González et al., 2014; Barsi et al., 2014) . Grâce à ces deux capteurs OLI et TIRS, la qualité des données et la quantification radiométrique fournies par LANDSAT 8 sont supérieures à celles des séries précédentes, ce qui améliore considérablement la capacité de détection des changements à la surface terrestre. Dans la présente étude, les bandes TIRS 10 et 11 ont été utilisées pour estimer la température de luminosité et les bandes 4 et 5 ont été utilisées pour générer l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) de la zone d'étude. De plus, LANDSAT 8 fournit des métadonnées des bandes telles que la constante thermique, la valeur du facteur de redimensionnement et d'autres données qui peuvent être utilisées pour le calcul des facteurs nécessaires pour la détermination de la LST. Les données satellitaires de la région de Casablanca des mois d'Avril et Novembre 2018 ont été utilisées dans cette étude.

2.2 Méthodologie

La méthode de travail utilisée pour extraire la LST repose sur les données fournies d'une part par les bandes 4 et 5 de LANDSAT 8 et les deux bandes 10 et 11 d'une autre part. En effet, les données numériques infrarouges thermiques ont été converties en rayonnement spectral en utilisant le facteur de redimensionnement du rayonnement. La température de luminosité supérieure de l'atmosphère a été déterminée à partir des données de radiance spectrale à l'aide des valeurs de la constante thermique fournies par les métadonnées des deux bandes 10 et 11. En ce qui concerne l'indice de végétation différentielle normalisée (NDVI), le calcul a été basé sur les données des bandes rouges (bande 4) et proche-infrarouge (Bande 5). Les valeurs de l'NDVI ont été utilisées pour le calcul de l'émissivité de surface terrestre (LSE). Et enfin, l'utilisation combinée de cette émissivité de la surface terrestre, la longueur d'onde de la radiance émise et la température de luminosité supérieure de l'atmosphère a permis d'extraire la LST (Rajeshwari et Mani, 2014; Wang et al., 2015; Anandababu et al., 2018).

3. Résultats et discussions

Les valeurs de l'NDVI restent modérées pour le mois d'Avril et varient dans un intervalle de -0,245 au 0,581, ce qui reflète la faible densité de la couverture végétale dans la ville de Casablanca (Fig. 2). Les plus faibles valeurs de cet indice sont enregistrées en zone côtière et au niveau des zones fortement urbanisées à forte densité de bâti alors que les plus fortes valeurs sont enregistrées en zones à couverture végétale dense ou périurbaines (e.g. forêt de Bouskoura). L'NDVI pour le mois de Novembre se montre relativement faible et varie entre -0,161 et 0,548. (Fig. 2). Les plus faibles valeurs sont notées au niveau de la zone côtière et les secteurs à faible densité de végétation. La comparaison des valeurs de l'indice NDVI des deux périodes montre que celles du mois d'Avril sont les plus élevées. Ceci pourrait être expliqué par le développement et l'abondance de la végétation en période printanière (Avril) alors que la densité végétale diminue en période automnale et hivernale dans la région (Novembre). De plus, les faibles valeurs de l'indice NDVI enregistrées en Novembre peuvent être liées à l'humidité élevée des secteurs urbains en période automnale et hivernale.

En se basant sur les valeurs de l'indice NDVI, la LSE a été calculée pour le mois d'Avril et Novembre 2018 (Fig. 3). Les résultats montrent que cette LSE est identique pour ces deux mois et varie entre 0.988 et 0.986. Cette analogie de la LSE pour le mois d'Avril et Novembre serait probablement due à l'homogénéité relative de la zone étudiée et la dominance des secteurs urbains fortement bâtis. Globalement, les valeurs élevées de la LSE sont enregistrées au niveau des secteurs caractérisés par une couverture végétale plus dense. Toutefois, cette LSE calculée reste modérée dans la plupart des secteurs.

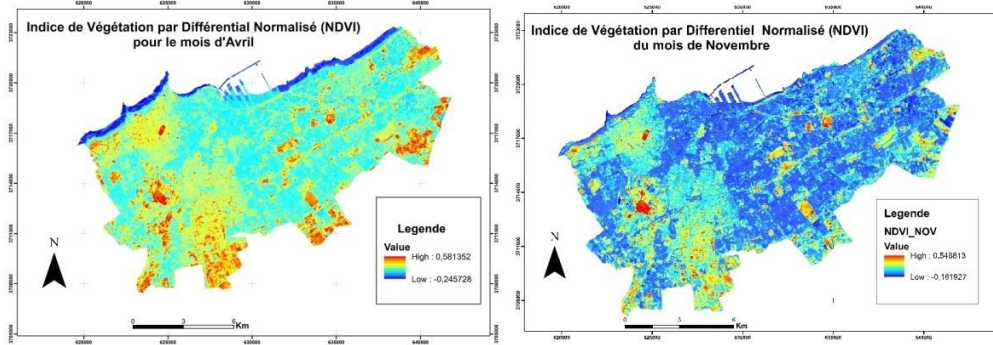


Figure 2. Carte Indice de Végétation par Différentiel Normalisée (NDVI) pour le mois Avril et Novembre 2018

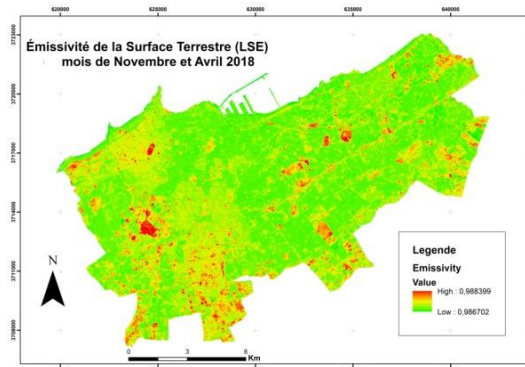


Figure 3. Carte d'Émissivité de la Surface Terrestre (LSE) des mois d'Avril et Novembre 2018

La carte de la température de luminosité supérieure de l'atmosphère pour le mois d'Avril montre que la température varie entre 13,63 et 34,72 °C. (Fig. 4). Cependant, la température de luminosité pour le mois de Novembre varie entre 13,15 et 24,10 °C (Fig. 4). La faible température enregistrée en Novembre serait étroitement liée à la température de l'air qui diminue en période automnale dans la région d'étude à une moyenne de 16,9 °C.

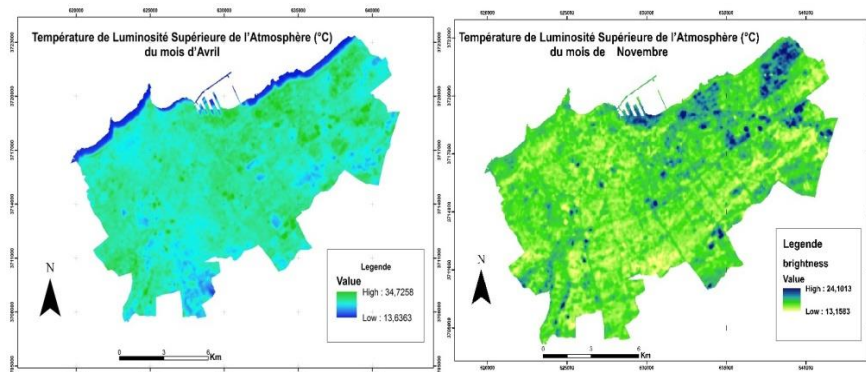


Figure 4. Température de Luminosité Supérieure de l'Atmosphère (°C) du mois d'Avril et Novembre 2018

La LST, calculée à l'aide de la température de luminosité supérieure de l'atmosphère, la longueur d'onde de la radiance émise et la LSE, varie entre 13,64 et 34,74 °C pour le mois d'Avril (Fig. 5) avec une dominance de la fourchette de 23,16–25,22 °C pour 52,49% de la superficie de la zone étudiée (Tab. 1). Pour le mois de Novembre, les températures de surface varient entre 13,16 et 24,11 °C avec une dominance de la fourchette de température de 16,5–17,1 °C (Fig. 5) pour 46,5% de la superficie étudiée (Tab. 1). Les températures de surface du mois d'Avril se montrent plus élevées en comparaison avec celles enregistrées au mois de

Novembre (Fig. 5). Ceci serait bien entendu lié à la période de l'année étant donné que les températures de surface sont plus élevées en période printanière.

Les îlots de chaleur urbaine (UHI) sont localisés au niveau des secteurs caractérisés par une forte densité de bâti et une grande activité industrielle, notamment au Nord et Nord-Est de la ville de Casablanca (la zone industrielle de Mohammedia, Ain sebaâ, Bernoussi, Tit mellil, Ain Harrouda et le port de Casablanca).

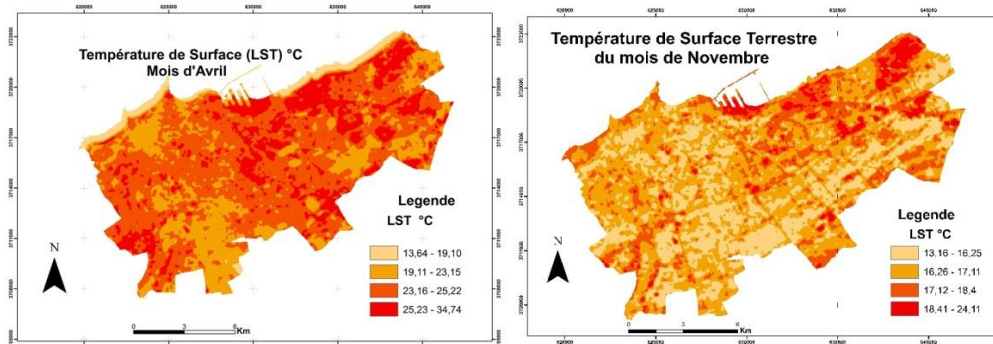


Figure 5. Carte de température de surface terrestre (°C) du mois d'Avril et Novembre 2018

Tableau 1. Les fourchettes de la température de surface terrestre du mois d'Avril et Novembre 2018

Fourchette	Avril		Novembre	
	Température (°C)	(%)	Température (°C)	(%)
1	13,64 – 19,10	3,70	13,2 -16,2	27,3
2	19,11 – 23,15	24,89	16,5 – 17,1	46,5
3	23,16 – 25,22	52,49	17,1 -18,4	20,9
4	25,23 – 34,74	18,90	18,4 – 24,1	5,2

Conclusion

Ce travail avait pour objectif l'élaboration d'un outil d'extraction et de traitement de la température de surface terrestre à partir des données LANDSAT 8, à travers un algorithme mono-window et son exploitation dans le suivi de l'évolution de la LST de la ville de Casablanca. La détermination de la température de surface terrestre a été basée sur le calcul de l'indice NDVI, la température de luminosité et la LSE à l'aide d'ArcGIS.

Les cartes de l'indice NDVI montrent que la couverture végétale de la ville de Casablanca est relativement élevée en mois d'Avril en comparaison avec le mois de Novembre 2018. Les valeurs estimatives de la LST suivent les variations des températures réelles en fonction de la saison. Ces températures trouvées se situent entre 19,11 et 25,22 °C pour 77,38% de la superficie totale de la ville au mois d'Avril. Alors qu'au mois de Novembre, ces températures varient entre 13,2 et 17,1 °C pour 73,8 % de la superficie totale. De plus, l'extraction de la LST a montré que les îlots de chaleur urbain dans la ville de Casablanca se localisent au niveau des secteurs à fortes activités industrielles (zones industrielles).

Ainsi, les données LANDSAT 8 peuvent constituer une base crédible pour estimer la température de la surface terrestre. Ceci permet le suivi de l'évolution des îlots de chaleur urbain

et en même temps de garantir une précision supplémentaire en termes de mesures thermiques au niveau de la ville de Casablanca.

Bibliographie

- Anandababu D, Purushothaman B M, Babu S., 2018. Estimation of Land Surface Temperature using LANDSAT 8 Data, Suresh. *International Journal of Advance Research, Ideas and Innovations in Technology*, **4** (2), 177-187.
- Asslouj, J., Kholtei, S., Amrani-Paaza, N., Hilali, A., 2007. Impact des activités anthropiques sur la qualité des eaux souterraines de la communauté Mzamza (Chaouia, Maroc). *Revue des sciences de l'eau*, **20** (3), 309–321.
- Barsi J. A., Lee K., Kvaran G., Markham B. L., Pedelty J. A., 2014. The Spectral Response of the Landsat-8 Operational Land Imager. *Remote Sens*, **6**, 10232-10251.
- Champiat C., 2009. Identifier les îlots de chaleur urbains pour réduire l'impact sanitaire des vagues de chaleur. *Environnement, Risques & Santé*, **8** (5), 399-411.
- Dash P., Gottsche F.M., Olesen F.S., Fischer H., 2002. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, **23**, 2563-2594.
- Direction de la Météorologie Nationale, Maroc (DMN), 2018. *Climat des villes: Casa-Anfa*. Repéré à <http://www.marocmeteo.ma> (Consulté le 02 Janvier 2019).
- Elaraari Z., Karrouk M. S., Medina M., 2016. *Les logiques d'acteurs fonciers à la périphérie du Grand Casablanca: Nouvel usage du sol et vulnérabilité au changement climatique; cas de la Province de Nouaceur*. Latvia, Univ Européenne, 272 p.
- González F. E., Ruiz J. M., Acosta F. M., 2014. *Remote sensing tutorial*. TELECAN Project, Las Palmas, University of Las Palmas of Gran Canaria, 337 p.
- Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, **48**, p RG4004.
- Kalma J.D., McVicar T.R., McCabe M.F., 2008. Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, **29**, 421-469.
- Karrouk S., 2011. *Dynamique des climats du Maroc: Genèses, évolutions et développement des phénomènes, espaces, et milieux climatiques*. Latvia, Univ. Européenne, 420 p.
- Martin J., Jover H., Le Coz J., Maurer G., Noin D., 1964. *Géographie du Maroc*. Paris, Hatier, in-8°, 256 p.
- Moutaib Z., Benadrya K., Chlaida M., 2014. Analyse des aspects environnementaux de l'Aéroport Mohammed V (Casablanca, Maroc) en vue de sa certification conformément à la norme ISO 14001. *ScienceLib Editions Mersenne*, **6**, 1-16.
- Neteler M., 2010. Estimating daily land surface temperatures in mountainous environments by reconstructed MODIS LST Data. *Remote Sensing*, **2**, 333-351.
- Prata A. J., Caselles V., Coll C., Sobrino J.A., Otlé C., 1995. Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: Current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, **12**, 175-224.
- Rajeshwari A., Mani N. D., 2014. Estimation of land surface temperature of Dindigul district using Landsat 8 data. *International Journal of Research in Engineering and Technology*, **3** (5), 122-126.
- Vauclin M., Vieira R., Bernard R., Hatfield J. L., 1982. Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare. *Water Resources Research*, **18**, 1677-1686.
- Wang F., Qin Z., Song C., Tu L., Karnieli A., Zhao S., 2015. An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *Remote Sens*, **7**(4), 4268-4289.
- Weng Q., 2009. Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: methods, applications, and trends. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **64**, 335-344.
- Weng Q., Lu D., Schubring J., 2004. Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 467-483.

RISQUE DE PLUIES-DEBITS EXTREMES DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED MELLOULOU : ANALYSE DE TENDANCE ET PERIODE DE RETOUR

HANCHANE M. (1), ADDOU R. (2) et OBDA K. (2)

(1) Laboratoire: Etudes Urbaines, FLSH Dhar El Mehraz, USMBA Fès, Maroc, mohamed.hanchane@usmba.ac.ma

(2) Laboratoire des Analyses géo-environnementales et Aménagement-Développement durable, FLSH Sais, USMBA Fès, Maroc

Résumé : Les zones arides comptent parmi les régions les plus menacées par les pluies extrêmes et les crues qui en découlent. Notre étude propose une estimation des périodes de retour des pluies journalières extrêmes et des débits instantanés maximaux pour le bassin de l'Oued Melloulou qui fait partie des régions arides du Maroc oriental. La méthode déployée est basée sur une approche bayésienne pour estimer les paramètres du modèle des valeurs extrêmes (GEV : Generalized Extreme Value) sous l'hypothèse de stationnarité et de non-stationnarité des événements climatiques exceptionnelles. L'étude montre une tendance vers l'augmentation des variables extrêmes étudiées, surtout à l'exutoire du bassin. Les niveaux associés aux périodes de retour cinquantenales et centennales représentent une menace pour la pérennité des terrasses agricoles situées le long de l'oued Melloulou.

Mots clés: Pluies et débits extrêmes; Modèle GEV; Stationnarité et non stationnarité; Période de retour; Bassin versant de l'Oued Melloulou; Maroc.

Summary: Drylands are among the areas most at risk from extreme rains and associated floods. Our study proposes an estimation of the periods of return of extreme daily rains and maximum instantaneous flows for the Oued Melloulou basin which is one of the arid regions of Eastern Morocco. The deployed method is based on a Bayesian approach to estimate the parameters of the Extreme Value (GEV) model under the assumption of stationarity and non-stationarity of exceptional weather events. The study shows a trend toward increasing the extreme variables studied, especially at the basin outlet. The levels associated with the 50-year and 100-year return periods pose a threat to the durability of the agricultural terraces located along the Wadi Melloulou watershed.

Keywords: Rains and extreme flows; GEV model; Stationarity and non-stationarity; Return period; Oued Melloulou watershed; Morocco.

Introduction

Dans un contexte de changement climatique futur, le domaine méditerranéen sera menacé par une réduction des apports en eau de pluie, une extension de l'aridité et une intensification des événements pluviométriques extrêmes (GIEC : Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, 2014). Ces projections futures laissent supposer l'intensification du risque des hautes crues et de leurs impacts socio-économiques. Les incidences néfastes de ces événements ont été déjà observées dans le bassin de l'Oued Melloulou, objet de cette présente étude. En effet, depuis des décennies, les habitants de la zone d'étude ont développé leurs terrains de culture tout au long de l'oued. Récemment, et suite à nos observations in situ, l'espace étudié connaît une mutation au niveau de ses espaces agricoles : les agriculteurs abandonnent leurs terrains anciens, installés jadis sur les terrasses fluviales, et développent aujourd'hui un nouveau système de culture en irrigué, loin des cours d'eau, en creusant des puits pour extraire l'eau des nappes superficielles d'origine pluviale. Dans ce contexte de changement climatique prévisible, la situation de l'Oued Melloulou nous a amené à s'interroger sur la tendance des

pluies et des débits extrêmes et sur leur fréquence de retour selon une hypothèse de non-stationnarité.

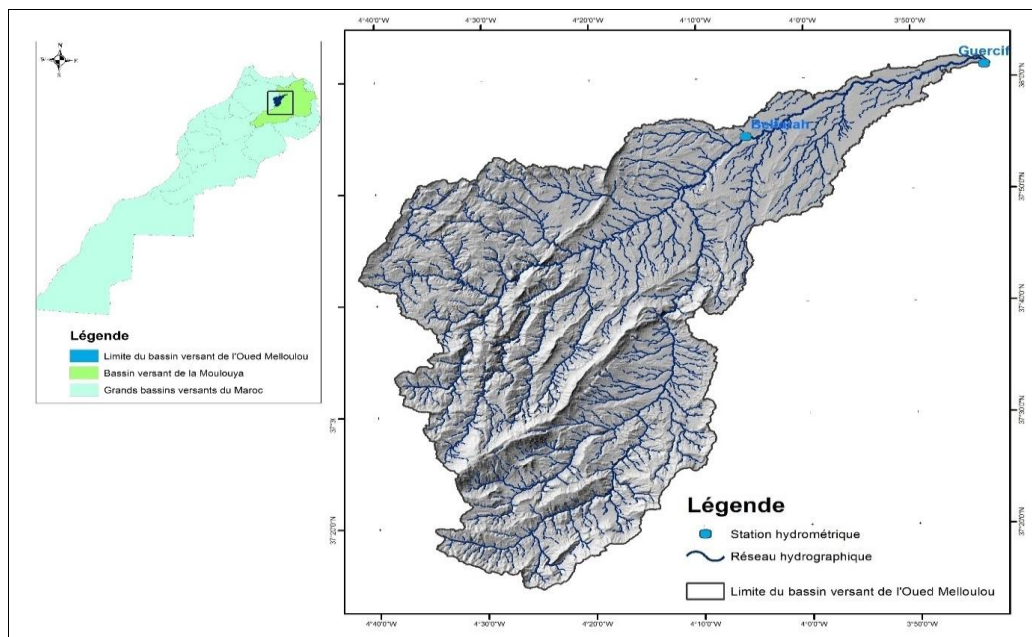
En effet, l'analyse de la fréquence de retour des événements climatiques et hydrologiques extrêmes dans un contexte de changement climatique est une étape nécessaire pour une aide à la prise de décision en matière d'aménagement durable du territoire. Dans ce contexte, la présente étude s'intéresse aux précipitations journalières maximales (P_{jmax}) et aux débits instantanés maximaux (Q_{max}) au niveau du bassin versant de l'Oued Melloulou. Le calcul de la fréquence de retour de ses événements extrêmes est basé sur la loi GEV (Generalized Evenements Extreme) selon des hypothèses de stationnarité et de non-stationnarité du climat. La méthode utilisée est fondée sur un package informatique, nommé NEVA (Non-Stationary Extreme Value Analysis), développé sous MatLab par Cheng et al (2014).

1. Données et Méthodes

1.1 Présentation de la zone d'étude

L'Oued Melloulou appartient au domaine climatique méditerranéen des steppes arides orientales du Maroc. C'est un affluent principal de la rive gauche de la Moulouya (Carte 1). Sa confluence avec ce dernier est située à proximité de la ville de Guercif. Il draine un bassin versant de 2495 km² de surface. La population locale pratique l'agriculture, notamment l'oléiculture en irrigué, et le pastoralisme. Ces deux activités se localisent, généralement, sur les terrasses fluviales où l'eau joue le rôle socio-économique principal de la zone d'étude.

La zone d'étude compte parmi les régions de l'Afrique du nord qui sont marquées par la plus grande variabilité interannuelle des précipitations (Isnard, 1957). Celles-ci sont concentrées durant la saison printanière (Hanchane, 2016 ; Obda et al., 2009), pendant laquelle les valeurs moyennes mensuelles les plus élevées sont enregistrées de mars à mai. Ces pluies, d'origine convective et de forte intensité, sont responsables de crues violentes.



1.2. Données utilisées

Les données utilisées correspondent à la pluie journalière maximale absolue annuelle (PJmax) et au débit journalier instantané maximal par an (Qinstantané). Elles proviennent de l'Agence du Bassin Hydraulique de Moulouya. La période analysée est d'une durée de 45 ans (1970-2015) pour les pluies extrêmes et de 40 ans (1970-2010) pour les débits extrêmes (Tab.1).

Tableau 1. Caractéristiques géographiques et pluviométriques des stations étudiées.

Station	Série	Période d'observation	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Moyenne	Max	Min	C.V%*
Belfarah	PJ max (mm/jour)	1970 - 2015	3.69° O	34.108 °N	600	25.8	52.4	10.3	19.7
	Q instantané (m3/s)	1970 - 2010				202	663	35	88.4
Guercif	PJ max (mm/jour)	1970 - 2015	3.34° O	34.22°N	360	23.8	126	7.3	42
	Q instantané (m3/s)	1970 - 2010				360	1359	50	79.5

* CV % : Coefficient de variation en %

1.3. Méthodologie

L'objectif de la présente étude est d'estimer les valeurs extrêmes de précipitations et de débits journaliers susceptibles d'être dépassées à partir d'un échantillon donné de précipitations observées.

La théorie des valeurs extrêmes (EVT) fournit un cadre théorique pour l'analyse des extrêmes climatiques et de leurs niveaux de retour (Katz et al. 2002 ; Coles 2001). La distribution des maxima ou des minima d'une variable climatique donnée converge vers l'une des trois distributions limites : Gumbel, Fréchet ou Weibull (Katz et al. 2002 ; Leadbetter et al. 1983; Gumbel 1958). La combinaison de ces trois types de distribution est appelée distribution des valeurs extrêmes généralisée (GEV). Sa formulation mathématique est la suivante :

$$H_{\xi,\mu,\sigma}(x) = \exp\left(-\left(1 + \xi \frac{x - \mu}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\xi}}\right), \quad \xi \neq 0, \quad 1 + \xi \frac{x - \mu}{\sigma} > 0$$

Elle estime la période de retour des valeurs extrêmes en calculant trois paramètres de distribution : (μ) paramètre de localisation, spécifiant le centre de la distribution; (σ) le paramètre d'échelle détermine l'étendue de déviation des valeurs extrêmes par rapport au paramètre de localisation ; et (ξ) le paramètre de forme de la distribution de GEV (Cheng et al ; 2014). Le cas limite de ξ (tend vers 0) correspond à la distribution de Gumbel, alors que si la valeur de ξ est négative, la distribution est de type Weibull, et si la valeur de ξ est positive, la distribution est de type Fréchet.

Le programme NEVA (Nonstationary Extreme Value Analysis), développé par Cheng et al (2014), estime la période de retour des valeurs extrêmes selon les hypothèses de stationnarité et de non stationnarité des séries des valeurs extrêmes. On propose au programme d'effectuer le calcul selon l'une des deux hypothèses. L'hypothèse de stationnarité est vérifiée par le test de Mann-Kendall. L'estimation des périodes et des niveaux de retour repose sur des simulations nommées MCMC (méthode de Monte Carlo par Chaîne de Markov). Cette simulation est souvent utilisée pour résoudre les problèmes de calculs liés à l'approche bayésienne. Le calcul de la période de retour et du niveau de retour des valeurs extrêmes est fourni selon trois méthodes différentes : (a) des niveaux de retour standards dans lesquels la probabilité de dépassement est constante pour toute la période étudiée ; (b) des seuils constants avec des probabilités de dépassement variant avec le temps ; et (c) des niveaux de retour effectifs. Une caractéristique principale de NEVA est qu'elle offre les intervalles de probabilité à posteriori et les limites d'incertitude pour l'estimation des niveaux de retour pour un événement climatique stationnaire et non-stationnaire (Hanchane, 2016).

2. Résultats

L'analyse des données des précipitations journalières maximales et des débits maximaux via le test de Mann-Kendall affiche une tendance vers l'augmentation avec des valeurs positives de la statistique Z de Mann Kendall. Cependant, la significativité statistique (seuil $\alpha = 0.05$) de cette tendance vers l'augmentation est observée pour les données de P_Jmax et de Q_{max} relatives à la station de Guercif, située à l'aval du bassin. (Tableau 2).

Dans le cas de la stationnarité, on effectue une analyse des valeurs extrêmes en produisant des résultats en fonction de la période de retour. Dans le cas inverse, l'analyse produit : (1) les niveaux de retour standards avec des probabilités de dépassement ; (2) les niveaux de retour standards avec des probabilités de dépassement variables dans le temps ; et (3) des niveaux de retour effectifs. Les résultats des deux analyses effectuées pour les deux stations sont présentés sur le tableau n°2.

Tableau 2. Temps de retour des P_{maxj} et Q_{max} calculés par le modèle GEV dans les stations du Bassin de Melloulou.

Station	Série	Valeur Z du test de Mann-Kendall	Temps de retour										
			Mode Stationnaire					Mode non stationnaire					
			10	20	50	75	100	10	20	50	75	100	
Belfarah	P _j max (mm/jour)	1.12	38	45	54	60	64						
	Q instantané max (m ³ /s)	0.07	270	460	740	850	920						
Guercif	P _j max (mm/jour)	2.35 (*)						36	42	50	55	58	
	Q instantané max (m ³ /s)	1.98 (*)						730	890	1300	1470	1730	

(*) : Significatif au seuil $\alpha = 0.05$

Au niveau de la station de Belfarah, les niveaux élevés calculés de 60 et 64 mm/jour ont un temps de retour de 75 et 100 ans respectivement. Dans un contexte climatique aride et

faiblement aménagé, ces valeurs peuvent engendrer des crues violentes qui pourront avoir des conséquences néfastes sur les cultures en irrigué des basses terrasses de l'Oued Melloulou (environ 3000 ha). Actuellement, et avec la tendance vers l'augmentation des pluies extrêmes, ces dernières ont été à l'origine de fortes crues. Suite à ces crues, les terres agricoles sont inondées et on estime leur perte moyenne d'environ 19 ha/an. Ce constat est plausible pour les valeurs centennales des débits qui peuvent dépasser 920 m³/s.

Pour la station de Guercif, où les niveaux des Pjmax sont inférieurs à ceux de Belfarah, la valeur centennale de 58 mm/jour représente un risque majeur pour la région. En effet, la station de Guercif est située à l'exutoire du bassin versant qui collecte les eaux d'une aire de 2500 km². De ce fait, les débits extrêmes cinquantennales et centennales, de 1300 m³/s et 1730 m³/s respectivement, mettent en danger la durabilité des aménagements urbains au niveau de la ville de Guercif en augmentant le risque des inondations urbaines suite aux débordements potentiels de l'oued Melloulou.

Conclusions

Selon les conclusions du rapport du GIEC, les milieux arides sont non seulement menacés par une intensification de l'aridité mais aussi par une augmentation de la fréquence des pluies extrêmes qui engendrent une élévation des débits des oueds. Le bassin de l'Oued Melloulou compte parmi les régions orientales du Maroc qui sont exposées aux pluies extrêmes. Ces dernières engendrent des inondations au niveau des plaines alluviales et, par voie de conséquence, des pertes en terres agricoles.

Les premiers résultats de l'étude montre une tendance vers l'augmentation des pluies et des débits extrêmes. Cette augmentation est plus significative à l'exutoire du bassin qu'à l'amont. De ce fait, les calculs de la période de retour selon un modèle GEV non-stationnaire dans le premier cas et stationnaire dans le second ont été appliqués. Dans les deux cas, les pluies et les débits journaliers extrêmes d'une période de retour cinquantennales et centennales constituent une menace réelle pour cette région aride où la pratique d'une agriculture en irrigué sur les terrasses fluviales est quasi-dominante.

Bibliographie

- Cheng L., AghaKouchak A., Gilleland E., Katz R. W., 2014. Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic Change*, **127**, 353–369.
- GIEC, 2014. Changements climatiques : les éléments scientifiques (résumé à l'intention des décideurs). 27 p.
- Hanchane M. 2016. Régionalisation climatique en milieu montagnard selon les régimes pluviométriques mensuels : cas du Moyen Atlas Oriental (sud de Taza). *Rev. Géo. « Espaces »*. N° 2 et 3. 47-60.
- Hanchane M. 2016. Variabilité des pluies exceptionnelles dans le bassin versant de Sebou (Maroc) : intensité et période de Retour selon l'hypothèse de non stationnarité temporelle. *Acte de colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Lausanne – Besançon, 279 – 283.
- Hanchane M., 2010. Impact des changements climatiques sur la tendance des précipitations annuelles, mensuelles et journalières en climats aride, semi-aride et subhumide marocains (1961-62/1990-91). *Rev. Sci Hum. et Soc.*, **52**, 119-134.
- Isnard H. 1958. La répartition saisonnière des pluies au Maroc, *Annales de Géographie*, Volume **67** (359), 39-42.
- Katz R. W., Parlange M. B., Naveau P., 2002. Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, **25**, 1287-1304.
- Obda. Kh et al. 2009. Hydrologie du haut Melloulou (Moyen Atlas Nord Oriental). *Rev. Geomaghrab*. N°5. 89-102.

Salaheddine El. 2008. Comparaison des méthodes d'estimation des paramètres du modèle GEV non stationnaire.
Rev des sciences de l'eau, **21**, 35-50.

THE RELATIONSHIP BETWEEN RAINFALL AND SEA SURFACE TEMPERATURE IN JAMAICA

HENRY S.T. (1) et MENDONÇA F. (1)

(1) LABOCLIMA, Department of Geography, Federal University of Parana (UFPR), Brazil, henrytsheika@gmail.com

Summary: *Over the years, a number of extreme weather events have impacted Jamaica resulting in loss of lives and damages to infrastructure. Since Jamaica is vulnerable to hazards, analysis of hydro-meteorological phenomena is important. The aim of this study is to examine rainfall patterns for Jamaica and the impact of sea surface temperature (SST) in the equatorial Pacific on flood events from 1988 to 2012. The first step involved the calculation of monthly anomalies of the rainfall and SST which aided in the identification of extreme weather events. Secondly, the Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis was conducted using the climate anomalies for the peak hurricane season (August to October). The final step involved a correlation coefficient analysis with the first mode from the standardised climate data. Results from this analysis will contribute to a greater understanding of the impact of SST on rainfall in Jamaica.*

Keywords: *Jamaica, floods, hurricane, El Niño Southern Oscillation, Sea Surface Temperature*

Résumé : *Au fil des années, plusieurs événements météorologiques extrêmes ont touché la Jamaïque, résultant en pertes en vies humaines et dommages aux infrastructures. La Jamaïque étant exposée aux risques, l'analyse des phénomènes hydrométéorologiques est importante. Le but de cette étude est d'examiner les régimes pluviométriques en Jamaïque et l'impact de la température de surface de la mer (SST) dans le Pacifique équatorial sur les inondations de 1988 à 2012. La première étape a consisté à calculer des anomalies mensuelles pour la pluviométrie et la SST, ce qui a facilité la détection des extrêmes. événements météorologiques. Deuxièmement, l'analyse de la fonction orthogonal empirique (EOF) a été réalisée à l'aide des anomalies climatiques pour le pic de la saison des ouragans (août à octobre). La dernière étape a consisté en une analyse du coefficient de corrélation avec le premier mode à partir des données climatiques normalisées. Les résultats de cette analyse contribueront à une meilleure compréhension de l'impact de la SST sur les précipitations en Jamaïque.*

Mots clés: *Jamaïque, inondations, ouragan, l'Oscillation Australe El Niño, température de la surface de la mer*

Introduction

Jamaica is a small island developing state (SID) within the Caribbean (Figure 1) that has been impacted by rainfall variability. In fact, precipitation in Jamaica has two seasons (bi-modal), with the first taking place from April to June, and the latter from September to November (CSGM, 2017). On the other hand, the dry season takes place from December to March, although a mid-summer drought (MSD) is present in late July. This MSD has been linked to the North Atlantic Subtropical High (NASH), which results in cooler Sea Surface Temperature (SST) and stronger trade winds during that period (Giannini, Kushnir & Cane, 2000). The island also receives significant amount of rainfall during the hurricane season (June to November) which has resulted in numerous flood events.

While inter-annual fluctuation in precipitation is driven by the El Niño Southern Oscillation (ENSO) in Jamaica, the positive phase of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) influences wet conditions at the decadal scale (CSGM, 2017). Further, hurricanes are more dominant during La Niña episodes due to a reduction in vertical wind shear and cooler SST in the tropical Pacific (Patricola, Saravanan & Chang, 2014). Moreover, a strong correlation has been obtained between the Atlantic meridional mode (AMM) and the occurrence of cyclones in the Atlantic at the inter-annual and decadal time scale (Vimont & Kossin, 2007). Conversely, drought conditions are associated with El Niño as SST becomes warmer at that time.

Based on the foregoing, analysing rainfall variability and SST is essential, in order to better plan for water shortage and excess rainfall. As a result, this study examines rainfall patterns for Jamaica and the impact of SST in the equatorial Pacific on flood events from 1988 to 2012.

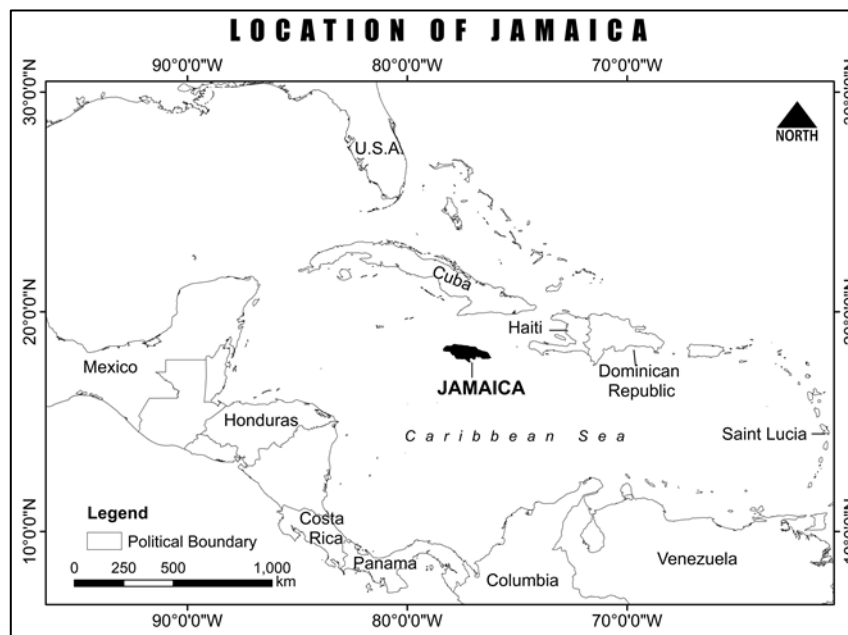


Figure 1: Location of Jamaica

1. Data and Method

In this study, we utilised the following: (1) the Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station data (CHIRPS) v1p8 monthly precipitation data (Funk, Peterson, Landsfield et al., 2014) from 1988 to 2012 which has a resolution of 0.05 x 0.05. (2) SST from the equatorial Pacific (35°S-35°N, 180°W-70°W) from the US National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA). These were obtained and analysed via the International Research Institute for Climate and Society (IRI) Data Library at Columbia University in New York available here: <http://iridl.ldeo.columbia.edu>. This platform provides the framework for the retrieval and manipulation of global climate data using the Ingrid programming language in Expert Mode.

First, the monthly rainfall and SST anomalies were calculated from 1988 to 2012, which were used to analyse precipitation variability and the effects of ENSO based on the Oceanic Niño Index (ONI) in the tropical Pacific Ocean (Trenberth & National Center for Atmospheric Research Staff, 2019) in Figure 2. Afterwards, the Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis was conducted with the anomaly data for the peak hurricane season (August to October) using the svd (singular value decomposition) command in Expert Mode. Within this regard, the EOF analysis was incorporated in order to explore patterns in rainfall for Jamaica and SST in the equatorial Pacific, as this technique is known to provide explanation for variance in climate data (Sun, Chang, Huang & Opp, 2012). The final step involved the Pearson correlation coefficient analysis with the leading mode of the standardised rainfall and SST data in XLSTAT.

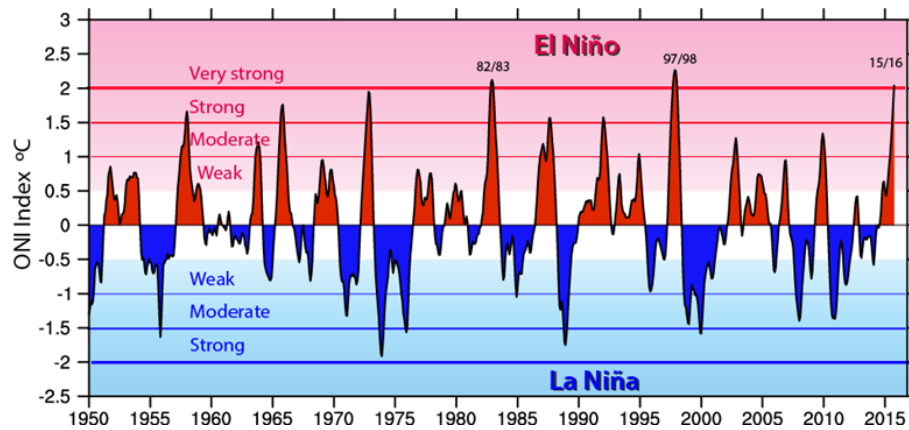


Figure 2. El Niño and La Niña ONI classification

2. Results

The monthly rainfall anomaly (Figure 3) for Jamaica between 1988 and 2012 shows periods with above (blue) and below (red) normal precipitation. It can be seen that the highest values of monthly rainfall anomalies varied between 473mm (October 2005) and 300mm (September 2010), which were major floods events. On the other hand, the lowest anomalies varied from -154mm (May 1998) to -122.7 (November 2004) and are indicative of some of the drought events that took place on the island during El Niño.

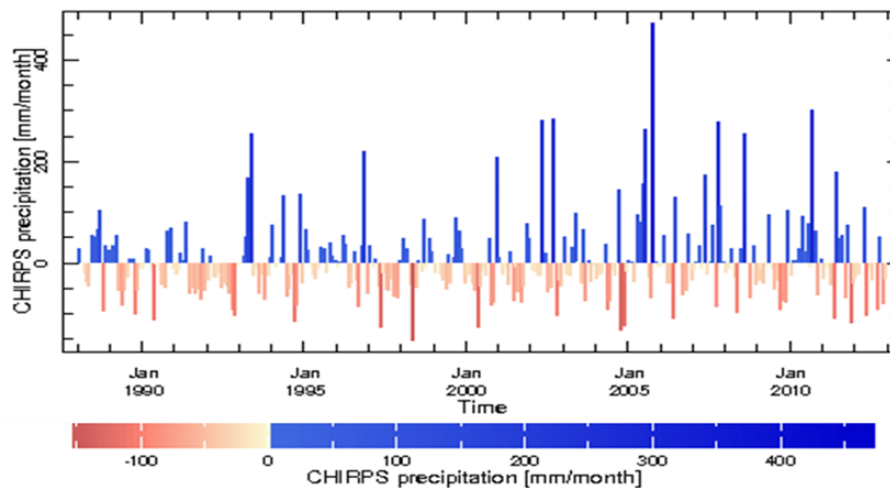


Figure 3. Monthly Rainfall Anomaly for Jamaica between 1988 and 2012 from CHIRPS

Even though drought and floods are some of the effects of ENSO, drought information for Jamaica tend to be sparse hence, major flood events are used for additional analysis (Table 1). As depicted, flood events between 1988 and 2012 caused about US\$2,727million in damages to the Jamaican economy (ECLAC, 2001; 2002; EMDAT, 2018). Notwithstanding, majority of the floods during La Niña (Hurricanes Gilbert, Michelle, Dennis, Emily, Wilma, Dean, Sandy and Tropical Storms Gustav and Nicole), were caused by hurricanes and tropical storms. Only two flood events occurred during weak El Niño episodes (2002 May/June Flood and Hurricane Ivan). This coincides with other studies about floods and cyclones occurring mostly during La Niña, although they can also take place in El Niño (Bove et al., 1998). Further, according to Chen et al., (1997), rainfall in the Caribbean between May and June, is influenced by weak El Niño which sometimes leads to flooding.

In addition, Gray (1984) reported a trend in the occurrence of fewer hurricanes during El Niño, which is due to a shorter season at that time (Ballester & Gonzalez (1995). Likewise, in El Niño years, weak trade winds in the equatorial Pacific alter the ocean circulation pattern, by shifting warm waters and high vertical wind shear from the Pacific, to the tropical Atlantic (Gray, 1984) which reduces hurricane activity.

Table 1. Major Flood Events in Jamaica from 1988 to 2012

Event	Date	Category	Cost (USD Millions)	% Of GDP	ENSO Classification
Hurricane Gilbert	September 12, 1988	5	1000	65	Strong la Niña
Hurricane Michelle	October 27-30, 2001	4	53.64	0.8	Weak La Niña
May /June Flood	May 22- June 2, 2002		51	0.7	Weak El Niño
Hurricane Ivan	September 10-12, 2004	3	580	8	Weak El Niño
Hurricane Dennis and Hurricane Emily	July 7, 2005 and July 16, 2005	4	96.8	1.2	Weak La Niña
Hurricane Wilma	October 17-18, 2005	5	56	0.7	Weak La Niña
Hurricane Dean	August 19, 2007	4	329	3.4	Strong La Niña
Tropical Storm Gustav	August 29, 2008	N/A	214	2.1	Weak La Niña
Tropical Storm Nicole	September 28-October 1, 2010	N/A	239.6	1.9	Strong La Niña
Hurricane Sandy	October 24, 2012	1	107	0.8	Moderate La Niña

Source: ECLAC, 2001; 2002; EMDAT, 2018

Since majority of the flood events between 1988 and 2012 occurred during the peak hurricane season (August to October), this period was used in the EOF analysis to explore the relationship between rainfall and SST. The first two EOFs (Figure 4) account for about 99.4% of the total rainfall variance for Jamaica.

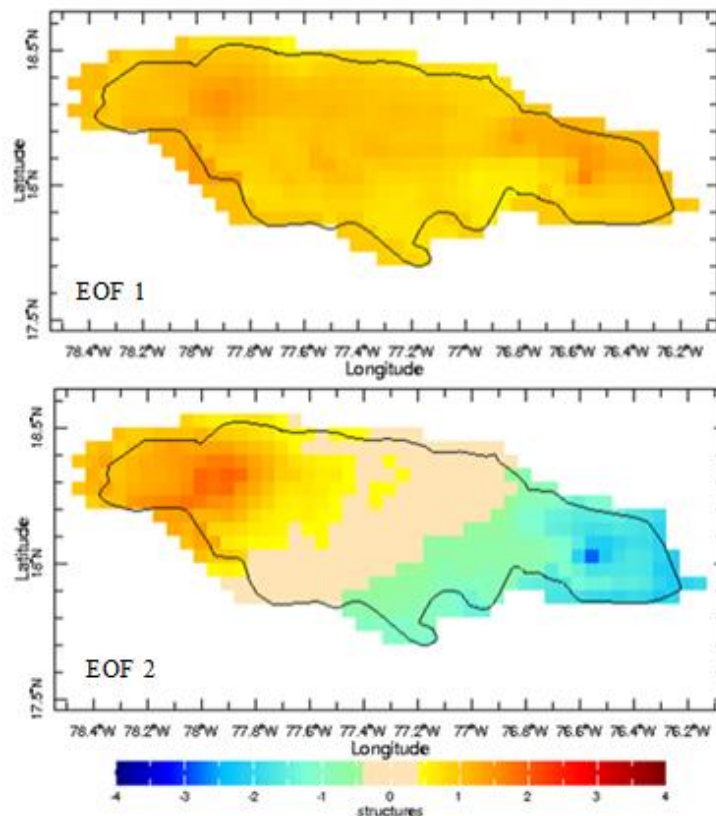


Figure 4. First two EOFs from the CHIRPS Precipitation dataset for Jamaica

Specifically, EOF 1 represents approximately 98.6% of the rainfall variance, with the highest values in the northeast and the lowest positive values along the south coast. Similar to our study, other authors have also reported EOF 1 as being the leading mode for explaining rainfall variability within the Caribbean (Chen & Taylor, 2002). On the other hand, the second EOF describes only 0.8% of the rainfall variance with negative values in northeast and positive values in the west which does not reflect the typical spatial pattern of rainfall in Jamaica. According to CSGM (2012), the northeast generally receives the highest amount of rainfall and drier conditions are normally along the south coast. However, as noted by Sun, Chang, Huang & Opp (2012), EOFs are sensitive to spatio-temporal domains so there might be uncertainty when extracting physical meaning from the modes.

In the final analysis, the first mode of the rainfall and SST of the equatorial Pacific indicated a correlation of -0.3 which was statistically insignificant at the 5% level. This is consistent with other studies that highlight a negative correlation between the equatorial Pacific and Caribbean rainfall during the second wet season (Hastenrath, 1976). Besides, there is greater influence of SST in the tropical Atlantic on rainfall in the Caribbean at that time due to hurricane activities (Chen & Taylor, 2002). Figure 5 shows EOF 1 of the SST in the equatorial Pacific which explains about 42.2% of the total variance.

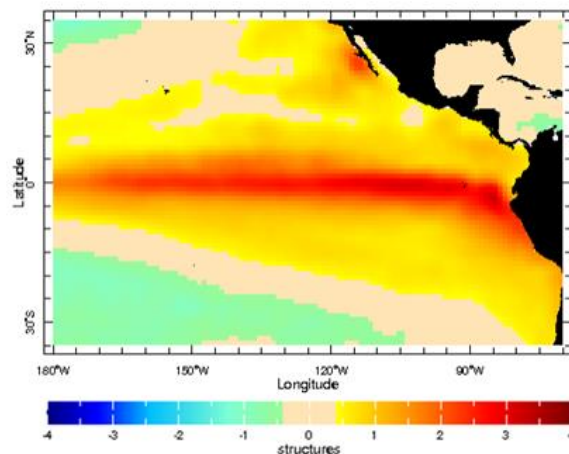


Figure 5. First EOF of the equatorial Pacific SST

Conclusions

This study examined rainfall patterns for Jamaica and the impact of SST in the equatorial Pacific on major flood events from 1988 to 2012. From the rainfall anomaly, two of the wettest periods (October 2005 and September 2010) corresponded to major flood events while the driest periods (May 1998 and November 2004) were drought events. Moreover, nine of the major floods occurred during La Niña while only two took place during weak El Niño episodes.

Regarding the EOF analysis, the first mode of the rainfall dataset explained majority of the variance which is in line with other studies in the Caribbean. In this mode, high precipitation values were concentrated in northeast Jamaica and lower values along some areas of the south coast. However, the second EOF highlighted negative values in the northeast and positive values in the west which is not a reflection of the typical spatial pattern for rainfall in Jamaica. Additionally, the first EOF of the SST and rainfall were negatively correlated and statistically insignificant. Since EOFs are known to be sensitive to spatio-temporal changes, care should be taken with its interpretation as some level of uncertainty might permeate through the analysis.

Acknowledgments

Support was provided from CAPES/Brazilian Ministry of Education in partnership with The Organization of the American States (OAS) through monthly stipend for PhD Scholarship received.

References

- Ballester M., C., González Y., Pérez R., 1995. Variabilidad de la ciclogénesis tropical en el Atlántico Norte. Informe Final del Resultado 415.511, *Instituto de Meteorología*, C. Habana. 88 pp.
- Bove M., C., Elsner J., B., Landsea C., W., Niu, X., O'Brien, J., J., 1998. Effect of El Niño on U.S. landfalling hurricanes, revisited. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2477–2482.
- Chen A., A., Taylor M., A., 2002. Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño+ 1 year. *Int. J. Climatol.*, **22**, 87–106
- Chen A., Roy, A., McTavish, J., M., Taylor M., Marx, L., 1997. Using SST anomalies to predict flood and drought conditions for the Caribbean. Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies Rep. 49, 41 pp.
- Climate Studies Group, Mona (CSGM), 2017: State of the Jamaican Climate 2015: Information for Resilience Building (Full Report). Produced for the Planning Institute of Jamaica (PIOJ), Kingston Jamaica.
- Climate Studies Group, Mona (CSGM), 2012: State of the Jamaican Climate 2012: Information for Resilience Building (Full Report). Produced for the Planning Institute of Jamaica (PIOJ), Kingston Jamaica
- ECLAC, 2001. Jamaica: Assessment of the damage caused by flood rains and landslides in association with Hurricane Michelle, October 2001. Implications for economic, social and environmental development. Available at: <http://www.cepal.org>. Accessed on January 12, 2019.
- ECLAC. 2002. Jamaica: Macro-socio-economic assessment of the damage done by flood rains and landslides May 2002. Available at: <https://www.pioj.gov.jm/>. Accessed on January 12, 2019.
- EM-DAT: The Emergency Events Database - Université catholique de Louvain (UCL) - CRED, D. Guha-Sapir - www.emdat.be, Brussels, Belgium.
- Funk, C. C, Peterson, P. J., Landsfeld, M. F., Pedreros, D. H., Verdin, J. P., Rowland, J. D., Romero, B. E., Husak, G. J. Michaelsen, J. C., and Verdin, A. P., 2014. A quasi-global precipitation time series for drought monitoring: U. S. Geological Survey Data Series 832, 4 p. Available at: <http://dx.doi.org/10.3133/ds832>. Accessed on January 20, 2019.
- Giannini A., Kushnir Y., Cane M., A., 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **13**: 297–311.
- Gray W., M., 1984. Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649–1668.
- Hastenrath S., 1976. Variations in the low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. *Journal of Atmospheric Science*. **33**: 202–215
- Patricola C., M., Saravanan, R., Chang, P., 2014. The Impact of the El Niño–Southern Oscillation and Atlantic Meridional Mode on Seasonal Atlantic Tropical Cyclone Activity. *J. Climate*, **27**, 5311–5328
- Pausata, F., S., R., Kerry, A., Chiacchio, E., M., Diro, G., T., Zhang, Q., et al., 2016. Tropical cyclone activity during the mid-Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences May 2017, 201619111
- Sun Z., Chang N., B., Huang Q., Opp C., 2012. Precipitation patterns and associated hydrological extremes in the Yangtze River basin, China, using TRMM/PR data and EOF analysis, *Hydrological Sciences Journal*, **57**:7, 1315–1324
- Trenberth K., National Center for Atmospheric Research Staff (Eds), 2019. The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI). Available at: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni>.
- Vimont D., Kossin J., P., 2007. The Atlantic meridional mode and hurricane activity. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L07709.

RECHAUFFEMENT ESTIVAL RECENT EN ROUMANIE EN RELATION AVEC LES TYPES DE TEMPS

HOLOBĂCĂ I.H. (1)

(1) Département de Géographie Physique et Technique, Université Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie, iulian.holobaca@ubbcluj.ro

Résumé : De nombreuses études relient les changements observés dans les climats locaux aux variations de la circulation atmosphérique. Une méthode utilisée pour montrer cette relation vise à décrire la circulation atmosphérique par les types de temps. Ce document présente une classification objective de la circulation atmosphérique en Roumanie, entre 1951 et 2010, et ses liens avec les changements importants observés dans les températures estivales après 1980. Nous aurons recours à une classification automatique basée sur la classification subjective de Lamb (1950). Cette méthode nous a permis de définir 27 types de CWTs pour la Roumanie, deux avec une grande vortacité (cyclonique (C), anticyclonique (A)), huit types directionnels purs, 16 types hybrides et un type avec flux indéterminé correspondant à non classifié type (U). Nous avons utilisé la méthode de Barry et Perry (1973) pour décomposer la différence climatique entre deux périodes (1951 – 1980 et 1981 - 2010) selon deux différentes modalités (fréquence et type de circulation).

Mots clés: CWT ; températures estivales ; Lamb ; réchauffement ; Roumanie.

Summary: Many studies link the observed changes in local climate to the variations in the atmospheric circulation. A tested method of the describing atmospheric circulation is by employing the weather or circulations types. This paper presents an objective classification of atmospheric circulation affecting Romania, between 1951 and 2010, and its links with the significant changes in temperatures after 1980. A successful approach is the automatic classification based on the Lamb (1950) subjective scheme. This method allows us to define 27 types of CWTs for Romania, two with high vorticity (cyclonic (C), anticyclonic (A)), eight pure directional types, 16 hybrid types and one with light indeterminate flow corresponding to Lamb's unclassified type (U). We used Barry and Perry, 1973 method to decompose the climate difference between two periods (1951 – 1980 vs 1981 - 2010) into different parts that are caused by frequency and within-type changes of circulation.

Keywords: CWT; summer temperatures; Lamb; warming; Romania

Introduction

Dans cette étude nous présentons une classification objective des types de circulation atmosphérique et les relations qu'ils entretiennent avec le réchauffement récent observé en Roumanie. Des indices journaliers du champ de pression ont été utilisés pour construire le schéma de classification. Les classes qui jouent un rôle prépondérant dans l'apparition des périodes chaudes ou froides ont été identifiées en calculant les anomalies thermiques pour chaque type de temps.

Une approche qui a fait ses preuves dans ce domaine est la classification automatique basée sur la classification subjective de Lamb (1950). Utilisée à l'origine par Jenkinson et Collison (1977) pour les îles britanniques, cette méthode a également été appliquée à d'autres régions d'Europe : Goodess et Jones (2002), Trigo et DaCamara (2000), Ramos et al. (2014) dans la péninsule ibérique ; Chen (2000) pour la péninsule scandinave ; Holobaca (2010) pour la Roumanie.

Un avantage considérable de la méthode est l'analyse automatique d'un grand volume de données nécessaires à une telle étude à l'échelle journalière. Les désavantages consistent soit dans l'obtention d'un grand nombre de classes, soit dans l'apparition des situations qui ne sont pas classifiées.

1. Données et Méthodes

1.1 Les données de pression atmosphérique dans le point de grille

Les données de pression atmosphérique dans le point de grille utilisées pour l'identification des types de temps (fig. 1) ont été obtenues à partir des données de réanalyse NCEP / NCAR (Kalnay et al., 1996). Ces données sont disponibles à une résolution de 2,5 ° par 2,5 ° de latitude / longitude pour quatre heures (00, 06, 12 et 18 UTC) sur une base quotidienne, depuis le 1er Janvier 1948.

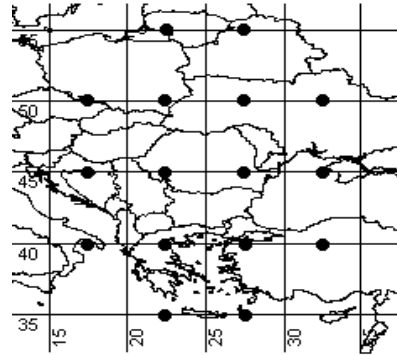


Figure 1. La grille utilisée pour calculer les indices de direction et de vorticité du courant géostrophique.

1.2 Le schéma de classification

Les auteurs ont utilisé une série d'indices de la direction et de la vorticité du courant géostrophique. Les indices sont : flux en direction sud (SF), flux en direction ouest (WF), flux total (F), vorticité sud (ZF), vorticité ouest (ZW) et vorticité totale (Z). On a fait le calcul de ces indices en utilisant les valeurs de pression atmosphérique au niveau de la surface terrestre (SLP) obtenues en 16 points de grille (p1 – p 16).

$$\text{Flux en direction ouest : } WF = 0.5 \times [(p_{12} + p_{13}) - (p_4 + p_5)] \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \text{Flux en direction sud : } SF = 1.41 \times [0.25 \times (p_5 + 2.0 \times p_9 + p_{13}) \\ - 0.25 \times (p_4 + 2.0 \times p_8 + p_{12})] \end{aligned} \quad (2)$$

$$\text{Flux total : } F = (S^2 + W^2)^{1/2} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \text{Vorticité ouest : } ZW = 0.94 \times [0.5 \times (p_{15} + p_{16}) - 0.5 \times (p_8 + p_9)] \\ - 0.85 \times [0.5 \times (p_8 + p_9) - 0.5 \times (p_1 + p_2)] \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \text{Vorticité sud : } ZS = 0.25 \times (p_6 + 2.0 \times p_{10} + p_{14}) - 0.25 \times (p_5 + 2.0 \times p_9 + \\ p_{13}) - 0.25 \times (p_4 + 2.0 \times p_8 + p_{12}) + 0.25 \times (p_3 + 2.0 \times p_7 + p_{11}) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\text{Vorticité totale : } Z = ZW + ZS \quad (6)$$

La direction du flux géostrophique est calculée à l'aide de la relation : $Tg^{-1}(WF/SF)$. Si l'indice WF est positif on ajoute 180°. On a utilisé une rose des vents en 8 directions, chaque direction ayant un secteur de 45°.

Si $|Z| < F$, le flux géostrophique ne présente pas de vorticité (il est droit), dans ce cas le type de circulation est donné par la direction du flux (8 types de circulation qui correspondent à la direction de la rose des vents).

Si le flux géostrophique présente une vorticité élevée, $|Z| > 2F$, le type de circulation est cyclonique si $Z > 0$, ou anticyclonique si $Z < 0$.

Si $F < |Z| < 2F$, le type de circulation est mixte et il est autant caractérisé par la direction que par la forme de circulation.

En utilisant cette méthode on obtient 26 types de circulation : 8 types directionnels, 1 anticyclonique, 1 cyclonique et 16 types de circulation mixte. Pour faciliter le traitement statistique des données obtenues, les 26 types de circulation ont été regroupés en 10 types de base. Les types de circulation mixtes ont été inclus dans les types correspondants directionnels et cycloniques ou anticycloniques (par ex., pour le type ANE, la moitié des cas ont été inclus dans le type A et la moitié dans le type NE).

2. Résultats

2.1 La variabilité interannuelle des LCWTs en Roumanie

La figure 2 présente les fréquences mensuelles des CWT pour la période 1950-2010. La variabilité annuelle respecte les tendances précédemment observées dans l'expérience synoptique. Le CWT le plus fréquent au cours de l'année est de type anticyclonique (A). Cette classe a une variabilité annuelle importante. La fréquence maximale est observée pendant l'automne (43,7%), lorsque des situations synoptiques atmosphériques stables s'installent sur la Roumanie (Donciu, 1962). La fréquence minimale (22,0%) est enregistrée à la fin du printemps lorsque la fréquence de l'instabilité atmosphérique sur le territoire roumain est la plus élevée (Topor, 1964). Un deuxième minimum (35,5%) est observé à la fin de l'automne.

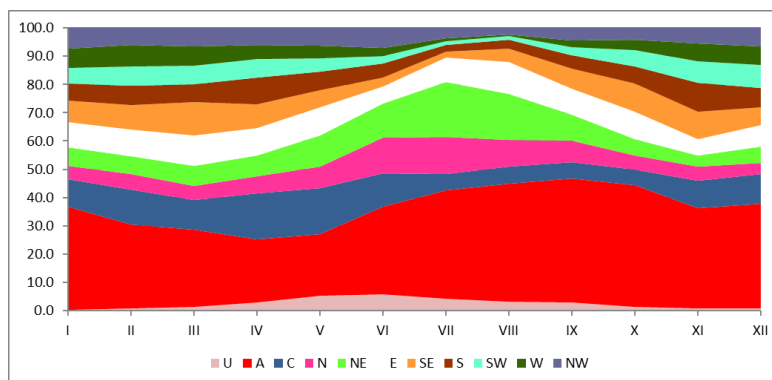


Figure 2. Fréquence mensuelle des CWTs pour la période 1950 – 2010

Le type cyclonique (C) présente une variabilité bimodale au cours de l'année. Le maximum d'occurrence est observé à la fin du printemps (16,3%) et correspond au minimum du type A. Un deuxième maximum survient pendant la saison d'hiver (10,4%), en décembre, et peut être corrélé à l'intensification de l'activité cyclonique dans les régions de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée. Le principal minimum est observé durant l'automne, en octobre (5,3%) et correspond à la fréquence minimale du type anticyclonique (A).

Les caractéristiques de variabilité interannuelle ont été utilisées pour organiser les types directionnels en deux catégories : N, NE et E, qui ont la fréquence maximale principale en été et la fréquence minimale en automne. Les autres types de signaux directionnels ont leur fréquence minimale en été (juillet ou août) et maximale en fin de saison d'automne (S), en hiver (SO, ouest et nord-ouest) ou au début de la saison de printemps (SE).

Les CWT de la première catégorie ont une variabilité interannuelle proche du type cyclonique (C), mais le maximum et le minimum surviennent avec un délai d'un ou deux mois. Le type NE a une fréquence plus grande que le type C pendant la saison estivale, avec un

maximum de 19,4% en juillet. Les types N et E sont les plus fréquents des CWT après le type A en juillet et en août.

La deuxième catégorie de CWT agit comme un type anticyclonique (A) et un retard de deux à trois mois est observé dans l'apparition du minimum et du maximum. Une attention particulière doit être donnée au type NW qui a deux fréquences égales maximales sensibles (7,2% en décembre et 7,0% en mai). Ces moments de l'année correspondent au maximum d'activité cyclonique dans les régions de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée (décembre) et au maximum d'occurrence de l'instabilité dynamique en Roumanie (mai) (Topor, 1964). Ce type de CWT est lié à l'activité cyclonique plutôt qu'à la circulation anticyclonique.

Contrairement à Jenkinson et Collison (1977), nous avons conservé le type de flux indéterminé, correspondant au type non classifié de Lamb, U, qui présente un modèle de variabilité interannuelle très clair. Ce type a un maximum d'occurrence pendant l'été avec un maximum en juillet (5,7%) et un minimum en hiver avec une fréquence inférieure à 1%.

2.2 Les caractéristiques thermiques des LCWTs en Roumanie

Les anomalies moyennes saisonnières et annuelles de température ont été reliées aux types de circulation atmosphérique. Pour le calcul des anomalies nous avons adopté la même méthode que Chen (2000) a utilisée pour étudier la relation entre les CWTs et la température en Suède. Les anomalies journalières ont été calculées pour 22 stations météorologiques qui couvrent tout le territoire de la Roumanie (Fig. 3). Les données des précipitations journalières proviennent du projet European Climate Data Assessment (ECAD) Klein Tank et al. (2002) et sont disponible sur le site <http://eca.knmi.nl/>



Figure 3. Position géographique de stations météorologiques utilisées

On peut dissocier les classes *chaudes* qui ont des anomalies moyennes journalières de température supérieures à $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$ / jour, *froides* qui présentent des anomalies inférieures à $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ / jour, *intermédiaires* qui ont des anomalies comprises entre ± 1 et $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ / jour et *normales* avec des anomalies comprises entre $-0,5$ et $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ / jour (Tableau 1).

Les valeurs annuelles montrent que les types de circulation chauds sont W, SW, S et UD ; les types froids et intermédiaire froids sont N, NE et E. Le type A est intermédiaire froid et le type C est intermédiaire chaud. Pour les types C et NW on observe le changement saisonnier le plus spectaculaire : le type C est chaud pendant l'hiver et intermédiaire froid pendant l'été, le type NW présente une anomalie de température fortement positive pendant l'hiver ($2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ / jour) et une anomalie négative qui dépasse $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ / jour pendant l'été. Cette situation est

directement liée aux caractéristiques thermiques saisonnières des masses d'air maritime d'origine atlantique ou méditerranéen transportées par ces types de circulation.

Tableau 1. Anomalies moyennes journalières de température (en gras - les types froids et chauds, en foncé - les types intermédiaires, en clair - le types normaux).

CWT	Hiver	Printemps	ETE	Automne	An
A	-1.4	-0.3	0.2	-0.7	-0.6
C	2.6	0.2	-0.6	1.1	0.8
E	-2.3	-1.0	0.7	-0.8	-0.9
N	-0.4	-1.2	-1.6	-0.8	-1.2
NE	-1.6	-1.4	-0.1	-0.9	-0.8
NW	2.1	0.4	-1.1	0.4	0.7
S	1.4	1.0	1.0	1.9	1.4
SE	-0.9	-0.5	0.3	0.1	-0.3
SW	2.4	2.2	1.3	2.5	2.3
UD	-0.2	0.7	1.2	1.5	1
W	3.5	2.5	1.1	2.1	2.68

2.3 Les changements dans les LCWTs (1951 – 1980 vs 1981 – 2010)

La méthode de Barry et Perry 1973 a été utilisée pour décomposer la différence climatique T entre deux périodes (1951 – 1980 et 1981 - 2010) selon deux différentes modalités (F - changement de fréquence et I - changement au sein du type de circulation) (Tableau 2). Les changements ont aussi été classifiés comme *forts* (supérieurs à ± 1 ° C), *intermédiaires* (entre ± 1 et $\pm 0,5$ ° C) et réduits entre -0,5 et +0,5 ° C.

Tableau 2. Changements dans les LCWTs 1951 – 1980 vs 1981 – 2010 (en gras – changement fort, foncé – changement intermédiaire, clair – changement réduit).

CWT	Hiver			Printemps			ETE			Automne			An		
	F	I	T	F	I	T	F	I	T	F	I	T	F	I	T
Change															
A	-0.4	1.0	0.6	1.4	1.5	2.9	3.0	1.8	4.8	-0.1	-0.3	-0.5	1.1	0.9	2.0
C	-0.2	0.4	0.2	-1.7	0.1	-1.6	-1.1	0.4	-0.7	-0.5	0.0	-0.5	-1.0	0.3	-0.7
E	0.4	-0.1	0.3	0.3	-0.1	0.2	-1.4	0.4	-1.0	-0.8	0.0	-0.8	-0.5	0.2	-0.3
N	-0.1	0.0	0.0	0.3	0.3	0.5	-0.2	0.7	0.6	0.5	0.2	0.8	0.3	0.1	0.5
NE	0.1	0.1	0.2	-0.3	-0.2	-0.5	2.6	0.6	3.1	0.2	-0.1	0.1	0.2	0.5	0.7
NW	0.2	0.3	0.4	0.7	0.3	0.9	0.5	0.2	0.8	0.3	0.0	0.3	0.6	0.0	0.6
S	0.0	-0.1	-0.1	0.4	0.2	0.6	-1.5	0.1	-1.5	-0.7	-0.4	-1.0	-0.5	0.0	-0.5
SE	0.2	0.4	0.7	-0.9	0.8	-0.1	-0.6	0.2	-0.5	0.3	-0.4	-0.1	-0.5	0.4	0.0
SW	0.0	-0.1	0.0	-0.6	0.1	-0.5	-0.6	0.2	-0.4	0.4	0.1	0.5	0.0	-0.1	-0.1
UD	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	0.3	-0.2	0.2	0.2	0.4	-0.2	0.2	-0.1
W	0.4	0.2	0.6	0.8	-0.2	0.5	-0.1	0.1	0.0	0.3	0.1	0.4	0.5	-0.1	0.4

On remarque que le type anticyclonique (A) est le principal responsable du réchauffement observé dans la période 1981 – 2010 comparativement à la période 1951 – 1980. Le type du temps A est devenu plus chaud et plus fréquent dans la période la plus récente. La différence climatique (T) la plus élevée est observée pendant l'été (4,8 ° C) suivi par le printemps (2,9 ° C). Ce réchauffement estival est soutenu aussi par le type NE (T = 3,1° C). Même si le changement dû à la fréquence des types chauds et cyclonique (C) cause un refroidissement, il ne peut pas compenser le réchauffement et reste modeste dans les valeurs annuelles.

Conclusions

La classification automatique des types de temps en Roumanie pour la période 1951 - 2010 à l'échelle journalière nous a permis de manipuler un volume important de données et de relier la variabilité de la circulation atmosphérique au régime thermique. Le calcul des anomalies de températures pour chaque type de circulation a facilité la discrimination entre les types *chauds* et *froids* de circulation. L'analyse des changements du caractère thermique de la circulation atmosphérique en Roumanie entre les périodes 1951 – 1980 et 1981 – 2010 montre que le réchauffement récent est bien corrélé au type du temps anticyclonique A qui est devenu plus chaud est plus fréquent notamment pendant l'été.

Bibliographie

- Barry, R.G., Perry, A.H. 1973. Synoptic Climatology Methods and Applications. London, Methuen & Co Ltd., 555 p.
- Chen, D. 2000. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1067-1076
- Donciu, C., 1962. Studiul secetelor din RPR, I, Cauzele sinoptice ale secetelor, *MHGA*, **3**, 170 – 176.
- Holobacă IH., 2010. Studiul secetelor din Transilvania, Cluj-Napoca, Presa Universitară Clujană, 242 p.
- Kalnay, E., et all., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-471.
- Klein Tank A.M.G., et all, 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, **22**,1441-1453
- Jenkinson A.F., Collinson F.P., 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum, London, Meteorological Office, 62 p.
- Jones P.D., Hulme M., Briffa K.R., 1993. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme, *International Journal of Climatology*, **13**, 655 – 663.
- Lamb, H.H., 1950. Types and spells of weather around the year in the British Isles. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **76**, 393-438.
- Ramos, A. M., Cortesi, N., and Trigo, R. M., 2014b. Circulation weather types and spatial variability of daily precipitation in the Iberian Peninsula. *Front. EarthSci.* **2**:25, 1345-1365.
- Topor N., 1964, Ani ploioși și secetoși, CSA, București, Institutul de Meteorologie, 301 p.
- Trigo M.R., DaCamara C.C., 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, *International Journal of Climatology*, **20**, 1559 – 1581

THE USE OF COPULA METHOD FOR THE BIAS CORRECTION OF MPI MODEL EXTREME PRECIPITATION IN NESTOS CATCHMENT

LAZOGLOU G. (1), ANAGNOSTOPOULOU C. (1) et SKOULIKARIS C. (2)

(1) Department of Meteorology and Climatology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece
glazoglou@geo.auth.gr

(2) Department of Civil Engineering Aristotle University of Thessaloniki (Greece)

Summary: Last decades, extreme climate episodes have become more frequent and intense with severe impacts in different fields such as agriculture and economy. Extreme rainfalls are one of the most severe phenomena. Consequently, scientists try to understand and analyze their characteristics in order to project their future values with climate models. Unfortunately, there are important biases between the values of climate models and observed extremes and several statistical methods are used for the reduction of these biases - bias correction techniques. The present study proposes a new bias correction method, the copula method, for correcting extreme rainfalls of the MPI regional climate model, in a Greek catchment. The results were evaluated both spatially and temporally and showed that copula is a statistical method that can satisfactorily improve the projected extreme rainfalls in the studied area.

Keywords: copula, extremes, precipitation, bias correction, Greece

Résumé : Au cours des dernières décennies, les événements climatiques extrêmes, comme les pluies extrêmes, sont devenus plus fréquents et plus intenses, avec des impacts graves dans différents domaines tels que l'agriculture et l'économie. C'est la raison pour laquelle, la communauté scientifique tente de comprendre et d'analyser les caractéristiques des pluies extrêmes afin de projeter leurs valeurs futures en utilisant des modèles climatiques. Malheureusement, des biais considérables entre les valeurs des modèles climatiques et les extrêmes valeurs observés existent, subséquemment plusieurs méthodes statistiques sont utilisées pour réduire les biais. La présente étude propose une nouvelle méthode de correction de biais, la méthode copula, pour corriger les pluies extrêmes du modèle climatique régional MPI, dans un bassin versant grec. Les résultats ont été évalués aussi spatialement que temporellement et montrent que copula est une méthode statistique qui peut améliorer de manière satisfaisante les précipitations extrêmes projetées dans l'étude de cas.

Mots clés: copula, extrêmes, pluies, correction biais, Grèce.

Introduction

Last decades, it is generally accepted that extreme climate events are observed with higher intensity and frequency causing severe problems in different fields such as economy, agriculture, insurances, society (Easterling et al., 2000). For example, some of the most severe drought events caused by extremely low precipitations and result in some of the most important shortfalls in many crops production (Lobell and Burke, 2008). Except of extremely low precipitations impacts, an extremely high rainfall episode is also dangerous as it can cause flood events (Frei et al., 2000). Taking into account the severe impacts of extreme rainfall episodes, scientists try to analyze and project their behavior. Climate models constitute an attractive tool for extremes projection. Unfortunately, the biases between models' projections (especially for extreme events) and observed values are important (Mearns et al. 2012; Sillmann et al. 2013). Lupo and Kininmoth (2013) prove that a serious reason why models projections diverge from the observed is the inability of models to describe of all the physical, chemical and biological procedures that observed in the atmosphere. Additionally, despite the technology evolution the computation power is still limited (Easterling et al., 2000).

In order to use climate models projections for extremes, scientists develop some statistical methods for minimizing the observed biases. The quantile mapping is one of them and it is used

for the bias correction of GCM precipitations (Cannon et al., 2015). Additionally, linear correction method or the delta method (Hay et al., 2002) are also used for bias correction and their advantage is the simplicity of the procedure that they propose. Except of the linear correction methods, nonlinear methods have also been developed with improved results (Lenderink and Buishand, 2007).

In the present study, the copula method is proposed for the bias correction of extreme precipitations in a Nestos catchment, North Greece. The method was used and evaluated for its ability to improve projected extremes by climate models.

Copula is widely used statistical method in economics and insurances (Hu, 2006; Li, 2006; Goodwin, 2014; Yaoting, 2002) as well as, during the last decades in hydrology. Particularly several researchers try to model the dependence between two or more characteristics of drought episodes (Shiau, 2006; Shiau, 2009; Chen, 2012) while a general analysis of hydrological episodes and parameters had also been achieved with this method (Favre, 2004; Salvadori, 2007; Renard, 2007). The main advantage of this method - describe the correlation of the studied variables not only linearly as the correlation indices - results in its use more frequently.

1. Data and Method

1.1 Data

In the present research, daily precipitation values over the Nestos Catchment in the North-East part of Greece, are used (Figure 1). The values cover a period of 20 years starting from 1981 to 2000 and they are coming from two sources: i) The re-analysis dataset of the European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) (Haylock et al, 2008) with spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and ii) the Regional Climate Model dataset of the Max Plank Institute (MPI model) with spatial analysis $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

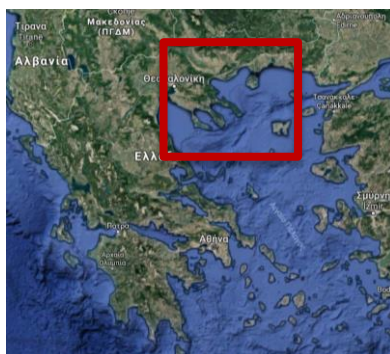


Figure 1. The studied area - Nestos catchment.

1.2 Methodology

Copula is a multivariate function which have normally distributed marginals between $[0,1]$ (Nelsen, 1999). According to Sklar (1959) when the marginal distributions of the studied parameters are continues, then the copula function is unique. This is the most important theorem of the copula method, as it means that every joint distribution of two or more variables can uniquely be decomposed into continues distributions of the variables and to a copula function. The general mathematical explanation of copula for n variables is: Assuming that $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ is a vector of n random variables and F_i is the marginal distributions - cumulative function - of each variable respectively, then the mathematical type of the joint distribution of these variables is a copula family $C: [0,1]^n \rightarrow [0,1]$ for all $x = (x_1, x_2, \dots, x_n) \in \mathbb{R}^n$, and is equal to

$F(y)=C\{F_1(x_1),\dots,F_n(x_n)\}$. According to the above analysis, copula C , of two or more random variables X , is a mathematical function that models the marginals F_1,\dots,F_n to the joint distribution $F(X\sim F=C(F_1,\dots,F_n))$. (Patton, 2009; Patton, 2012)

In the present study for the bias correction of MPI model's extreme precipitations, some sequel steps have been followed. Firstly, for every MPI grid point the closer E-OBS grid was chosen as default, for the correction and the evaluation of the proposed method. After that, the copula family which describes more satisfactorily the dependence between mean and extreme monthly precipitations of each E-OBS grid point was chosen. It should be mentioned that for the selection of the best copula family, more than 10 copula families have been tested from both Elliptical and Archimedean categories. The tested families are: Clayton, Frank, Gaussian, Student, Joe, BB1, BB6, BB7, Tawn type 1 and 2. Following the selection of the appropriate family in every grid, the MPI's extreme precipitation combined with the selected copula family and the bias corrected extremes were simulated. Finally, the bias corrected values were compared with the corresponding E-OBS extremes with different statistical methods in order to evaluate the copula method for extremes bias correction.

2. Results

The dependence between E-OBS mean and extreme rainfalls was described with the selected copula family in each grid point. Using MPI extremes in combination with the copula function, the MPI's bias corrected extremes were found. The bias corrected extremes were compared with both MPI and E-OBS extremes for the evaluation of the copula method. The evaluation was made in both spatially and temporally base.

A comparison between the E-OBS extreme precipitations and MPI's extreme rainfalls before and after the bias correction was accomplished for all the 45 grid points that cover the studied area. The results were similar for most of grid points. Consequently, the line plots for one grid are presented in Figure 2. It should be mentioned that the selection of the one grid was random and the behavior of extremes for almost all the other grids was the same with small differences in extreme precipitation amounts.

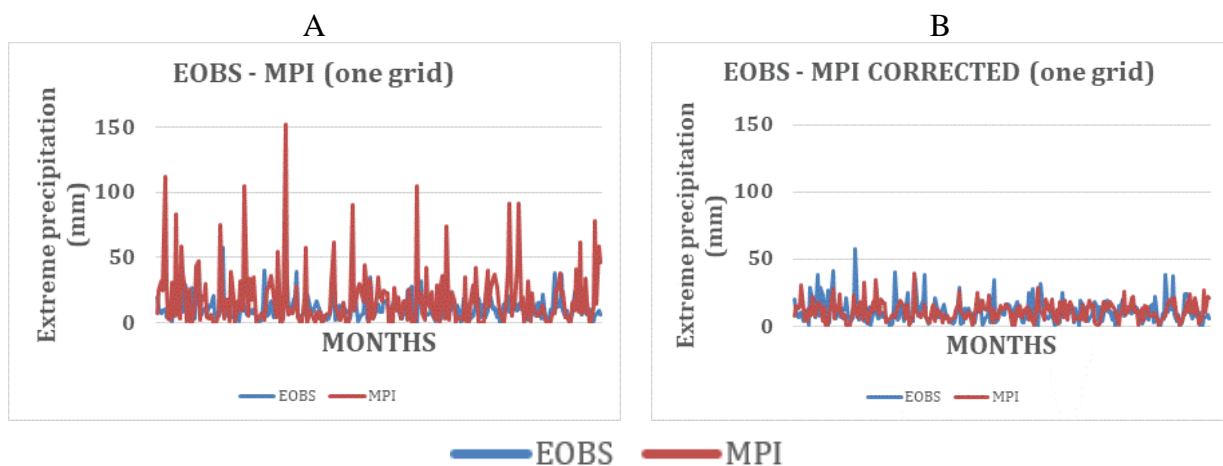


Figure 2. Extreme precipitations during the 20 studied years for one random grid of the studied area. A) presents the extremes' time series for E-OBS and MPI data and B) for E-OBS and bias corrected MPI data.

According to Figure 2A, MPI model overestimate the extreme monthly rainfalls for the majority of the studied months (from 1981 to 2000). The studied grid presents extreme precipitations that do not exceed the 60 mm, while according to MPI during several months the recorded extreme rainfall exceeds the 100 mm. Moreover, in some cases the overestimation of

the MPI is greater than 100 mm. On the other hand (Figure 2B), after the bias correction, the new data set is much closer to the E-OBS extremes and as Figure 2B shows in some months there is an underestimation of the E-OBS extremes.

2.1 Temporal evaluation for the whole region (mean grid)

The results for one grid have been presented and analyzed. In the present session an average of the results from the 45 grids that cover the studied region were analyzed. Figure 3 presents the average of the monthly extreme rainfalls for the 45 grids according to the E-OBS, MPI and MPI bias corrected data set. As it can be seen in Figure 3 the MPI model, overestimate the extreme precipitation of the area during the whole studied period, while after the bias correction the results are closer to the E-OBS. Additionally it is shown that there are some months when the MPI extremes before the correction were greater than 50mm, while the E-OBS values for the same months were almost 25 mm. After the bias correction, extremes are closer to the E-OBS data set as it is equal to 20 mm.

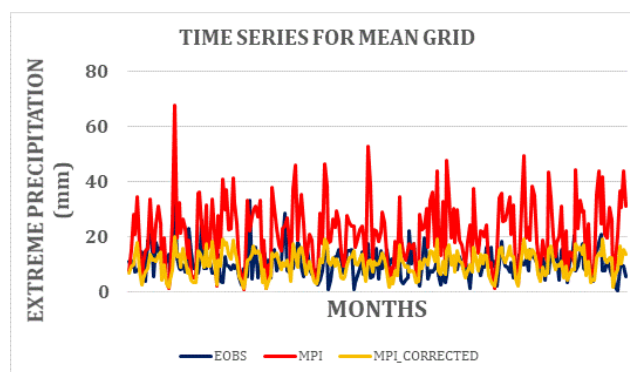


Figure 3. The average of extreme precipitations of the 45 grids, covering the studied area. With the blue color E-OBS values were described, with the red the MPI values and with yellow the MPI bias corrected.

2.2 Spatial evaluation

Except of the temporal evaluation of the copula method for bias correction, a spatial analysis is also occurred for the studied area. Particularly, the average of the extremes in every grid were calculated for the three studied data sets (E-OBS, MPI, MPI bias corrected). After that, the differences between the MPI and E-OBS data sets and the bias corrected MPI and E-OBS data were estimated and plotted in Figure 4A. According to the results (Figure 4A), the MPI model, present important differences from the E-OBS data set. In almost whole studied area (except a small part in the sea), the MPI extremes are greater than E-OBS and in some continental regions (as Thrace), the overestimation is greater than 20mm. On the other hand, the bias corrected MPI extremes (Figure 4B) approach satisfactorily E-OBS extremes in the studied area and the differences range between -1 to 1 mm. A more detailed analysis of Figure 4B is presented in Figure 4C where the color scale describes the differences with a range of 0.25mm. According to Figure 4C the bias corrected MPI extremes underestimate the E-OBS extreme values almost for 1mm while in some continental areas the underestimation is less than 0.5mm.

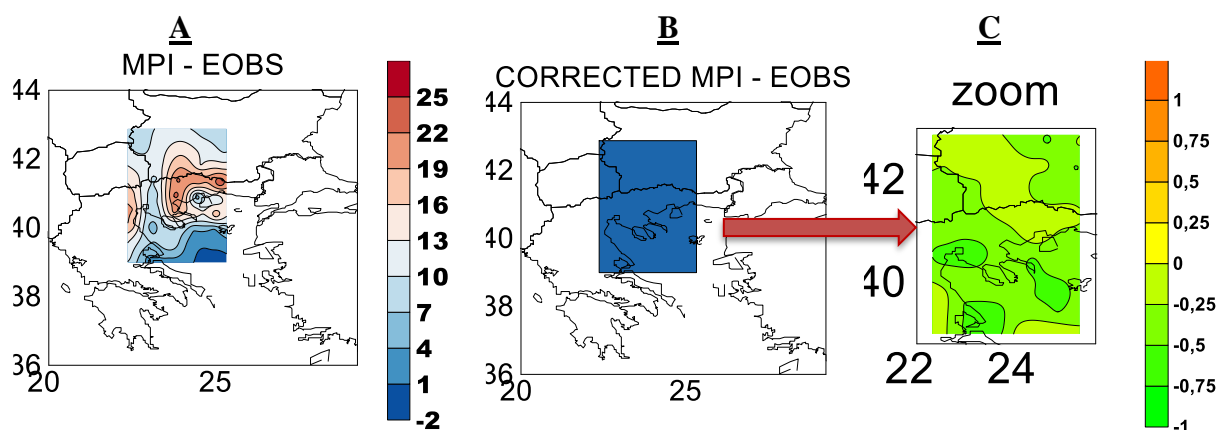


Figure 4. Spatial analysis of differences between A) MPI and E-OBS extreme rainfalls and B) bias corrected MPI and E-OBS extreme rainfalls. 4C presents a more detailed analysis of the map between bias corrected MPI and E-OBS extremes as the differences are lower and they are not distinguished with the color scale of the first maps.

Conclusions and Discussion

The present study aims to present a new statistical method - the copula method - for the bias correction of extreme precipitations in the region of Nestos catchment. Daily rainfall records from both E-OBS and MPI model were used. The E-OBS values were the default values and the bias correction method was applied in MPI extremes. Both a spatial and temporal analysis occurred for the evaluation of copula method. Previous studies have tested the copula method for the bias correction of mean not extremes temperatures (Mao, 2015) and precipitation data (Alidoost et al, 2017). The results of these studies are in accordance with the present study as the copula method is appropriate for the bias correction of the studied data sets. Specifically, copula method is proposed for the correction of extreme rainfalls in the studied area, as the MPI model overestimates significantly the E-OBS values while after the bias correction, the differences are lower. Despite the good results of studies using copula, most of researchers agree that copula method is a useful tool, but further investigation is needed in the future for its use (Mao et al,2015; Alidoost et al. 2017).

Acknowledgments

This research is co-financed by Greece and the European Union (European Social Fund-ESF) through the Operational Programme «Human Resources Development, Education and Lifelong Learning» in the context of the project “Strengthening Human Resources Research Potential via Doctorate Research” (MIS-5000432), implemented by the State Scholarships Foundation (IKY)».

References

- Alidoost F., Stein A., Su Z., Sharifi A., 2017. Three novel copula-based bias correction methods for daily ECMWF air temperature data. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/hess-2017-93, 2017.
- Cannon A.J., Sobie S.R., Murdock T.Q., 2015. Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, **28(17)**, 6938-6959.
- Chen L., Singh V.P., Guo S., Mishra A.K., Guo J., 2012. Drought analysis using copulas. *Journal of Hydrologic Engineering*, **18(7)**, 797-808.

- Easterling DR., Meehl GA., Parmesan C., Changnon S.A., Karl T.R., & Mearns LO., 2000. Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, **289**(5487), 2068-2074.
- Favre AC., El Adlouni S., Perreault L., Thiémond N., & Bobée B., 2004. Multivariate hydrological frequency analysis using copulas. *Water resources research*, **40**(1).
- Frei C, Davies HC., Gurtz J., & Schär C., 2000. Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, **1**(4), 281-300.
- Goodwin BK., Hungerford A., 2014. Copula-based models of systemic risk in US agriculture: implications for crop insurance and reinsurance contracts. *American Journal of Agricultural Economics*, **97**(3), 879-896.
- Hay LE., Clark MP., Wilby RL., Gutowski WJ., Leavesley GH., Pan Z., Arritt RW., Takle ES., 2002. Use of regional climate model output for hydrologic simulations. *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 571 – 590. doi: 10.1175/1525-7541
- Haylock MR., Hofstra N., Klein Tank AMG., Klok E.J., Jones P.D., New M., 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res (Atmospheres)*, **113**, D20119, doi:10.1029/2008JD10201
- Hu L., 2006. Dependence patterns across financial markets: a mixed copula approach. *Applied financial economics*, **16**(10), 717-729.
- Lenderink G., Buishand A., van Deursen W., 2007. Estimates of future discharge of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 1145 – 1159, doi: 10.5194/hess-11-1145-2007.
- Li Y., Cheng XJ., 2006. Tail Dependence Analysis of SZI & HSI Based on Copula Method [J]. *Systems Engineering*, **5**, 016.
- Lobell DB., & Burke M.B., 2008. Why are agricultural impacts of climate change so uncertain? The importance of temperature relative to precipitation. *Environmental Research Letters*, **3**(3), 034007.
- Lupo A, Kininmonth W., 2013. Global climate models and their limitations. *Climate change reconsidered II: Physical science*, 9-148.
- Mao G., Vogl S., Laux P., Wagner S., Kunstmann H., 2015. Stochastic bias correction of dynamically downscaled precipitation fields for Germany through Copula-based integration of gridded observation data. *Hydrology and Earth System Sciences*, **19**(4), 1787-1806.
- Mearns, LO. Et al., 2012. The North American Regional Climate Change Assessment Program: Overview of phase I results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 1337–1362, doi:10.1175/ BAMS-D-11-00223.1
- Nelsen, RB.: An Introduction to Copulas, Springer, New York, 1999
- Patton AJ., 2009. Copula-based models for financial time series. In *Handbook of financial time series* (pp. 767-785). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Patton, AJ., 2012. A review of copula models for economic time series. *Journal of Multivariate Analysis*, **110**, 4-18.
- Renard B., Lang M. 2007. Use of a Gaussian copula for multivariate extreme value analysis: some case studies in hydrology. *Advances in Water Resources*, **30**(4), 897-912.
- Salvadori G., & De Michele C., 2007. On the use of copulas in hydrology: theory and practice. *Journal of Hydrologic Engineering*, **12**(4), 369-380.
- Shiau JT., 2006. Fitting drought duration and severity with two-dimensional copulas. *Water resources management*, **20**(5), 795-815.
- Shiau JT., Modarres R., 2009. Copula-based drought severity-duration-frequency analysis in Iran. *Meteorological Applications*, **16**(4), 481-489.
- Sklar A., 1959. "Fonctions de répartition à n dimensions et leurs marges," Publ. Inst. Stat. Univ. Paris, vol. 8, pp. 229–231.
- Sillmann J., Kharin VV., Zhang X., Zwiers FW., Bronaugh D., 2013. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**(4), 1716-1733. doi:10.1002/jgrd.50203.
- Yaoting Z., 2002. Copula Technique and Financial Risk Analysis [J]. *Statistical Research*, **4**(010).

RÉGIONALISATION DES PRÉCIPITATIONS DANS L'ÉTAT DU PARANÁ (BRÉSIL) EN LIEN AVEC LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DE LA MER

LIMBERGER L. (1) et. ELY D.F. (2)

(1) Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Brasil, leila.limberger@unioeste.br

(2) Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Londrina, Brasil, deise.ely@gmail.com

Résumé : L'objectif de ce travail est d'analyser la variabilité des précipitations associées aux anomalies de température de surface de la mer (TSM). C'est un défi, car le Paraná, État brésilien, est situé dans une zone de transition entre les climat tropical et subtropical. Une méthode de classification par groupements a été appliquée à un ensemble de données sur les précipitations provenant de 330 stations pour la période de 1977 à 2016. Cinq régions homogènes ont été désignées: Centre-Sud, Ouest / Sud-Est, Est, Centre-Ouest et Nord. Ensuite, la moyenne des stations pour chaque région a été calculée puis corrélée par la corrélation linéaire avec les données TSM. Les cartes résultantes montrent que les zones TSM les plus corrélées sont similaires pour chaque région, mais que leur intensité est différente. Grâce à la régression linéaire multiple, nous avons identifié que le Pacifique équatorial est davantage associé à la région O / S-O et l'Atlantique Nord aux autres régions. Ainsi, il existe au Paraná différents modèles de variabilité pluviométrique qui sont liés aux modulations des anomalies TSM.

Mots clés: données pluviométriques, analyse par groupements, régions homogènes, cartes de corrélation, régression linéaire.

Summary: Paraná is a Brazilian state located in a transition area between the tropical and subtropical climate; this paper aims to analyze its rainfall variability associated with Sea Surface Temperature (SST) anomalies. Cluster Analysis was used in a dataset of 330 rainfall stations to 1977 to 2016 period. Five homogeneous regions was defined, being called Center-South, West/Southwest, East, Center-West and North. Then, the average of rainfall stations in each region was calculated and linearly correlated with the global SST. The correlation maps resultant shows that the SST areas more correlated are similar to each region but the intensity is different. By multiple linear regression it was possible to identify that the Equatorial Pacific shows the higher association with West/Southwest region and North Atlantic shows the higher association with all the other regions. We conclude that there are different rainfall variability patterns in Paraná and there are modulated by different SST anomalies. This have to be considerate in climate and weather forecasts.

Keywords: rainfall stations dataset, cluster analysis, homogeneous regions, correlation maps, linear regression.

Introduction

L'état du Paraná se situe dans une zone de transition entre les climats tropical et subtropical, ce qui rend complexe la compréhension de sa variabilité climatique spatio-temporelle. Dans cette région du sud du Brésil, la variabilité climatique est modulée par les processus de téléconnexion atmosphériques. L'influence d'El Niño / Oscillation australe (ENSO) en est un exemple frappant, en particulier dans sa phase chaude, qui est associée à des événements de pluie anormaux enregistrés dans les années 1983, 1997/98 et 2014/15. Mais ce ne sont pas seulement les phénomènes ENSO qui déclenchent des processus anormaux dans la circulation de la région. Pezzi et Cavalvanti (2001), Marengo et al. (2009), Grimm (2009) ont identifié des liaisons de connexions atmosphériques entre les précipitations dans la région sud du Brésil et la température de surface de la mer tropicale dans l'Atlantique Nord. Andreoli et Kayano (2005), Barros, Doyle et Camilloni (2008) soulignent que les précipitations dans le sud de l'Amérique du Sud et l'occurrence

d'événements extrêmes lors d'épisodes ENSO intenses sont modulées par l'oscillation décennale du Pacifique (ODP).

Le territoire du Paraná, inséré dans le contexte d'une zone de transition climatique, caractérisé par une instabilité atmosphérique découlant de la dynamique complexe entre les systèmes tropicaux et polaires, engendre différents risques d'origine climatique. Silva et al. (2015) soulignent que le Paraná présente différents types de susceptibilités biophysiques face aux extrêmes climatiques et que le nord de l'État présente des risques principalement liés au stress hydrique, le centre du Paraná est sensible aux glissements de terrain tandis que le sud-ouest est surtout propice aux inondations. De plus, cette caractéristique géographique rend difficile la prévision des effets des anomalies TSM, ce qui pose un défi pour les politiques de gestion territoriale.

Compte tenu de la nécessité d'extrapoler la prise en compte des événements ENSO dans la modélisation du climat du Paraná, l'objectif principal de ce travail est d'identifier les régions présentant différents modèles de variabilité climatique et d'analyser la manière dont ces régions sont associées à la variabilité globale de la TSM.

1. Données et méthodes

1.1 Données



Figure 1. Localisation des stations pluviométriques retenues pour l'étude.

Initialement, les données journalières sur les précipitations ont été récupérées au pas de temps annuels, saisonniers et mensuels pour 605 stations pluviométriques issues des réseaux de l'Institut agronomique du Paraná (IAPAR), de l'Institut national de météorologie (INMET) et de l'Agence nationale de l'eau (ANA), pour la période de 1977 à 2016. Un contrôle de qualité a été appliqué, nous n'avons conservé que les stations ayant moins de 10% de données manquantes. Ainsi, les données pluviométriques de 330 stations ont été conservées (figure 1), 323 d'entre elles étant situées au Paraná et 7 dans les États voisins de São Paulo, Santa Catarina et Mato Grosso do Sul.

Nous avons également utilisé des données TSM globales issues de la nouvelle analyse NCEP / NCAR (KALNAY et al., 1996), avec une résolution spatiale de deux degrés obtenue sur le site *Climate Data Center/National Oceanic and Atmospheric Administration - CDC/NOAA*.

1.2 Analyse par groupements

Le tropique de Capricorne délimite la transition du climat tropical au nord du climat subtropical au sud de l'État du Paraná. Cette particularité climatique incite à vérifier la présence de différents modèles de variabilité temporelle dans les données pluviométriques. Pour cartographier la couverture de ces différentes zones, la technique par groupements (*clusters*) a été appliquée par la méthode de Ward par corrélation de Pearson, une analyse multivariée qui

visé à "séparer les données en groupes qui ne sont pas connus à l'avance" (Wilks, 2006). La procédure a été réalisée à l'aide du logiciel Statistica 8.0 - StatSoft.

1.2.1 Carte de corrélation linéaire TSM avec les précipitations

Une carte de corrélation linéaire avec les TSM globales a été élaborée pour chacune des régions identifiées dans l'analyse par groupements. Les cartes de corrélation linéaire sont utilisées dans les études de téléconnexion atmosphérique depuis les années 1980 et montrent où se trouvent les plus fortes corrélations entre les TSM et les précipitations. Le logiciel utilisé pour cette procédure était le *NCAR Command Language* (NCL), en appliquant la commande *sccr*. Les calculs ont été effectués pour les données avec et sans décalage, et le décalage variait de 0 à 9 mois (mais dans ce travail, seuls les résultats non différés - *lag* 0 et 1 mois - *lag* 1) seront présentés. Il convient de noter que pour de tels calculs, la tendance linéaire n'a pas été retirée.

1.2.2 Calcul des moyennes TSM dans les océans

Les cartes de corrélation linéaire indiquent des zones spécifiques dans les océans qui sont en corrélation avec les précipitations dans les régions de l'état de Paraná. Par conséquent, il a été décidé d'obtenir les moyennes TSM de ces zones au détriment de l'utilisation des indices climatiques produits par les instituts de recherche afin de rendre l'analyse plus spécifique à l'État. Les moyennes ont été extraites des données TSM NCEP / NCAR à l'aide du logiciel Grads. Les zones TSM les plus corrélées dans toutes les régions étudiées sont celles énumérées dans le tableau 1.

Tableau 1. Les coordonnées géographiques des zones TSM qui sont les mieux corrélées avec les précipitations dans les régions de l'état du Paraná.

	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>
<i>Pacifique Equatorial</i>	3 N - 3 S	85 W - 110 W
<i>Pacifique Tropical Sud</i>	15 S - 25 S	170 L - 160 W
<i>Pacifique Tropical Nord</i>	30 N - 40 N	175 L - 170 W
<i>Antarctique</i>	60 S - 45 S	140 W - 110 W
<i>Atlantique Tropical Nord</i>	20 N - 30 N	70 W - 40 W
<i>Atlantique Nord</i>	60 N - 70 N	30 W - 40 W
<i>Atlantique Tropical Sud</i>	15 S - 25 S	25 W - 40 W
<i>Atlantique Sud</i>	35 S - 45 S	55 W - 40 W

Avec les données des moyennes de chacune de ces zones de TSM et les valeurs de précipitations moyennes des régions homogènes identifiées pour le Paraná, il a été possible de calculer la régression linéaire multiple.

1.2.3 Régression linéaire

Dans la présente étude, une régression linéaire multiple a été utilisée pour simuler les précipitations (variable dépendante) dans les régions de l'état et pour avoir la moyenne de la TSM globale comme variable indépendante. Pour générer le modèle, les données ont

été utilisées pour la période de 1977 à 1998 et pour évaluer la précision du modèle, l'équation linéaire générée a été appliquée aux données de 1999 à 2016.

2. Résultats et discussion

Les résultats de nos analyses ont permis d'identifier cinq zones homogènes de variabilité pluviométrique dans l'État: centre-sud, ouest / sud-ouest, est, centre-ouest et nord, tel qu'illustré

dans la figure 2. Les résultats indiquent une association entre des régions homogènes, des fronts froids, des masses d'air, le relief et la latitude. La région centre-sud est la plus haute de l'état, l'ouest / sud-ouest reçoit des passages réguliers de fronts froids, l'est subit l'influence plus directe des systèmes originaires de l'Atlantique et du centre-ouest tandis que le nord est où des systèmes d'origine tropicale agissent de manière plus marquée.

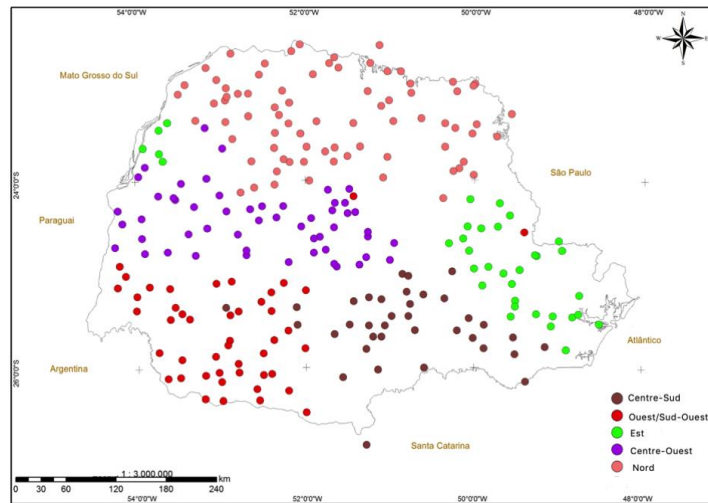


Figure 2. Carte du résultat des grappes avec les régions homogènes de variabilité identifiées pour l'état du Paraná.

Les cartes de corrélation linéaire générées (Figure 3) indiquent quelles sont les zones de TSM les mieux corrélées avec les précipitations dans les cinq régions de l'État, tant dans *lag 0* que dans *lag 1*, sont assez similaires d'une région à l'autre. Ce qui les distingue, c'est l'intensité de la corrélation linéaire. Par exemple, dans l'ouest / sud-ouest, la zone ENSO a une valeur de corrélation linéaire plus élevée et couvre une grande partie de l'océan tropical; tandis que dans les régions de l'Est et du Nord c'est moins évident. On note aussi la persistance du phénomène ENSO, qui se produit de manière très similaire dans les *lags 0* et *1* dans toutes les régions et une corrélation linéaire avec le TSM atlantique plus éphémère, avec des valeurs décroissantes dans le *lag 1*.

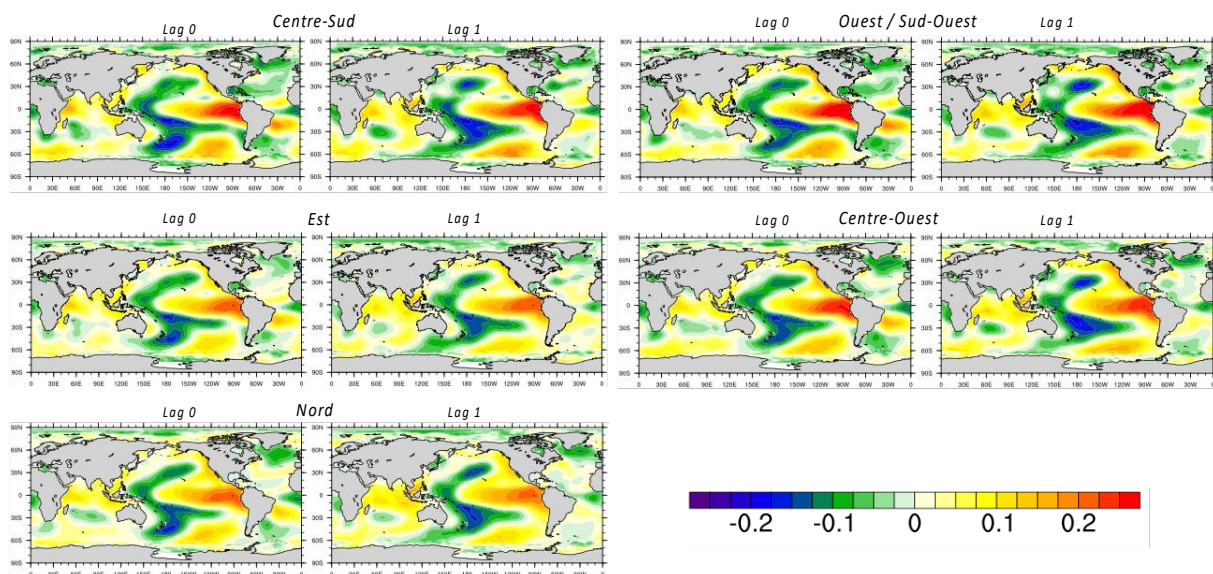


Figure 3. Carte de corrélation linéaire entre la TSM et les précipitations dans les régions homogènes identifiées pour l'état du Paraná, soit celles de la colonne de gauche (pour la région en question) avec un aucun décalage temporel (*lag 0*) et à droite avec un décalage d'un mois (*lag 1*).

À partir de l'analyse des cartes de corrélation linéaire, les zones TSM les mieux corrélées avec les précipitations dans les cinq régions du Paraná ont été définies. Les moyennes TSM ont été extraites pour chacune des zones et, ainsi, il a été possible de calculer la régression linéaire pour chacune des régions. Les valeurs de la corrélation entre les précipitations dans les cinq régions de l'État et la TSM des zones définies pour la période de 1977 à 1998 sont décrites dans le tableau 2.

Tableau 2. Corrélation linéaire entre les valeurs TSM et les précipitations (sans décalage temporel) dans les cinq régions de l'État pour la période 1977-1998 (période du calcul de la régression linéaire).

Régions	Pacifique Equatorial	Pacifique Tropical Sud	Pacifique Tropical Nord	Antarctique	Atlantique Tropical Nord	Atlantique Nord	Atlantique Tropical Sud	Atlantique Sud
Centre-Sud	0,222	0,195	-0,206	0,192	-0,110	-0,236	0,148	0,113
Ouest/Sud-Ouest	0,219	0,142	-0,144	0,126	-0,064	-0,178	0,091	0,048
Est	0,243	0,418	-0,441	0,352	-0,276	-0,462	0,300	0,311
Centre-Ouest	0,212	0,252	-0,260	0,207	-0,146	-0,288	0,168	0,150
Nord	0,232	0,449	-0,472	0,351	-0,295	-0,493	0,303	0,323

Pour les données non temporelles, les résultats indiquent que la zone TSM qui explique le mieux la variabilité des précipitations dans la plupart des régions identifiées est l'Atlantique Nord, la valeur de la corrélation linéaire dans la région Centre-Sud étant $r = -0,236$, dans la région Est $r = -0,462$, dans la région Centre-Ouest $r = -0,288$ et dans la région Nord $r = -0,493$. L'exception est la région Ouest / Sud-Ouest qui a présenté un résultat davantage associé au Pacifique équatorial ($r = 0,219$).

Pour les décalages de trois et six mois (non présentés dans cet article), le schéma de corrélation linéaire est similaire; mais avec une augmentation de l'intensité de l'association. La région la plus importante pour expliquer la variabilité des précipitations au Paraná, compte tenu du décalage de trois mois, est l'Atlantique Nord; viennent ensuite le Pacifique tropical nord (lié à l'oscillation décennale du Pacifique, qui semble moduler la variabilité dans le Centre-Ouest et le Nord) et le Pacifique équatorial (qui est davantage associé aux régions Centre-Sud et Est). Dans le modèle à six mois, la zone de l'Antarctique est le deuxième plus grand modulateur de précipitations de la région Ouest / Sud-Ouest (influencé par l'entrée de fronts froids).

Ces résultats démontrent que le Pacifique équatorial (région ENSO) n'est pas le principal modulateur de la variabilité climatique pour l'ensemble de l'État, car il est accompagné de l'Atlantique Nord. Cela pourrait influencer l'emplacement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), l'entrée d'humidité en Amérique du Sud et, par conséquent, sur l'intensité de la zone de convergence de l'Atlantique Sud (SACZ) en été. Considérant que la corrélation linéaire est négative, lorsque l'Atlantique Nord est plus chaud (froid), les alizés du Nord-Est s'affaiblissent (s'intensifient) et, de ce fait, l'entrée d'humidité en Amérique du Sud est moins importante (plus grande), ce qui cause moins de précipitations (Carvalho et Jones, 2009). Les régions qui souffrent le plus de cet effet sont les régions du nord et de l'est du Paraná, plus proches de la SACZ.

Conclusion

Cinq régions pluviométrique homogènes ont été identifiées au Paraná et toutes présentaient des modèles similaires de corrélation linéaire avec la TSM globale, mais avec une intensité d'association différente. Les résultats de la régression linéaire multiple entre les moyennes de huit zones TSM et les précipitations pour chacune des régions identifiées dans l'État indiquent que le Pacifique équatorial est le plus associé uniquement à la région Ouest / Sud-Ouest. Les autres régions sont principalement associées à la variabilité nord-atlantique. Les résultats de ce travail indiquent qu'il est nécessaire de prendre en compte les différentes zones de TSM, outre la zone ENSO, dans les modèles de prévisions météorologiques et climatiques qui couvrent le territoire du Paraná.

Remerciements

À l'entreprise d'assainissement du Paraná – SANEPAR – et au Centre Universitaire d'Études et de Recherche sur les Catastrophes - CEPED - pour le financement de la recherche.

Bibliographie

- Andreoli, R. V., Kayano, M. T., 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *International Journal of Climatology*. **25**, 2017-2030.
- Barros, V. R., Doyle, M. E., Camilloni, I. A., 2008. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theoretical and Applied Climatology*. **93**, 19–33. DOI 10.1007/s00704-007-0329-x.
- Carvalho, L., Jones, C. 2009. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Cavalcanti, I. F. A., Ferreira, N. J, Dias, M. A. F., Justi, M. G. A., 2009. *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, 95-109.
- Grimm, A. M., 2009. Variabilidade Interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A., Ferreira, N. J, Dias, M. A. F., Justi, M. G. A., 2009. *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, 353 – 374.
- Kalnay, E., 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **77**, n.3, 437-471.
- Marengo, J. A., Jones, R., Alves, L. M., Valverde, M. C., 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *International Journal of Climatology*. DOI:10.1002/joc.1863.
- Pezzi, L.P., Cavalcanti, I.F.A., 2001. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics*. **17**, 205-212.
- Silva, W.L. et al., 2015. Tendências observadas em indicadores de extremos climáticos de temperatura e precipitação no estado do Paraná. *Revista Brasileira de Meteorologia*. **30**, 181-194.
- Wilks, D. S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. San Diego, Elsevier, 627 p.

MODELISATIONS PARETIENNES DES LONGUEURS DES PERIODES SANS PLUIES. MISE EN ŒUVRE AVEC DES CHRONIQUES MEDITERRANEENNES

MARTIN PH. (1)

(1) UMR ESPACE 7300 du CNRS, Avignon université, 74 rue L. Pasteur, F-84029 Avignon cedex 1, France
philippe.martin@univ-avignon.fr

Résumé : *Toute sécheresse commence par des périodes sans pluies (impluviosité). Ces situations génératrices de tensions sur la ressource en eau doivent donc être statistiquement caractérisées. Nous proposons une nouvelle modélisation parétienne des longueurs des périodes sans pluies supérieures à un certain seuil s en utilisant des fréquences normées (rFn) et des densités de fréquence normées (Dn). La variable expérimentale (Ln) est ensuite linéarisée grâce à une fonction inverse. Cette fonction de puissance apparaît alors sous la forme : $y = Bx + C$. La linéarisation est aussi améliorée en introduisant un exposant (M). La modélisation comporte donc 3 paramètres qui peuvent être associés dans un indice dit $Isec = M^A B^B C$. Une relation entre les différents seuils et $Isec$ peut être établie. $Isec$ est relié à l'effectif des périodes sans pluies de chaque seuil et à la somme des périodes sans pluies. Cette modélisation permettra de caractériser la variabilité temporelle et spatiale de l'impluviosité en tenant compte ou non de l'ETP.*

Mots clés: *Sud-Est de la France, impluviosité, aridité, sécheresse, Pareto.*

Summary: *Any drought begins with periods without rain (impluviosity). These situations generating tension on the water resource must therefore be statistically characterized. We propose a new Paretian modeling of the lengths of the periods without rains higher than a certain threshold s using standardized frequencies (rFn) and standardized densities of frequencies (Dn). The experimental variable (Ln) is then linearized by an inverse function. This power function then appears in the form: $y = Bx + C$. The linearization is then improved by introducing an exponent (M). The modeling therefore has 3 parameters that can be associated in an index called $Isec = M^A B^B C$. A relationship between the different thresholds and $Isec$ can be established. $Isec$ is related to the number of rainless periods of each threshold and to the sum of the periods without rain. This modeling will allow to characterize the temporal and spatial variability of the impluviosity taking into account or not the ETP.*

Keywords: *South East of France, impluviosity, aridity, drought, Pareto.*

Introduction

Toute sécheresse débute par des périodes sans pluies (Fig. 1) combinées à des périodes de précipitations faibles. C'est ce que nous appelons l'impluviosité (Martin et Kamara, 2016) : stricte s'il ne pleut pas du tout (0 mm), relative en dessous d'un certain seuil s (1 mm, 3 mm par jour, etc.). Pour essayer de caractériser ces situations génératrices de tensions sur la ressource en eau (ce qui définit la sécheresse), il convient de disposer de modèles statistiques qui permettront de comparer des situations dans le temps (variabilité temporelle) et dans l'espace (variabilité spatiale) et donc de proposer une géographie de l'absence de pluies. Cette approche statistique doit aussi permettre de caractériser l'aridité (et sa variabilité temporelle et spatiale), laquelle fait intervenir l'évaporation (liée à la température et au vent) et l'évapotranspiration dépendant du couvert végétal (ETP) et de la réserve utile des sols (ETR).

Pour ce faire, nous avons déjà réalisé une modélisation statistique de la chronique de Marseille (Fig. 1) basée sur le modèle d'Estoup-Zipf étendu par B. Mandelbrot (Martin, 2016). Cette solution est relativement satisfaisante pour des seuils assez faibles ($s = 0$ mm, 1 mm, 3 mm...), mais dès que l'on considère des seuils plus importants ($s = 9$ mm, 12 mm...), afin de caractériser la variation des paramètres statistiques en fonction des seuils, l'ajustement des

distributions au modèle théorique devient de moins en moins bon ; les durées des périodes de fréquences rares étant de moins en moins bien prises en compte. Par ailleurs, le décalage en jours (dit Δ), introduit pour linéariser le modèle étendu croît fortement (Fig. 5) avec les seuils (s) et cela jusqu'à atteindre des valeurs « absurdes » (> 200 jours). Ces premiers travaux, initiés il y a quelques années, ont été réalisés sur la partie alors disponible (1864 => 2008) de la très longue chronique de Marseille. Cette chronique de 52 961 journées comporte toutefois 470 jours non renseignés, dont l'année 1867 (Martin, 2016, pour une analyse plus complète de ces données). Cette absence d'information pose divers problèmes pour lesquels nous cherchons des solutions techniques, mais qui ne seront pas abordées ici.

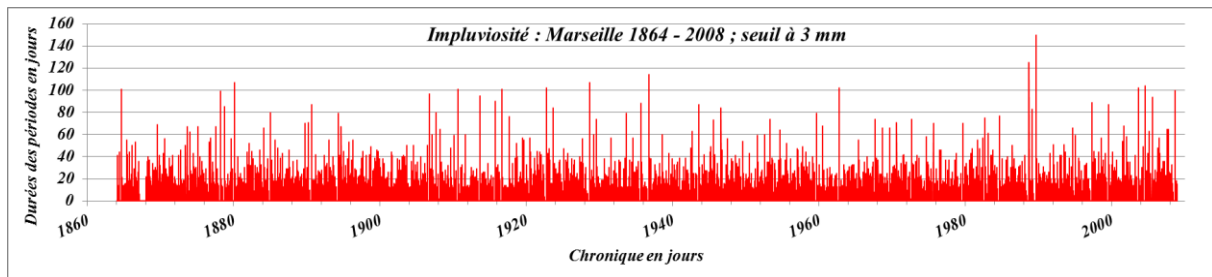


Figure 1. Chronique des longueurs des périodes sans pluies (seuil s de 3 mm) : impluviosité maximale : 150 jours : 5/4/1989 => 9/9/1989 ; chronique du 1/1/1864 au 31/12/2008.

Dans ce texte, nous proposons donc une nouvelle approche statistique des longueurs des périodes sans pluies supérieures à un certain seuil (s), afin de compléter les approches plus classiques, dont celles basées sur l'étude des totalisations, décadaires, mensuelles ou annuelles, des précipitations. Le lecteur pourra retrouver dans un précédent texte (Martin, 2016) tant un cadrage plus précis sur la question de la sécheresse en région méditerranéenne que les approches qui ont déjà été développées pour rendre compte des périodes sans pluies. Notre objectif est ici plus méthodologique que thématique. Nous utiliserons donc des chroniques journalières méditerranéennes particulièrement longues, mais pas nécessairement exhaustives. L'objectif est de montrer que la statistique des longueurs de ces périodes sans pluies n'est pas aléatoire, et cela, quel que soit le seuil (s) choisi. Classiquement le seuil pour un jour « sec » est fixé à 1 mm, mais on peut considérer que la valeur la plus significative est de 0 mm ou de 3 mm. Ce choix est donc arbitraire. Tel ne serait pas le cas s'il est possible de mettre en évidence une relation entre les distributions obtenues pour différents seuils. Ceci ferait alors apparaître une structuration entre les distributions établies, laquelle pourrait être différente selon les époques pour un même poste et/ou spécifique à chaque pluviographe.

Comme attendu en climat méditerranéen, le nombre de jours de pluie est faible. Numériquement, l'information essentielle est donc celle des jours sans pluies ou avec des pluies très faibles qui s'organisent en périodes de longueur variable selon les seuils. On observe ainsi beaucoup de périodes courtes (1 jour, 2 jours...), mais peu de périodes très longues (150 jours, 200 jours...), mais qui peuvent être très longues et d'autant plus longues que le seuil est élevé. Ces constatations conduisent à élaborer une description fondée sur la statistique parétienne (Pareto, 1896 ; Bouvier, 1999). Celle-ci peut être discrète (effectifs par classes) ou continue. Dans ce texte, nous décrivons une solution pour une approche continue. Cette solution nécessite d'introduire une anamorphose sur la variable afin d'obtenir une modélisation statistique presque parfaite (linéique) pour des seuils de 3 en 3 mm compris entre 0 et 15 mm de pluie.

1. Série de Marseille 1864 - 2008 : approche d'essence parétienne

Si on porte, pour un seuil donné, le logarithme des longueurs des périodes sans pluies normées ($\ln(L_n)$) en fonction du logarithme des rétrofréquences normées ($\ln(rF_n)$), on obtient un graphique où les points s'alignent, mais selon une courbure (Fig. 2). Avec :

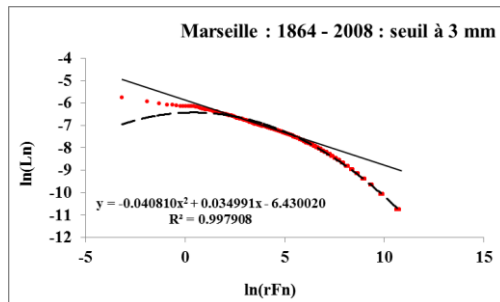


Figure 2. Ajustement parétien entre la distribution des longueurs ($\ln(L_n)$) et les rétrofréquences normées ($\ln(rF_n)$).

$$\ln(rF_n) = \ln\left(\frac{(R - 0,5) Ep}{\left(\sum L\right)}\right)$$

- L_R est la longueur de chaque période au rang R
- Ep l'effectif total des périodes sans pluies sans double compte
- $\sum L$ la somme des longueurs de Ep

$$\ln(L_n) = \ln\left(\frac{L_R}{\left(\sum L\right)}\right)$$

Le fait de normer les valeurs, donc les axes, permet de rendre comparables les ajustements. Par ailleurs, cela permet d'introduire la somme des périodes sans double compte en fonction de laquelle la distribution se structure. Cette relation est mal approximée par une parabole, car les durées les plus longues sont en écart au modèle. Cette solution n'est satisfaisante que pour les longueurs faibles et moyennes. Toutefois elle l'est toujours plus qu'un modèle parétien strict (loi de puissance simple : ligne noire sur la figure 2). La modélisation recherchée doit donc comporter plus de deux paramètres comme avec un modèle parétien strict.

2. Ajustement des longueurs ($\ln(L_n)$) aux densités normées ($\ln(D_n)$)

Sur la figure 2, la courbure concerne toutes les fréquences. Dans un premier temps, il est possible d'améliorer l'ajustement du modèle parabolique empirique à la distribution en introduisant des densités de fréquence (Mangiavillano, 2008), elles-mêmes normées (Fig. 3). Avec :

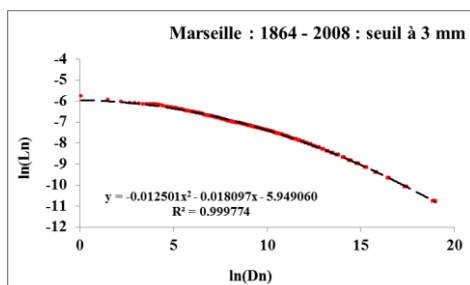


Figure 3. Ajustement parétien entre la distribution des longueurs ($\ln(L_n)$) et les densités normées ($\ln(D_n)$)

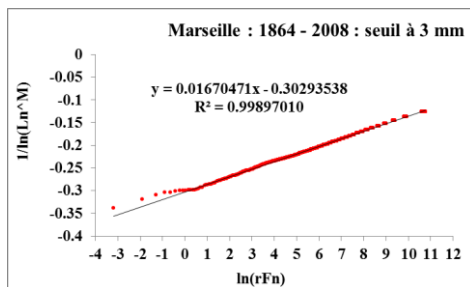
$$\ln(D_n) = \ln\left(\frac{(R - 0,5) L_R}{\left(\sum L\right)}\right)$$

Avec cette solution à trois paramètres, seules les trois ou quatre longueurs les plus grandes sont très légèrement en écart au modèle empirique. Cet ajustement montre un plafonnement des longueurs de l'impluviosité. Ceci conduit à envisager un ou des facteurs qui limitent tant la fréquence que la durée des périodes sans pluies. La première explication réside certainement dans le caractère saisonnier et cyclique du climat méditerranéen, tout cela dépendant de questions astronomiques, en particulier aux latitudes moyennes. En raison de cette cyclicité, observer une année de très forte impluviosité même avec un seuil relativement élevé (6 ou 9 mm

par exemple) paraît peu probable, même s'il existe une impluviosité d'hiver et une impluviosité d'été dont l'observation, de saison en saison, n'est vraisemblablement pas impossible (absence ou faiblesse de pluies d'automne et/ou de printemps). Cela étant, les phases d'impluviosité et d'aridité qui débouchent sur des sécheresses (cf. la Californie récemment ou la France au début des années 1920) sont souvent pluriannuelles. Dès lors, il semble possible de caractériser cette structuration pluriannuelle en jouant sur les seuils, mais peut-être faudrait-il raisonner sur des épisodes pluvieux et pas sur des pluies journalières et/ ou relativiser l'importance des pluies journalières (par exemple en fonction de la moyenne journalière interannuelle des précipitations).

3. Linéarisation de la variable expérimentale L_n

Il est ensuite possible de transformer la variable expérimentale de façon à linéariser la relation en utilisant une fonction inverse. Ceci permet de rendre plus crédibles des extrapolations et de préciser le sens des paramètres. Il s'agit alors de calculer l'inverse du logarithme de la variable expérimentale normée par la somme des longueurs des périodes déterminées au seuil s , élevée à une puissance M déterminée empiriquement par la recherche du meilleur ajustement linéaire et donc du meilleur coefficient de détermination possible (Fig. 4) entre $\ln(rFn)$ et $1/\ln(L_R/\Sigma L^M)$. Le coefficient de détermination est alors de : $R^2 = 0,9922$ si $M = 1$, ce qui est inférieur à la valeur obtenue avec l'ajustement parabolique et de $R^2 = 0,9989$ si $M = 0,74$. Avec :



$$1/\ln(L_n^M) = \left(\frac{1}{\ln\left(\frac{L_R}{\Sigma L^M}\right)} \right)$$

- M est un exposant

Figure 4. Linéarisation de la variable expérimentale L_R avec $1/\ln(L_R/\Sigma L^M)$.

L'ajustement linéaire obtenu avec des rétrofréquences normées est alors très bon et plus simple à lire que celui proposé par la figure 3. Mais, comme avec l'ajustement parabolique (Fig. 3), l'ensemble des informations est ici conservé (contrairement à d'autres solutions) et ne nécessite pas d'introduire des décalages, comme avec le modèle d'Estoup-Zipf étendu, mais il y a une forte relation entre M et Δ (Fig. 5).

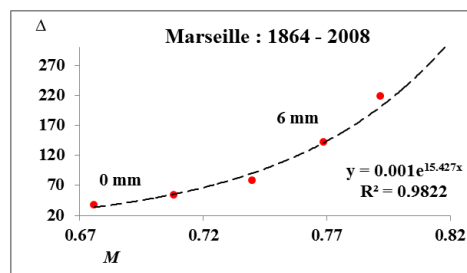


Figure 5. Relation entre le décalage Δ du modèle d'Estoup – Zipf étendu par B. Mandelbrot (Martin, 2016) et l'exposant M introduit pour linéariser la distribution.

Tous les seuils peuvent être décrits ainsi avec des R^2 compris entre : 0,99907 pour $s = 1$ mm et 0,99525 pour $s = 15$ mm. Par ailleurs, l'usage de cette fonction inverse et de l'exposant M

n'entraîne aucune situation absurde comme avec le décalage Δ pour rendre compte des périodes les plus courtes. M linéarise en partie la queue de la distribution (périodes courtes). Il est donc logique de trouver une relation entre M et Δ (Fig. 5). Cela étant, il apparaît encore que quatre ou cinq durées dans la figure 4, ne sont pas totalement conformes au modèle. Pour de telles fréquences, la valeur maximale aurait dû être supérieure (170 jours contre 150 observés, comme durée maximale) et/ou leur nombre plus important. Ces valeurs extrêmes sont probablement sous échantillonnées.

Nous avons donc trois paramètres : le coefficient directeur (B) de l'équation (Fig. 4) et sa constante (C), et l'exposant M . Il est alors possible de rechercher une combinaison de ces trois paramètres et de voir comment un tel indice d'impluviosité (I_{sec}) évolue en fonction des seuils (Fig. 6), de l'effectif des périodes sans pluies (Fig. 7) et du nombre de jours sans pluies (Fig. 8). La croissance de l'indicateur I_{sec} en fonction des seuils s est logarithmique (Fig. 6).

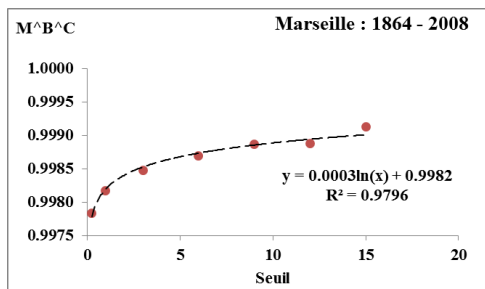


Figure 6. Relations entre l'indice : $I_{\text{sec}} = M^B^C$ et les seuils choisis.

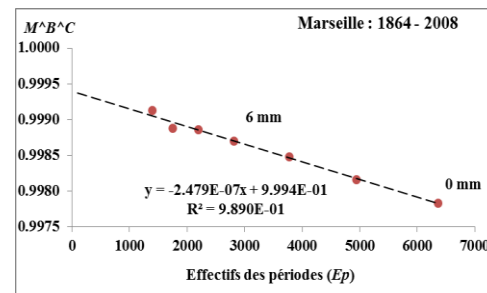


Figure 7. Relations entre l'indice : $I_{\text{sec}} = M^B^C$ et les effectifs des périodes.

Si on porte ensuite l'effectif des périodes considérées comme sèches (Ep) en fonction de l'indice combiné, nous obtenons une relation linéaire avec $R^2 = 0,9989$ (Fig. 7). Ainsi si $Ep = 1$ (s étant supérieur à la pluie maximale), alors $I_{\text{sec}} = 0,9994$. I_{sec} décroît ensuite linéairement. Il est donc logique de retrouver le même type de relation entre cet indice combiné et cette fois le nombre de jours cumulés d'absence de pluies en fonction de chaque seuil (Fig. 8). Plus le nombre de jours est élevé et plus la valeur de $I_{\text{sec}} = M^B^C$ est importante. On peut donc conjecturer que moins le climat sera méditerranéen, plus il y aura de jours de pluie et donc plus la pente du modèle évoluera ; la baisse du caractère méditerranéen du climat pouvant être liée à la latitude, voire à une situation topoclimatique particulière (altitude). Ces situations devront être explorées.

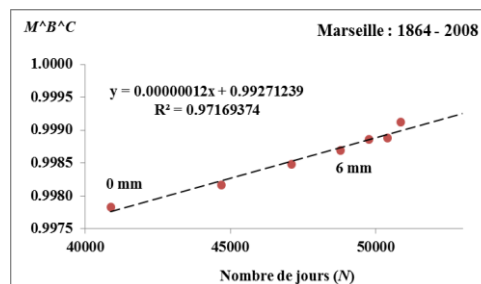


Figure 8. Relations entre les indices : $I_{\text{sec}} = M^B^C$ et les nombres de jours sans pluies supérieures ou égales à un des seuils choisis.

Les mêmes analyses peuvent être faites sur la chronique d'Avignon par comparaison et pour commencer à généraliser la méthode. Les données dont nous disposons (27 044 valeurs) s'étendent de 1934 à 2014, mais avec une très importante lacune lors de la Seconde Guerre mondiale. Au seuil de 3 mm, la période la plus longue sans pluies se termine le 5/8/2004 après 94 jours secs. L'ajustement du modèle proposé ci-dessus est bon quels que soient les seuils, et

comme avec la chronique de Marseille, les périodes les plus longues sont légèrement en écart au modèle, ce qui est très certainement, là aussi, le signe d'un échantillonnage imparfait. Cet écart croît avec les seuils et donc la baisse de Ep . Même si nous avons entrepris ce travail, d'abord pour nous assurer de la généralité de la méthode, il débouche sur une question plus générale : dans quelle mesure la chronique d'Avignon est-elle comparable à celle de Marseille, environ deux fois plus longue ? Pour préciser ce point, il conviendra de refaire prochainement ces calculs avec des périodes identiques et d'en comparer les résultats. S'il y a un écart, il pourra être attribué aux différences de localisation des postes de mesure.

De même, la longue chronique continue (1868 – 2018) de Marseille pourra être découpée en cinq périodes successives de trente ans qui seront respectivement modélisées. Tout changement notable dans les paramètres traduirait alors une évolution de l'impluviosité au cours du siècle et demi écoulé. Mais, plus généralement, le problème sera d'essayer d'évaluer et de rendre compte de la variabilité, dans l'espace, de paramètres statistiques, sans maîtriser parfaitement, en tous lieux, la variabilité temporelle des distributions des périodes sans pluies. Deux possibilités sont envisageables : soit on modélise l'ensemble des données disponibles pour chaque poste d'une aire en faisant l'hypothèse que plus la série est longue, plus la modélisation sera robuste, mais les périodes ne seront pas identiques ; soit on modélise les données disponibles à la même période sur tous les postes, afin de neutraliser une possible variabilité temporelle locale, mais cela conduit à travailler sur des chroniques assez courtes et plutôt récentes. Toutefois, méthodologiquement, la modélisation par cette méthode de la série d'Avignon montre bien le caractère général, en zone méditerranéenne, de cette solution statistique.

Conclusions

La méthode proposée permet de ramener les distributions à trois indicateurs (M , B et C) pour chaque seuil sans biais et/ou perte d'information. Un indice combiné dit $I_{sec} = M^A B^B C^C$ peut alors être calculé. La variation, pour chaque seuil, dans le temps et/ou dans l'espace de chaque paramètre ou d' I_{sec} peut être étudiée. Ceci permet de caractériser la variabilité temporelle de l'impluviosité et/ou d'en cartographier les champs. Cela étant, ces seuils étant reliés par une relation très forte, l'information sera de même nature pour chaque seuil. Il n'est donc pas nécessaire de cartographier les différents seuils. Par contre, la recherche du seuil le plus significatif (compte tenu de l'ETP, voire de la RU) est certainement à envisager. Par ailleurs, la cartographie d'une information plus générale (Ep ou N vs $M^A B^B C^C$) peut être proposée. Pour cela, il conviendra d'utiliser la pente et la constante des relations. Cette démarche reste possible en soustrayant l'ETP à la pluviosité, ce qui permet de caractériser la variabilité de l'aridité et/ou sa structuration spatiale en zone méditerranéenne (en cours).

Bibliographie

- Bouvier A. (sous la direction de), 1999. *Pareto aujourd'hui*, Presses universitaires de France, Paris, 325 p.
- Pareto V., 1896. *Cours d'économie politique*. In Pareto Œuvres complètes. Réimpression Droz, Genève, 1965.
- Mangiavillano A., 2008. *Multi-scalarité du phénomène feu de forêt en régions méditerranéennes françaises de 1973 – 2006*. Thèse de doctorat de géographie, sous la direction de Ph. Martin, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 485 p.
- Martin Ph., 2016. Modélisation des longueurs des périodes sans pluies supérieures à différents seuils de la chronique de Marseille (1864-2008). *Physio-Géo*, Vol. 10, 1, 81-104.
- Martin Ph., Kamara S., 2016. De l'impluviosité au Sénégal : approche méthodologique, réflexion climatique. *International DAKAR conference on Hydrology of African Large River Basin*, résumé 2 p.

EVALUATION DE METHODES D'ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION JOURNALIERE ET ANALYSE DE SENSIBILITE DANS LA VALLEE DU FLEUVE SENEGAL

NDIAYE P.M. (1), BODIAN A. (1), DIOP L. (2) et DJAMAN K. (3)

(1) Laboratoire Leïdi "Dynamique des Territoires et Développement", Université Gaston Berger (UGB), Saint Louis, Sénégal, ndiaye.papa-malick@ugb.edu.sn, ansoumana.bodian@ugb.edu.sn

(2) UFR S2ATA Sciences Agronomiques, de l'Aquaculture et des Technologies Alimentaires, Université Gaston Berger, Saint-Louis, Sénégal, lamine.diop@ugb.edu.sn

(3) NMSU: Agricultural Science Center at Farmington, Department of Plant and Environmental Sciences, New Mexico State University, Farmington, USA, kdjaman@nmsu.edu

Résumé : L'estimation de l'évapotranspiration (ET), une des composantes principales du cycle hydrologique et bon indicateur du changement climatique, est importante pour tous les programmes de gestion de l'eau. Huit méthodes d'estimation de l'évapotranspiration sont ainsi évaluées et l'impact de la variation des paramètres climatiques sur l'évapotranspiration est ensuite analysé. La régression linéaire et les indices statistiques (EQM, EMB et PE) ont été utilisés pour évaluer la performance des méthodes. L'analyse de sensibilité est effectuée par la variation de chaque paramètre climatique de ± 5 à 20 %. Les résultats dans la vallée du fleuve Sénégal montrent que les méthodes combinatoires de Valiantzas (1 et 2) et celles aérodynamiques (Trabert et Penman) présentent les meilleures performances dans l'estimation de l'évapotranspiration et que celle-ci est plus sensible aux variations de température maximale, vitesse du vent et radiation, respectivement.

Mots clés: Evapotranspiration, Evaluation de méthodes, Analyse de sensibilité, FAO56-Penman-Monteith, Vallée du fleuve Sénégal

Summary: The estimation of evapotranspiration (ET_0), one of the main components of the hydrological cycle and good indicator of climate change is important for water management programs. Eight methods for evapotranspiration estimation were assessed and the impact of climate variables changes on evapotranspiration was analyzed. Linear regressions and three statistical indices (RMSE, EMB and PE) were used to evaluate the different methods accuracy. The sensitivity analyze was performed using the variation of each climate variable by ± 5 , 10, 15 et 20 %. Results of the assessment methods in the Senegal River Valley showed that the combinatory methods of Valiantzas (1 and 2) and the aerodynamic methods (Trabert and Penman) for evapotranspiration estimation performed the best and that evapotranspiration was most sensitive to variations of maximum temperature, wind speed and solar radiation, respectively.

Keywords: Evapotranspiration, Evaluation of methods, Sensitivity analyze, FAO56-Penman-Monteith, Senegal River Valley

Introduction

L'évapotranspiration (ET) est l'une des composantes du bilan hydrologique les plus importantes et la plus difficile à estimer. Ainsi, 60 à 80 % des apports pluviométriques peuvent être perdus par évapotranspiration dans les régions arides et semi-arides (Mjeira, 2015). De plus, elle est difficile à estimer du fait de son interaction dans le continuum sol-terre-plante et de l'importance des paramètres climatiques qui la conditionnent (Xu et Singh, 2001). A cet effet, plusieurs méthodes ont été testées dans différentes régions (Djaman *et al.*, 2015, Ndiaye *et al.*, 2017) pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) exprimant la demande en eau climatique non influencée par les caractéristiques du sol, de la végétation et des aménagements (Allen *et al.*, 1998). Donc, en tant que paramètre climatique, l'évapotranspiration de référence peut être affectée par une quelconque variation du climat (Zhang *et al.*, 2017). Ainsi, l'étude de l'impact de la variation climatique sur le cycle

hydrologique est un défi majeur (Bormann, 2011). L'analyse de sensibilité est l'une des méthodologies largement utilisées pour étudier l'impact de la variation des paramètres climatiques sur l'évapotranspiration (Gong *et al.*, 2006, Estève *et al.*, 2009, Ndiaye *et al.*, 2017b). L'objectif de cette étude est d'abord d'évaluer la performance de huit méthodes d'estimation de l'évapotranspiration et d'analyser l'impact de la variation des paramètres climatiques sur l'évapotranspiration dans la Vallée du fleuve Sénégal. (Fig.1). La vallée est caractérisée par un climat de type soudano-sahélien avec une pluviométrie variable du sud vers le nord et des températures relativement élevées. Ces conditions thermiques peuvent entraîner une augmentation de l'évapotranspiration et impacter négativement les cultures (Thiam, 2013).

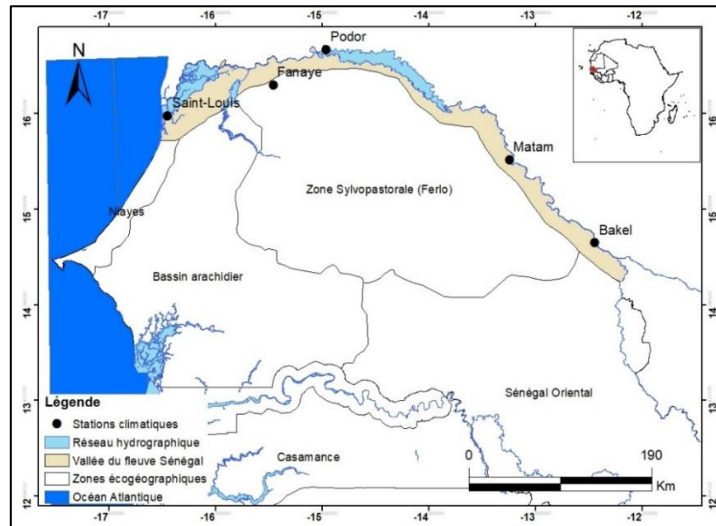


Figure 1. Localisation de la Vallée du fleuve Sénégal et des stations météorologiques retenues

1. Données et Méthodes

Les données journalières de température (maximale et minimale), vitesse du vent, humidité relative et radiation solaire de cinq stations (Fig. 1) sur la période 1984 – 2017 sont utilisées pour calculer l'évapotranspiration selon différentes méthodes (tableau 1). Les valeurs sont comparées à celle issue de la méthode de FAO56-Penman-Monteith (FAO56-PM). En raison de l'indisponibilité de l'humidité relative maximale et minimale, nous avons utilisé l'humidité relative moyenne pour estimer la pression de vapeur actuelle (ea) par la formule suivante :

$$ea = es * H_{moy}/100$$

où ea et es représentent respectivement les pressions de vapeur actuelle et saturante et H_{moy} l'humidité relative moyenne.

Toutes les méthodes alternatives sont comparées avec la méthode de FAO56-PM pour apprécier leur performance par rapport à celle-ci. L'évaluation est effectuée par l'analyse des coefficients de la régression linéaire et par l'utilisation de trois autres critères statistiques donnés ci-dessous :

$$EQM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sqrt{(ET0_{alt} - ET0_{FAO56})^2} \quad (1)$$

$$EMB = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET0_{alt} - ET0_{FAO56}) \quad (2)$$

$$PE = \left| \frac{ET0_{alt} - ET0_{FAO56}}{ET0_{FAO56}} \right| * 100 \quad (3)$$

Tableau 1. Caractéristiques des méthodes retenues pour l'estimation de l'évapotranspiration

Noms méthodes	Formulation	Référence
FAO56-Penman Monteith (FAO56-PM)	$ET0_{FAO56-PM} = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \frac{\gamma 900}{T + 273,3} u2(es - ea)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u2)}$	Allen <i>et al.</i> , (1998)
Hargreaves (HG)	$ET0_{HG} = 0,0135 * 0,408 * Rs * (T_{moy} + 17,8)$	Hargreaves (1975)
Hargreaves et Samani (HS)	$ET0_{HS} = 0,408 * 0,0023 * (T_{moy} + 17,8) * (T_{max} - T_{min})^{0,5} * Ra$	Hargreaves et Samani (1985)
Penman (PN)	$ET0_{PN} = 0,35 * (1 + 0,24 * u2) * (es - ea)$	Penman (1948)
Trabert (TR)	$ET0_{TR} = 0,408 * 0,3075 * \sqrt{u2} * (es - ea)$	Trabert (1896)
Makking (MK)	$ET0_{MK} = 0,61 * \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * \frac{Rs}{58,5} - 0,012$	Makking (1957)
Abtew (AB)	$ET0_{AB} = 0,0408 * 0,01789 * Rs * Tmax$	Abtew (1996)
Valiantzas (Val 1)	$ET0_{val1} = 0,0393 * Rs * \sqrt{T + 9,5} - 0,19 * Rs^{0,6} * \varphi^{0,15} + 0,048 * (T + 20) * \left(1 - \frac{Hr}{100}\right) * u^{0,7}$	Valiantzas (2013)
Valiantzas (Val 2)	$ET0_{val2} = 0,0393 * Rs * \sqrt{T + 9,5} - 0,19 * Rs^{0,6} * \varphi^{0,15} + 0,078 * (T + 20) * \left(1 - \frac{Hr}{100}\right)$	Valiantzas (2013)

Lire : ET_0 est l'évapotranspiration de référence (en mm/jour), Rn : rayonnement net à la surface des cultures (en MJ m²/ jour), G est la densité de flux de chaleur du sol (en MJ m²/jour), T est la température moyenne quotidienne de l'air à une hauteur de 2 m (en °C), $u2$ est la vitesse du vent à une hauteur de 2 m (en m/s), es est la pression de vapeur de saturation (en kPa), ea est pression de vapeur réelle (en kPa), $(es - ea)$ est le déficit de saturation (en kPa) Δ est la courbe de pente de la pression de vapeur (en kPa °C⁻¹) et γ est la constante psychométrique (en kPa °C), Hr est l'humidité relative (en %), et φ latitude en degré radian (rad).

Où EQM est l'erreur quadratique moyenne, EMB erreur moyenne des biais et PE, pourcentage d'erreur ; $ET0_{alt}$ est la méthode alternative et $ET0_{FAO56}$ est la méthode de référence et n correspond à la longueur de la série.

Le principe de l'analyse de sensibilité consiste à faire la variation de $\pm 5, 10, 15$ et 20% de chaque variable climatique (Températures, vitesse du vent, humidité et radiation solaire). Quand un changement s'effectue sur une variable, les autres doivent rester constantes et cette variation permet de déterminer son impact sur l'évapotranspiration. Un coefficient de sensibilité a été également défini pour chaque paramètre à l'aide de la formule ci-après :

$$CS = \frac{\Delta ET0}{\Delta CS} \quad (4)$$

où CS est le coefficient de sensibilité, $\Delta ET0$ est le changement de l' ET_0 entraîné par le changement d'une variable météorologique et ΔCS est l'unité de changement de chaque variable.

2. Résultats

2.1 Evaluation des méthodes

Les huit méthodes évaluées sont corrélées avec la méthode de FAO56-Penman Monteith (FAO56-PM). Les valeurs moyennes de toutes les stations sont utilisées pour synthétiser l'information et les résultats des meilleures méthodes sont présentés à la figure 2. Ainsi, les résultats des régressions effectuées ainsi que les critères d'évaluation utilisés permettent de noter que les méthodes combinatoires (Valiantzas 1 et 2) et celles aérodynamiques (Trabert et Penman) présentent les meilleures performances dans l'estimation de l'évapotranspiration avec des coefficients de détermination (R^2) élevés (95 pour Valiantzas 1 et 0,88 pour Trabert) et des erreurs relativement faibles (EQM variant de 0,40 à 1,62 pour Valiantzas 1 et 2 et 2,01 à 2,77

pour Trabert et Penman, respectivement). Les méthodes de Hargreaves (1975) et de Hargreaves Samani (1985) basées sur la température présentent des résultats moins satisfaisants avec des coefficients de détermination qui ne dépassent pas 0,50 pour toutes les stations. Enfin, les méthodes basées sur la radiation (Makking et Abteu) présentent les plus faibles résultats (PE = 21 à 40%). L'analyse de l'EMB permet aussi de noter que toutes les méthodes sous-estiment l' ET_0 dans toutes les stations, à l'exception de la méthode de Valiantzas 1 qui la surestime légèrement aux stations de Bakel, Matam, Podor et Saint-Louis.

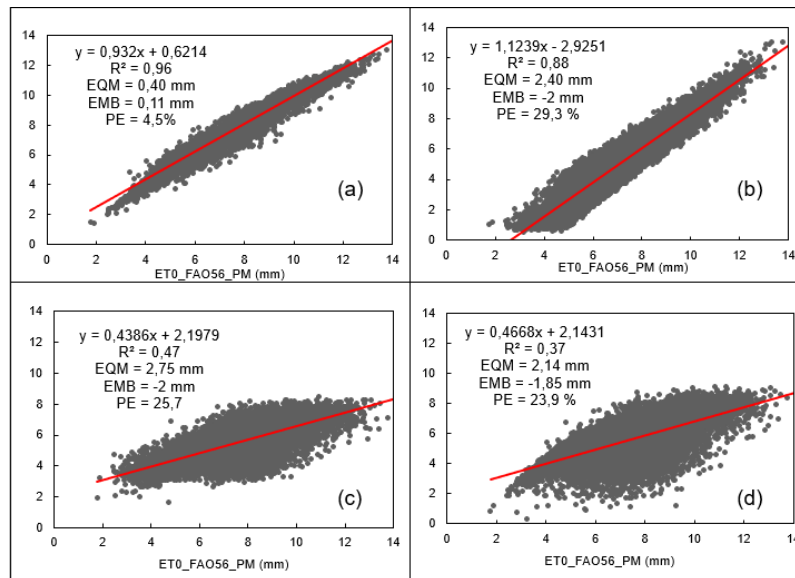


Figure 2. Comparaison entre ET_0 _FA056-PM et les quatre méthodes d'estimation de l'évapotranspiration (mm) dans la Vallée du Sénégal : (a) Valiantzas 1, (b) Trabert, (c) Hargreaves et Samani et (d) Abteu

2.2 Impact des variables climatiques sur l'évapotranspiration

La variation de l'évapotranspiration s'explique par la variation de la température maximale (T_{max}), de la vitesse du vent (u_2) et de la radiation solaire (R_s), respectivement (Fig. 3).

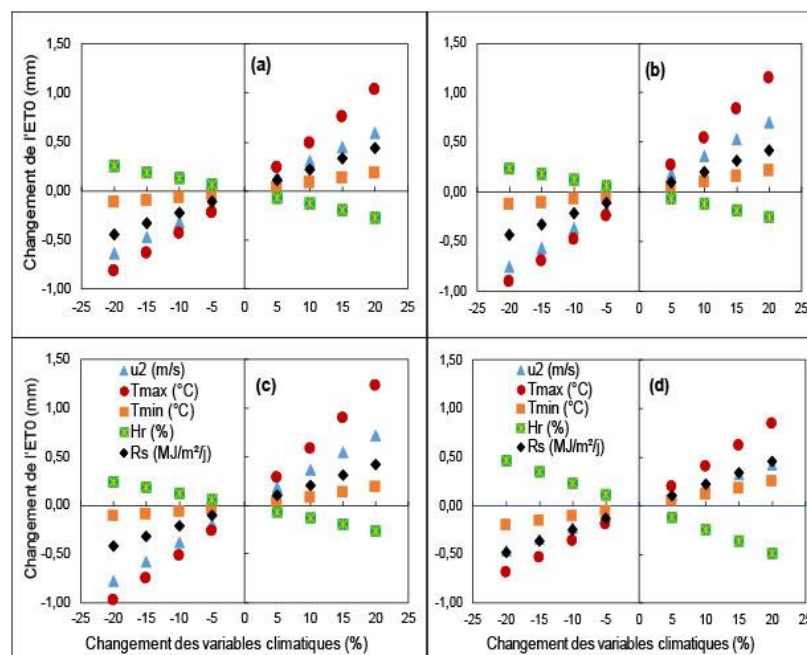


Figure 8. Sensibilité de l'évapotranspiration à la variation des paramètres climatiques à (a) Bakel, (b) Matam, (c) Podor et (d) Saint-Louis

L'impact de la température minimale et de l'humidité sur l'évapotranspiration est moindre. Ainsi, une augmentation de la température maximale de 5 à 20 % entraîne une augmentation de l' ET_0 de 0,196 à 1,236 mm/j en fonction des stations. Les plus grandes valeurs sont observées à la station de Fanaye et les plus faibles à celle de Saint-Louis.

De plus, l'évapotranspiration journalière augmente de 0,109 à 0,720 et de 0,099 à 0,465mm suivant l'augmentation respective de 5 à 20 % de la vitesse du vent et de la radiation solaire. La température minimale (T_{min}) arrive en quatrième position avant l'humidité relative (H_r) qui suit une tendance opposée à l'accroissement de l'évapotranspiration. En effet, une augmentation de l'humidité relative entraîne une baisse des températures et par conséquent une réduction des taux d'évapotranspiration. Elle traduit aussi dans cette région de la vallée l'écart qui existe entre la pression de vapeur actuelle et la pression de vapeur saturante (déficit de saturation) qui s'amplifie au fur et à mesure que l'on progresse dans le continent. L'influence de l'humidité relative est plus notoire à la station côtière de Saint-Louis où sa diminution de 5 à 20 % peut provoquer une hausse de l' ET_0 de 0,119 à 0,469 mm/j.

2.3 Coefficient de sensibilité

La température maximale a toujours plus d'influence sur l'évapotranspiration avec des coefficients de sensibilité allant de 0,455 à 0,673 en fonction des stations (Tableau 2). Les plus grandes valeurs sont obtenues aux stations continentales de Fanaye et de Podor et la plus faible à la station côtière de Saint-Louis. La vitesse du vent et la radiation solaire s'en suivent avec des coefficients de sensibilité de 0,237 à 0,415 et de 0,234 à 0,261 respectivement. La température minimale a moins d'impact sur l'évapotranspiration des stations continentales. L'humidité relative est décroissante pour toutes les stations.

Tableau 2. Coefficients de sensibilité des différentes variables climatiques

Variables/Stations	Bakel	Fanaye	Matam	Podor	Saint-Louis
u_2	0,335	0,415	0,398	0,414	0,237
T_{max}	0,550	0,673	0,618	0,672	0,455
T_{min}	0,095	0,097	0,106	0,097	0,130
H_r	-0,146	-0,147	-0,148	-0,146	-0,281
R_s	0,243	0,238	0,234	0,237	0,261

Conclusion et discussion

Parmi les huit méthodes d'estimation de l'évapotranspiration dans la Vallée du Sénégal les méthodes combinatoires (surtout Valiantzas 1) et aérodynamiques (Trabert) présentent les meilleurs résultats. Les méthodes à base de température et surtout de radiation sont moins performantes dans l'estimation de l' ET_0 . L'analyse de sensibilité, quant à elle, montre que l'évapotranspiration est plus sensible aux variations de température maximale, vitesse du vent et radiation, respectivement. L'humidité et la température minimale ont moins d'influence sur l' ET_0 . Ces résultats sont en phase avec ceux de Haydari *et al.*, (2014) et de Djaman *et al.*, (2015) qui montrent que les méthodes aérodynamiques fournissent de bons résultats au Canada et dans la Vallée du fleuve Sénégal. Par contre, l'étude de Ndiaye *et al.*, (2017a) au Burkina Faso révèle une faible performance des méthodes aérodynamiques. Pour ce qui est l'analyse de sensibilité, cette étude corrobore celle de Ndiaye *et al.*, (2017b) au Burkina qui montrent que l'évapotranspiration est plus sensible à la variation de la radiation solaire, de la température maximale et de la vitesse du vent. L'impact de ce dernier sur l'évapotranspiration dans les régions semi-arides s'explique surtout par la faible quantité d'eau conduite par l'air (Estève, 2009). En somme, cette étude fournit d'importantes informations qui peuvent être utiles aux agriculteurs et aux gestionnaires de l'eau dans la Vallée du fleuve Sénégal.

Bibliographie

- Abtew, W. (1996). Evapotranspiration measurement and modeling for three wetland systems in South Florida. *Water Resources Bulletin* , 32 (3), 465-473.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. Guideline for computing crop requirements, FAO-Irrigation and drainage paper 56. Rome.
- Bormann, H. (2011). Sensitivity analysis of 18 different potential evapotranspiration models to observed climatic change at German climate stations. *Climate Change* , 104, 729-753.
- Djaman, K., Balde, A. B., Sow, A., Muller, B., Irmak, S., Ndiaye, M. K., et al. (2015). Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in Senegal River Valley. *Journal of Hydrology : Regional studies* (3), 139 - 159.
- Estève, J., Gavilan , P., & Berengena, J. (2009). Sensitivity analysis of a Penman-Monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in Southern Spain. *Hydrological Processes*.
- Gong, L., Xu, C. H., Chen, D., Holldan, S., & Chen, Y. D. (2006). Sensitivity of the Penman-Monteith Reference Evapotranspiration to Key Climatic Variables in the Changzong (Yantze River) Basin. *Journal of Hydrology* , 329, 620-629.
- Hargreaves, G. H. (1975). Moisture Availability and Crop Production. *TRANSACTIONS of the ASAE* , 980 - 984.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *American Society of Agricultural Engineers* , 1 (2), 96 - 99.
- Heydari M. M., A. R. (2014). Comparison and evaluation of 38 equations for estimating reference evapotranspiration in an arid region. *FEB* , 23 (8), 1985 – 1996.
- Makking, G. F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineering*,. 11 (3), 277-288.
- Mjeira M. (2015). Etude de l'évapotranspiration dans le bassin versant de la Majerda (Tunisie) : Apport de la télédétection satellitaire et des systèmes d'information géographiques. Thèse de doctorat en Géographie, Université de Rennes 2, Rennes.
- Ndiaye , P., Bodian, A., Diop, L., & Djaman, K. (2017). Evaluation de vingt méthodes d'estimation de l'évapotranspiration journalière de référence au Burkina Faso. *Physio-géo* , XI, 129-146.
- Ndiaye, P., Bodian, A., Diop, L., & Djaman, K. (2017). Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Reference Evapotranspiration to Climatic Variables: Case of Burkina Faso. *Journal of Water Resource and Protection (JWRP)* , 9, 1364-1376.
- Penman H.L., .. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc.Roy. Meteorol.Soc* , 193, 120 – 145.
- Thiam, O. (2013). Le barrage de Diama : évaluation des avantages sociaux et environnementaux de la retenue d'eau. Paris: Harmattan.
- Trabert, W. (1896). Neue beobachtungen über verdampfungsgeschwindigkeiten. *Meteorologische Zeitschrift* , 13, 261-263.
- Valiantzas, J. (2013). Simple ET₀ of Penman's Equation without wind/or Humidity Data. II : Comparisons Reduced Set-FAO and other methodologies. *American Society and Civil Engineers* , 139, 9 - 19.
- Xu, C., & Singh, V. (2001). Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrol. Process* (14), 305 – 319.
- Zhang, T., Gebremichael, M., Meng, X., Wen, J., Iqbal, M., Jia, D., et al. (2017). Climate-related trends of actual evapotranspiration over the Tibetan Plateau (1961–2010). *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY* , 1-9.

ANALYSE DE LA RELATION ENTRE LES INDICES BIOCLIMATIQUES ET LES VAGUES DE CHALEUR/PÉRIODES CHAUDS À BUCAREST, EN ROUMANIE.

SCRIPCĂ A.S. (1) et CROITORU A.E. (2)

(1) Faculté de Géographie, Université Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie, sabina_scripca@yahoo.com

(2) Faculté de Géographie, Université Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie, adina.croitoru@ubbcluj.ro

Résumé : Le principal objectif de cette recherche est d'identifier la relation entre les indicateurs bioclimatiques et les vagues de chaleur à Bucarest, en Roumanie. Les résultats de 3 indicateurs bioclimatiques (l'indice universel de confort thermique, la température effective et le pouvoir rafraîchissant de l'air) sont présentés par rapport aux vagues de chaleur modérées. On a utilisé des données quotidiennes sur la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et la nébulosité pour la période 1961-2015. Pour les analyses présentées, on a employé le logiciel BioKlima 2.6 et le chiffrier électronique Microsoft Excel. Les conclusions les plus importantes sont : dans la saison chaude, les pourcentages les plus élevés des jours dans lesquels les conditions bioclimatiques liées au stress thermique chaud sont enregistrées sont produites pendant les périodes des vagues de chaleur ; pendant la saison froide, les conditions les plus favorables identifiées sur la base d'indices bioclimatiques ont été enregistrées pendant des vagues de chaleur.

Mots clés: indicateurs bioclimatiques ; vagues de chaleur ; stress thermique ; Bucarest ; Roumanie.

Summary: Analysis of the relationship between bioclimatic indices and heat waves in Bucharest, Romania. The main objective of this work is to identify the relationship between bioclimatic indicators and heat waves in Bucharest, Romania. The results of three bioclimatic indicators (Universal Thermal Climate Index, effective temperature and cooling power) compared to moderate heat waves are presented. Daily data on air temperature, relative humidity, wind speed and cloudiness for the period 1961-2015 were considered for this analysis and BioKlima 2.6 software and the Microsoft Excel were employed to process those data. The most important conclusions are: during the hot season, the most days characterized by heat stress identified based on complex bioclimatic indices coincide with heat waves days; during the cold season, the most favorable conditions identified based on bioclimatic indices were recorded during warm spells.

Keywords: bioclimatic indices; heat waves; heat stress; Bucharest, Romania

Introduction

Les indices biométéorologiques sont utilisés pour évaluer l'influence du temps sur le corps humain et la santé. Ces indices établissent une relation entre les conditions météorologiques et les réactions du corps humain.

Il y a de nombreuses études qui ont évalué le stress thermique par l'analyse des indicateurs bioclimatiques pendant les dernières années (Błazejczyk et al., 2012 ; Teodoreanu et Mihăilă, 2012 ; Farajzadeh et al. 2015 ; Wong et al., 2017). En outre, selon des études internationales, les recherches ont montré l'influence des phénomènes extrêmes, tels que les vagues de chaleur et de froid, sur le corps humain (Błazejczyk, 2000 ; Matzarakis et Nastos, 2011 ; Nastos et Matzarakis, 2012).

L'objectif principal de cet article est celui d'identifier la relation entre les indicateurs bioclimatiques et les vagues de chaleur/périodes chaudes à Bucarest, en Roumanie. Par ailleurs, nous avons vérifié si l'inconfort supposé par les indices bioclimatiques correspond à l'inconfort provoqué par les vagues de chaleur/périodes chaudes. En d'autres termes, nous avons proposé de comparer les indices bioclimatiques complexes avec des indices simples pour identifier les

périodes d'inconfort ou confort thermique commun. Les résultats finaux de ce type d'analyse sont utiles pour établir une prévision biométéorologique.

On a présenté les valeurs de 3 indicateurs bioclimatiques par rapport aux vagues de chaleur modérées.

Selon l'approche scientifique, on dit que pour connaître la sensation humaine confortable, nous devons analyser une combinaison de plusieurs éléments climatiques (Farajzadeh et Matzarakis, 2012). Même si les résultats d'un indicateur à l'autre sont assez différents, afin de capter autant que possible la chaleur réelle du corps humain, nous estimons comme nécessaire de faire référence à l'analyse simultanée des deux phénomènes ci-dessous analysés.

1. Données et méthodes

1.1 Données

Dans cette étude, nous avons utilisé des données moyennes quotidiennes sur la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et la nébulosité pour la période 1961-2015, enregistrées à la station météorologique de Bucarest-Băneasa. Pour identifier les vagues de chaleur, nous avons utilisé la température maximale quotidienne.

Les données moyennes quotidiennes ont été extraites des archives de l'Administration Météorologique Nationale et les données de température maximale ont été téléchargées gratuitement sur le portail ECA&D (Klein Tank et al., 2002).

La vitesse du vent enregistrée à 10 mètres d'altitude a été transformée à 1,2 mètre, donc à la couche microclimatique moyen où l'être humain vit. La conversion a été réalisée à l'aide de la formule disponible sur le site : <https://websites.pmc.ucsc.edu/~jnoble/wind/extrap/>.

1.2 Méthodes

1.2.1 Identification des indices bioclimatiques

Pour cette étude, nous avons comparé les résultats obtenus à partir de trois indices bioclimatiques complexes (l'indice universel de confort thermique - UTCI, la température effective - TE et le pouvoir rafraîchissant de l'air - H) et les résultats obtenus en utilisant un indicateur simple (vague de chaleur/période chaude).

Pour calculer les indicateurs bioclimatiques complexes, nous avons utilisé le logiciel BioKlima 2.6 (Blazejczyk et Blazejczyk, 1997). Le logiciel peut être téléchargé à partir du lien suivant : <https://www.igipz.pan.pl/bioklima.html>. Pour identifier les vagues de chaleur/périodes chaudes, nous avons créé un logiciel propre à partir de chiffrier électronique Microsoft Excel. Par ailleurs, pour d'autres calculs on a utilisé le chiffrier électronique Microsoft Excel.

L'UTCI a été développé dans le cadre du programme de coopération européenne dans le domaine de la recherche COST Action 730. Les valeurs de l'UTCI sont calculées comme une fonction de régression polynomiale jusqu'au 6^e ordre avec les variables météo : la température de l'air (en °C) (t), la vitesse du vent (en m/s) à 10 mètres au-dessus du sol (v10m), la pression de vapeur d'eau (en hPa) (e). Cet indice envisage des paramètres non météorologiques tels que : la résistance thermique liée à l'habillement et une situation de référence d'une personne marchant avec une vitesse de 4 km/h, la température radiative moyenne (Mrt) ; mouvement de l'homme (vprim = 1,1 m/s). Ceci fournit un taux métabolique de 135 W/m².

La pression de vapeur d'eau a également été calculée avec le programme au-dessus mentionné, en tenant compte de la température de l'air (t) et de l'humidité relative (f), ceci, défini comme :

$$e = 6,112 \times 10^{[7,5 \times t \div (237,7 + t)]} \times 0,01 \times f$$

La température radiative moyenne est calculée avec la formule :

$$Mrt = [(R_{prim} + 0,5 \times Lg + 0,5 \times La) \div (0,95 \times 5,667 \times 10^{-8})]^{0,25} - 273$$

Où :

$$Lg = 5,5 \times 10^{-8} \times (273 + Tg)^4;$$

$$La = 5,5 \times 10^{-8} \times (273 + t)^4 \times [0,82 - 0,25 \times 10^{(0,094 \times 0,75 \times e)}]$$

où : t = température de l'air (en °C) ; e = pression de vapeur d'eau (en hPa) ; T_g = température au sol (en °C) ; R_{prim} = rayonnement solaire absorbé par l'homme nu (en W/m^2).

T_g est calculé avec l'utilisation des formules suivantes :

- 1) Pour la nébulosité (N) $\geq 80\%$ ou pour quand N manque : $Tg = t$
- 2) Pour $N < 80\%$ et $t \geq 0$ °C : $Tg = 1,25 \times t$
- 3) Pour $N < 80\%$ et $t < 0$ °C : $Tg = 0,9 \times t$

Pour calculer R_{prim} nous avons utilisé le modèle *SolAlt* proposé selon le modèle MENEX_2005 (Blazejczyk, 2005).

Les classes de confort pour cet indice sont synthétisées dans le tableau 1 (à gauche).

TE évalue l'influence commune de la température de l'air, de la vitesse du vent et de l'humidité relative. L'indice est calculé en utilisant la formule suivante, selon la formule de Missenard (Blazejczyk et al., 2012).

- 1) Pour $v \leq 0,2$ m/s : $TE = t - 0,4 \times (t - 10) \times (1 - 0,01 \times f)$
- 2) Pour $v > 0,2$ m/s :

$TE = 37 - (37 - t) \div \{0,68 - 0,0014 \times f + [1 \div (1,76 + 1,4v^{0,75})]\} - 0,29 \times t \times (1 - 0,01 \times f)$
 où : t = température de l'air (en °C) ; f = l'humidité relative d'air (en %) ; v = vitesse du vent (en m/s) à 1,2 mètres au-dessus du sol.

Les classes de confort pour cet indice sont synthétisées dans le tableau 1.

Tableau 1. Degré de confort pour les indices UTCI ; TE ; H

Degré de confort	UTCI (°C)
Stress extrême dû au froid	< -40,01
Très fort stress dû au froid	-40,00 - -27,01
Fort stress dû au froid	-27,00 - -13,01
Stress modéré dû au Froid	-13,00 - 0,00
Léger stress dû au froid	0,01 - +9,00
Pas de stress	+9,01 - +26,00
Stress thermique modéré	+26,01 - +32,00
Stress thermique fort	+32,01 - +38,00
Stress thermique très fort	+38,01 - +46,00
Stresse thermique extrême	> +46,01

Degré de confort	TE (°C)
Très froid	< 1,00
Froid	1,01 - 9,00
Frais	9,01 - 17,00
Rafraîchissant	17,01 - 21,00
Confortable	21,01 - 23,00
Chaleureuse	23,01 - 27,00
Chaud	> 27,01

Degré de confort	H (w/m2)
Extrêmement froid et venteux	> 2100,01
Très froid	1680,01 - 2100,00
Froid	1260,01 - 1680,00
Frais	840,01 - 1260,00
Légèrement frais	630,01 - 840,00
Neutre	420,01 - 630,00
Chaud	210,01 - 420,00
Très chaud	< 210,00

(Source : pour UTCI - Fiala et al. 2012 ; pour TE - Baranowska et Gabryl, 1981, citée par Blazejczyk et al., 2012 ; pour H - selon Hill et al, 1916 citée par Araźny, 2010, avec modifications)

H est un indice qui évalue les sensations thermiques de l'organisme humain en position verticale, avec des vêtements adéquats en fonction de certaines saisons. L'indice est calculé en utilisant les formules développées par Hill (1916) (Araźny, 2010) :

- 1) Pour $v \leq 1$ m/s : $H = (36,5 - t) \times (0,2 + 0,4 \times SQRT(v)) \times 41,868$
- 2) Pour $v > 1$ m/s : $H = (36,5 - t) \times (0,13 + 0,47 \times SQRT(v)) \times 41,868$

où : t = température de l'air (en °C) ; v = vitesse du vent (en m/s) à 1,2 mètres au-dessus du sol.

Les classes de confort pour cet indice sont synthétisées dans le tableau ci-dessous (à droite).

1.2.2 Identification des vagues de chaleur/périodes chaudes

Dans cette recherche, nous avons identifié les vagues de chaleur (pendant la saison chaude) et les périodes chaudes (pendant la saison froide) d'intensité modérée. Une vague de chaleur ou une période chaude a été prise en compte lorsque la température quotidienne maximale était égale ou supérieure à la valeur du 90^{ème} percentile, au moins 3 jours consécutifs. Le percentile a été calculé sur la période de référence 1961-1990.

1.2.3 Identification des relations entre les indicateurs bioclimatiques et les vagues de chaleur

La période analysée a été étudiée pour la saison froide (octobre-mars) et pour la saison chaude (avril- septembre).

Deux types d'analyses ont été menés dans cette étude :

- Nous avons calculé la distribution des jours avec conditions de vagues de chaleur/périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique d'un indice complexe ;
- Nous avons calculé la fréquence des jours avec et sans conditions de vagues de chaleur/périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique d'un indice complexe.

2. Résultats

L'analyse de l'indice UTCI indique, pendant la saison chaude, un pourcentage élevé du nombre de jours avec condition de vague de chaleur appartenant aussi aux classes associées à un certain risque pour le stress thermique chaud (« stress thermique modéré » – 49.8% et « stress thermique fort » – 36.4%) ; pendant la saison froide, les plus jours avec conditions de période chaude tombent dans les classes « pas de stress thermique » ou « stress léger dû au froid » (Figure 1a) ; en même temps, tous les jours caractérisés par les conditions bioclimatiques les plus sévères pour le corps humain et synthétisées par la class « stress thermique très fort » et presque une moitié des jours de la classe « stress thermique fort » coïncident avec les jours de vague de chaleur pendant la saison chaude lorsque pendant la saison froide les jours des périodes chaudes créent un stress thermique modéré ou conditions sans stress (Figure 1b).

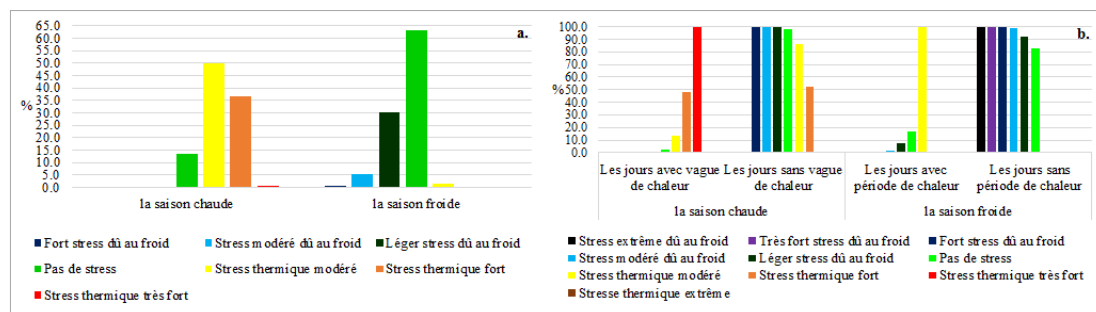


Figure 1. Les résultats pour l'indice UTCI : a. la distribution des jours avec conditions de vagues de chaleur/périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique ; b. la fréquence des jours avec et sans conditions de vagues de chaleur/périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique

Sur la base de l'analyse de distribution, pendant la saison froide, la plupart des jours appartenant aux périodes chaudes se sont enregistrés en même temps que la classe de confort thermique pour l'organisme humain (62,9%) et pendant la saison chaude, les plus jours avec condition de vague de chaleur se trouve dans les classes avec stress thermique modéré et stress thermique fort (Figure 1a). Sur la base de l'analyse de fréquence il faut remarquer que pendant la saison chaude tous les jours de la classe avec stress thermique très fort ont été enregistrés comme des jours avec conditions de vague de chaleur et que les jours avec conditions les plus

sévères concernant le stress thermique froid indiqué par l'indice UTCI (les classes «stress extrême dû au froid» et «très fort stress dû au froid») ne coïncident pas du tout avec les périodes chaudes pendant la saison froide, mais avec la classe de stress thermique modéré (Figure 1b).

Les résultats pour l'indicateur TE, montrent que pendant la saison chaude, seulement 21,3% des jours avec condition de vague de chaleur coïncident avec la classe bioclimatique «chaudeuse» et la plupart des jours se trouve dans les classes «rafraîchissant» et «confortable» (Figure 2a).

Quand on analyse la fréquence des jours avec et sans conditions de vague de chaleur dans chaque classe bioclimatique, on peut observer que tous les jours de la classe «chaude» et la grande majorité (67,2%) des ceux appartenant à la classe «chaudeuse» sont caractérisés par des conditions de vague de chaleur, aussi. Pendant la saison froide, les classes «confortable» et «chaude» manquent, mais les plus jours qui ont été part des périodes chaudes coïncident avec la classe «rafraîchissant» (Figure 2b).

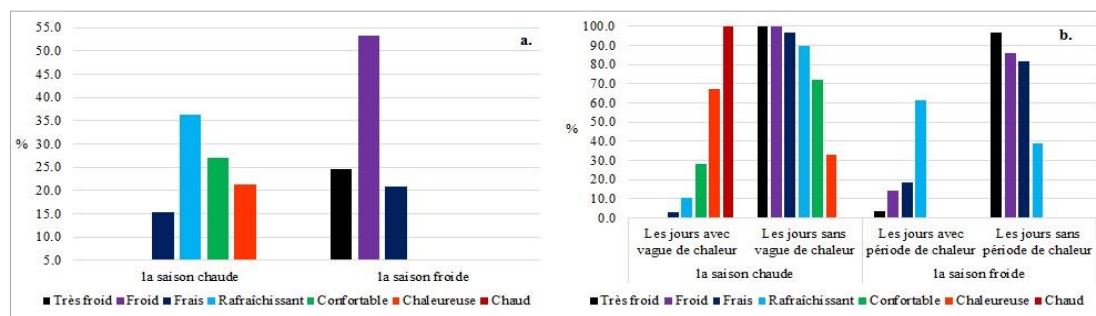


Figure 2. Les résultats pour l'indice TE : a. la distribution des jours avec conditions de vagues de chaleur/ périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique ; b. la fréquence des jours avec et sans conditions de vagues de chaleur/périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique

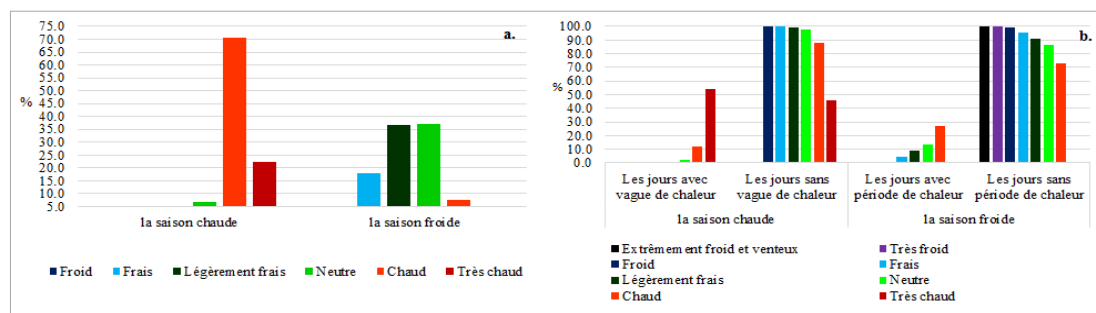


Figure 3. Les résultats pour l'indice H : a. la distribution des jours avec conditions de vagues de chaleur/ périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique ; b. la fréquence des jours avec et sans conditions de vagues de chaleur/périodes chaudes dans chaque classe bioclimatique

L'analyse de l'indicateur H montre que, pendant la saison chaude, 92,7% des jours appartenant aux vagues de chaleur coïncident avec les jours compris dans les périodes caractérisées par l'inconfort pour le stress thermique chaud (les classes «chaud» et «très chaud»). Cependant, pendant la saison froide, les jours des périodes chaudes s'inscrivent dans les classes «neutre», «légèrement frais» et «frais» (Figure 3a). La classe qui synthétise le plus sévère inconfort pour le stress thermique chaud (classe «très chaud»), contient 54,2% des jours enregistrés lorsqu'il y a des vagues de chaleur. Pendant la saison froide, presque tous les jours des périodes chaudes se groupent dans les classes «frais», «légèrement frais», «neutre» et «chaud» (Figure 3b).

Conclusions et Discussion

Pendant la saison chaude, les plus nombreux jours appartenant aux classes bioclimatiques qui synthétisent les conditions les plus sévères pour le stress thermique chaud calculées en utilisant des indices composites, coïncident aux jours des vagues de chaleur lorsque pendant la saison froide, la présence des périodes chaudes réduit l'inconfort du stress thermique froid pour tous les indices analysés. Avec ces résultats, on peut arriver à la conclusion que, s'il n'y a pas de données ou de temps disponible pour calculer les indices complexes, on peut utiliser l'indicateur simple « vague de chaleur/périodes chaudes » qui, dans la plupart des cas indique très bien le degré de l'inconfort thermique à des fins diverses : des études scientifiques à longue durée ou pour émettre des messages d'avertissement à la population (spécialement pendant la saison chaude).

Bibliographie

- Arażny A., 2010. Biometeorological conditions in the Arctic during the first international Polar Year, 1882–1883. *Bulletin of Geography – physical geography series*, 3(1), 47–64.
- Baranowska M, Gabryl B., 1981. Biometeorological norms as tolerance interval of man to weather stimuli. *Int J Biometeorol*, 25, 123–126.
- Blazejczyk K., Blazejczyk M., 1997. Un logiciel pour la bioclimatologie. *La press thermale et climatique. Bioclimatologie*, 4(7), 224-228.
- Blazejczyk K., 2000. Influence of extreme heat waves on man. *Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne*, 108, 101-108.
- Blazejczyk K., Epstein Y., Jendritzky G., Staiger H., Tinz B., 2012. Comparison of UTCI to selected thermal indices. *International Journal of Biometeorology*, 56(3), 515–535.
- Blazejczyk, K., 2005. MENEX_2005– the updated version of man-environment heat exchange model, https://www.igipz.pan.pl/tl_files/igipz/ZGiK/opracowania/indywidualne/blazejczyk/MENEX_2005.pdf.
- Farajzadeh H., Matzarakis A., 2012. Evaluation of thermal comfort conditions in Ourmieh Lake, Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 107(3-4), 451–459.
- Hill, L., Griffith, O.W., Flack, M., 1916. The measurement of the rate of heat loss at body temperature by convection, radiation and evaporation [online]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 183-220 [cit. 12.01.2018] <<http://rspb.royalsocietypublishing.org/content/royptb/207/335-347/183.full.pdf>>.
- Klein Tank A.M.G., Wijngaard J.B., Können G.P., et al., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *International Journal of Climatology*, 22, 1441–1453.
- Matzarakis A., Nastos P.T., 2011. Human-Biometeorological assessment of heat waves in Athens. *Theoretical and applied climatology*, 105(1-2), 99-106.
- Missenard F.A., 1933. Température effective d'une atmosphère. Généralisation température résultante d'un milieu. *Encyclopédie Industrielle et Commerciale, Etude physiologique et technique de la ventilation. Librairie de l'Enseignement Technique, Paris*, 131–185.
- Nastos P.T., Matzarakis A., 2012. The effect of air temperature and human thermal indices on mortality in Athens, Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(3-4), 591-599.
- Teodoreanu, E., Mihăilă, D., 2012. Is the Bioclimate of the Suceava Plateau Comfortable or Uncomfortable? Analysis Based on Wind Cooling Power Index and Skin and Lung Stress Index. *Present Environment and Sustainable Development*, 6, 229-251.
- Wong, H. T., Wang, J., Yin, Q., Chen, S., Lai, P. C., 2017, The potential benefits of location-specific biometeorological indexes. *International Journal of Biometeorology*, 61(9), 1695–1698.
- Logiciel BioKlima : 2.6 <https://www.igipz.pan.pl/bioklima.html>.
- <https://websites.pmc.ucsc.edu/~jnoble/wind/extrap/>.
- <http://www.utci.org/>

LA METHODE PRESCILIA DE SPATIALISATION QUOTIDIENNE DES PRECIPITATIONS A PARTIR DE TYPES DE TEMPS

SOUBEYROUX J.M. (1), LASSEGUES P. (2), SIMON P. (3) et CANELLAS C. (4)

(1) Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, Toulouse, France,
jean-michel.soubeyroux@meteo.fr, pierre.lassegues@meteo.fr, pascal.simon@meteo.fr,
claire.canellas@meteo.fr

Résumé : Une nouvelle méthode de spatialisation des précipitations au pas de temps quotidien dénommée *Prescilia* (PRÉcipitations Spatialisées Contraintes par une Initialisation Aurelhy) a été développée par Météo-France pour répondre aux besoins de production climatologique à tous les pas de temps: mensuel, annuel, décennal, normales climatologiques. Cette méthode qui a vocation à remplacer la méthode classique Aurelhy pour la production opérationnelle, s'avère meilleure notamment dans le cas de densité de poste réduite tel que prévu dans le cadre de l'automatisation en cours du réseau climatologique d'État.

Mots clés: spatialisation, climatologie des précipitations, types de temps, *Prescilia*, Aurelhy

Summary: A new daily spatialization method for precipitation analysis, named *Prescilia*, has been developed by Météo France to meet the needs of climatology production at all time steps: monthly, yearly, climate normals. This method, aiming to replace the classical method Aurelhy for the operational productions, proved to be better especially in the case of a low density network as planned in the current project for the automation of the climate observation network.

Keywords: Spatial analysis, precipitation climatology, weather regime, *Prescilia*, Aurelhy

Introduction

La caractérisation du climat en France s'appuie sur le calcul de normales trentenaires aux postes calculées selon les préconisations de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (WMO, 1989) mais aussi sur des produits spatialisés sur une grille de résolution 1 km selon la méthode Aurelhy (Canellas et al, 2014) prenant en compte les paramètres du relief et la densité importante de postes climatologiques en France provenant notamment du Réseau Climatologique d'État (RCE)²³.

Ainsi, le projet d'automatisation du réseau RCE²⁴ sur la période 2018-2022 impose de revoir les méthodes utilisées en matière de spatialisation. Il est en effet prévu que les 2300 postes manuels actuels du RCE mesurant les précipitations vont être progressivement remplacés par environ 740 stations automatiques sélectionnées en fonction de leur intérêt pour la caractérisation du changement climatique. Le réseau d'observation météorologique complet disponible au pas quotidien en France, qui intègre environ 2000 postes supplémentaires, répondant notamment aux besoins de sécurité, va ainsi connaître une baisse sensible de densité spatiale, passant à un poste en moyenne tous les 20 km au lieu de 13 km. La nouvelle méthode présentée dans cet article est issue de travaux réalisés sur la climatologie des précipitations dans les Alpes (Lassègues, 2016). Elle vise à utiliser le maximum d'observations disponibles au pas de temps quotidien pour constituer des champs climatologiques quotidiens à partir d'une ébauche issue d'une climatologie Aurelhy par type de temps.

Dans cet article, la notion de type de temps se réfère à des classes de situation météorologique moyenne expliquant la variabilité spatiale d'un paramètre, ici les précipitations.

²³ <http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/observer-le-temps/moyens/les-stations-au-sol>

²⁴ <http://www.meteofrance.fr/documents/10192/44373/Une+nouvelle+station+m%C3%A9t%C3%A9o+automatique+%C3%A0+Murat+%28Cantal%29>

La première partie de ce résumé présentera en détail la méthode dont la performance sera comparée à Aurelhy dans une seconde partie selon plusieurs scénarios d'évolution du réseau d'observation.

1. Description de la méthode Prescilia

La méthode Prescilia est fondée sur une approche statistique visant à produire des champs quotidiens de précipitations sur la France sur une profondeur très longue (60 ans : 1958-2017). Ces champs quotidiens peuvent ensuite être agrégés à tous les pas de temps pour constituer des produits climatologiques. Cette production cherche à tirer le meilleur profit des longues séries d'observations quotidiennes en densité spatiale élevée disponibles dans les bases de données climatologiques à partir de 1960.

La première étape de la méthode (Figure 1) consiste à mettre en place une climatologie Aurelhy par types de temps reposant sur une méthode de classification selon une analyse canonique reliant données locales et champs décrivant la circulation générale (Lassegues, 2016) : 6 classes de type de temps ont été retenues pour expliquer la variabilité climatique en France sur deux grandes saisons, hiver et été. Une climatologie par postes pour chacun des types de temps est ensuite calculée et la méthode de spatialisation Aurelhy permet, à partir des prédicteurs du relief, de produire des champs climatologiques sur une grille de 1 km pour chacune des 12 classes de type de temps.

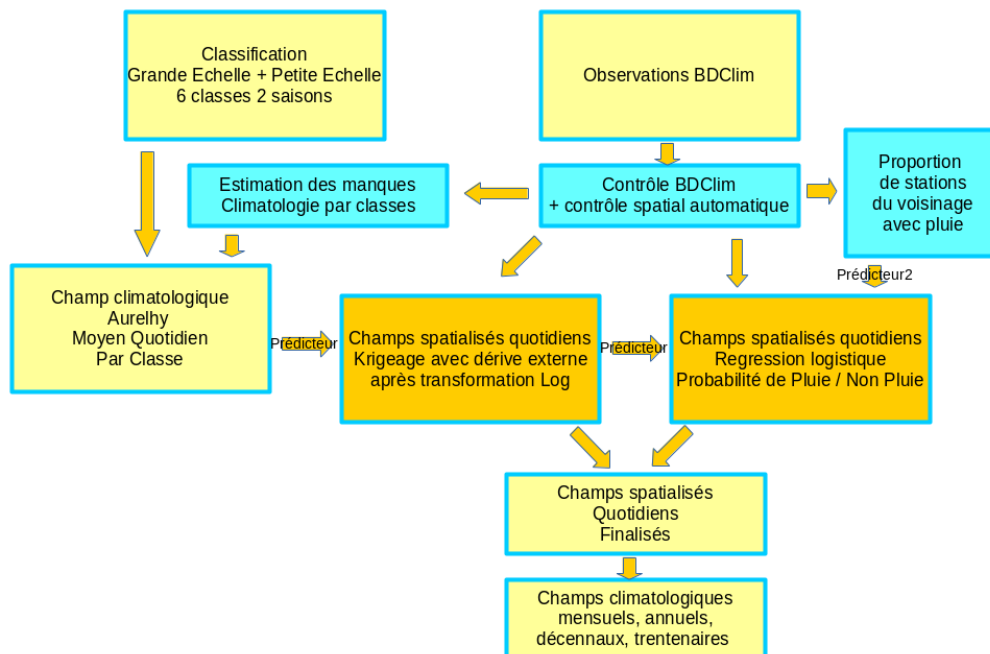


Figure 1. Diagramme des traitements de la méthode Prescilia

Une spatialisation quotidienne des précipitations est ensuite réalisée en utilisant la climatologie du type de temps du jour (produite à l'étape précédente) comme ébauche dans le cadre d'une méthode de krigeage avec dérive externe (Matheron, 1963). Pour chaque point de grille, le modèle traite séparément la prévision de l'occurrence pluie/non pluie et la prévision de la quantité de pluie. Le traitement spécifique de l'occurrence de pluie/non pluie permet d'éliminer des pluies faibles résiduelles inhérentes à la plupart des techniques d'analyse spatiale. Le traitement quantitatif des précipitations est réalisé après une transformation en log, technique dite du krigeage trans-gaussien (Cressie, 1993). Au final, la résolution spatiale des champs produits est de 1 km, comme dans le produit Aurelhy actuel.

Mais, contrairement à la méthode Aurelhy qui n'utilise que les séries climatologiques complètes sur la période d'analyse (10 ans généralement), la méthode Prescilia permet de tirer parti de l'ensemble des observations pluviométriques disponibles au pas quotidien. En effet, un nombre important de stations ayant un fonctionnement non continu sur 10 ans peuvent contribuer à l'analyse. Autre avantage, les champs quotidiens peuvent être agrégés pour reconstituer des climatologies aux pas de temps mensuels et annuels ou autres.

2. Evaluation de la méthode dans le contexte de l'évolution du réseau d'observation

2.1 Définition des scénarios de simulation

Différents scénarios de densité du réseau d'observation ont été définis pour comparer les performances relatives des méthodes Prescilia et Aurelhy selon une méthode de validation croisée par lots. La période étudiée couvre 10 ans : 2001-2010. Les climatologies étudiées correspondent aux normales mensuelles telles qu'elles sont produites opérationnellement avec la méthode Aurelhy.

- Scénario 1 « Réseau complet » : scénario pour lequel on utilise toutes les observations disponibles du réseau existant sur la période 2001-2010.
- Scénario 2 « Futur réduit » : scénario futur du réseau cible dans lequel la densité de poste est réduite par rapport aux conditions actuelles. Dans ce scénario le nombre de postes du réseau simulé est stable (et réduit) tout au long des 10 années de la période 2001-2010.
- Scénario 3 « Réduction progressive » : scénario dans lequel on simule une mise en place progressive du réseau cible. Au cours des 3 premières années (2001-2003), le nombre de stations est stable et correspond à la densité actuelle. Au cours des quatre années suivantes (2004-2007) le nombre de stations diminue progressivement (par tirage au sort) pour atteindre finalement la densité du réseau cible. Enfin, pour les trois dernières années (2008-2010), le réseau est stable à la densité (réduite) du futur réseau cible.

Dans notre étude, le réseau « Futur réduit » (simulation du futur réseau cible) est le réseau constitué des stations automatiques existantes (hors RCE) dans la période 2001-2010 auxquelles s'ajoute une liste de 740 postes du RCE prévus d'être automatisés.. La validation croisée est réalisée par lots en conciliant deux objectifs, disposer d'un échantillon le plus grand possible et ne pas trop s'éloigner des conditions de densité « Réseau complet » et « Futur réduit » que nous souhaitons simuler. Ainsi, 1400 stations disposant de données complètes sur la période 2001-2010 ont été identifiées pour être utilisées en validation croisée. Cet ensemble a été divisé par tirage au sort en quatre lots équivalents de 350 stations différentes. Les spatialisations Prescilia et Aurelhy ont été mises en œuvre quatre fois pour chacun des douze mois de l'année dans les différents scénarios en mettant de côté chaque fois un des lots de 350 stations. Pour chaque méthode, on estime par interpolation bilinéaire la valeur au point correspondant à la localisation de la station de validation croisée.

A l'issue de ces traitements on calcule les scores de performance, comme l'erreur quadratique (RMSE) ou le biais, présentés plus loin. Au final on dispose de cinq expériences à évaluer, trois scénarios pour chacune des deux méthodes, notant que par construction, les scénarios « futur réduit » et « réduction progressive » conduisent au même résultat pour Aurelhy. Le tableau suivant récapitule le nombre moyen de stations disponibles pour les méthodes Prescilia, Aurelhy réseau Complet et Aurelhy réseau Futur réduit (après retrait des 350 stations de validation par lot).

Tableau 1. Nombre moyen de postes utilisés pour chacune des expériences étudiées

Expériences	Prescilia Réseau complet	Prescilia Réduction progressive	Prescilia Futur réduit	Aurelhy Réseau complet	Aurelhy Futur réduit
Nombre moyen mensuel de postes (2001-2010)	3926	2903	1771	3290	1418

2.2 Résultats en termes de RMSE (Root Mean Square Error) et Biases

La Figure 2 présente pour nos 1400 postes de validation, la RMSE mensuelle évaluée par bootstrap²⁵ pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre, représentant le cycle annuel.

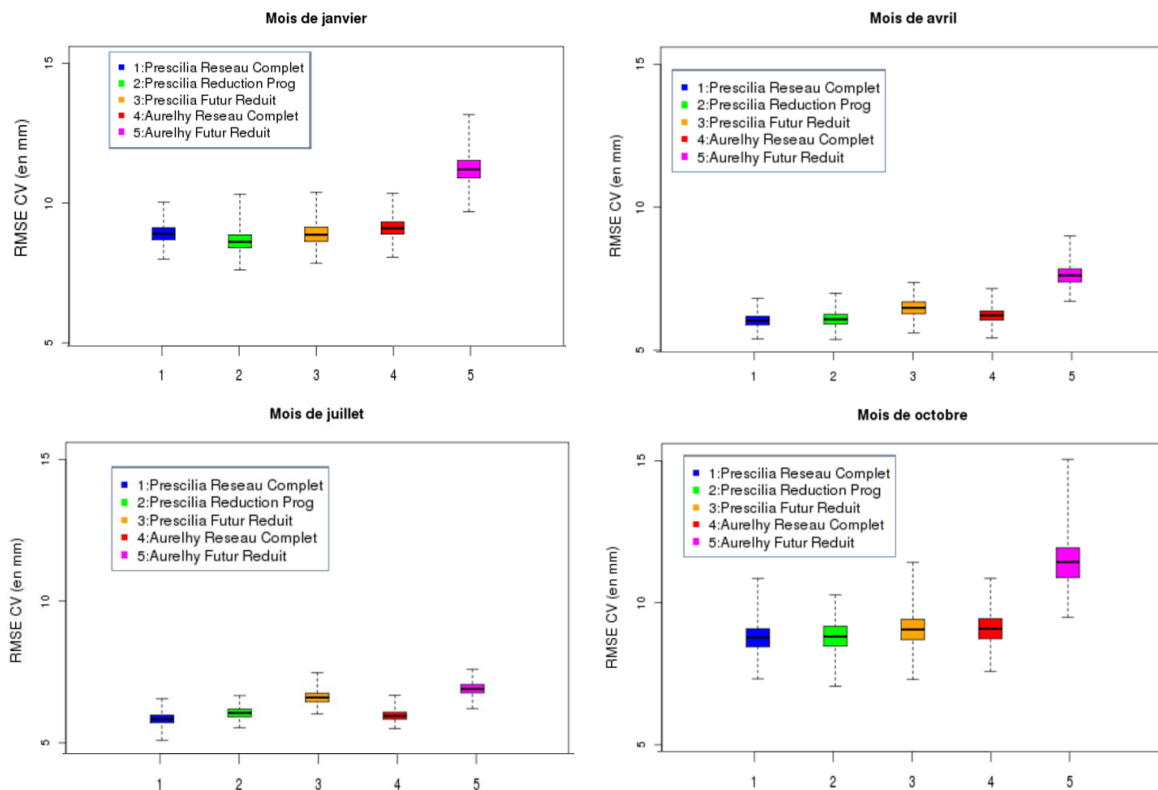


Figure 2. RMSE (en mm) obtenu par validation croisée pour nos 5 expériences pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre.

Le résultat le plus marquant concerne Aurelhy Réseau Futur Réduit. C'est la seule des cinq expériences pour laquelle on voit que la RMSE est clairement dégradée par rapport aux autres. De manière générale et sans surprise, il apparaît que la performance d'une méthode dépend principalement du nombre d'observations prises en compte, bien que ce ne soit pas le seul facteur de différences. Par exemple, pour le mois de janvier on constate que Prescilia Futur Réduit donne des résultats légèrement meilleurs que Aurelhy Réseau Complet. Un point important mérite également d'être souligné : Prescilia Réseau Complet donne des résultats légèrement meilleurs que Aurelhy Réseau Complet, un résultat attendu compte tenu d'une exploitation exhaustive des observations quotidiennes. Toutefois, la différence en faveur de

²⁵ Méthodes fondées sur la réplcation multiple des données à partir du jeu de données étudié, selon les techniques de ré-échantillonnage.

Prescilia reste modeste, vraisemblablement à cause de la performance déjà élevée de la méthode Aurelhy développée pour le calcul des normales climatologiques.

En matière de biais, les résultats sont plus difficiles à analyser du fait de la proportion différente de stations automatiques et de stations manuelles dans les jeux d'observation, sachant que les pluviomètres automatiques peuvent donner des estimations des précipitations inférieures à celles des pluviomètres manuels (OMM, 2017) : ce biais est estimé en moyenne inférieur à 5 % mais il peut atteindre parfois 20 % selon le taux de précipitation solide ou de précipitation de forte intensité. Dans les jeux de données utilisés pour nos expériences, la proportion de pluviomètres manuels diminue de « Réseau Complet » vers « Réduction Progressive » et vers « Futur Réduit ». D'autre part, la proportion de pluviomètres manuels est relativement faible dans la liste des 1400 postes de référence pour la validation croisée. Ces deux facteurs expliquent que l'on trouve le biais positif le plus fort pour les expériences « Réseau Complet » et un biais positif, moins marqué, mais encore nettement sensible, pour « Réduction Progressive » par rapport à « Futur Réduit ». Un second phénomène apparaît dans nos analyses : les biais sont généralement positifs en hiver et s'inversent en été. Il est vraisemblable que les techniques de spatialisation soient moins performantes pour les pluies convectives d'été localisées que pour les pluies stratiformes d'hiver se produisant sur de plus grands espaces. De même, l'apport des types de temps pour Prescilia est moins informative.

Tableau 2. Biais moyen annuel et pour les mois de janvier et juillet pour chacune des expériences étudiées

Expériences	Prescilia Réseau complet	Prescilia Réduction progressive	Prescilia Futur réduit	Aurelhy Réseau complet	Aurelhy Futur réduit
Biais moyen annuel (mm)	1,5	0,7	-0,1	0,1	-0,3
Biais moyen janvier (mm)	3,2	2	0,2	2	-0,2
Biais moyen juillet (mm)	-0,3	-0,6	-1,3	0,2	-0,2

Discussion et perspectives

Dans les conditions de densité du réseau actuel, la méthode Prescilia donne des performances en général légèrement meilleures qu'Aurelhy mais les différences sont minimes. Comme attendu en revanche, la performance de la méthode Prescilia est nettement supérieure à celle de la méthode Aurelhy dans les conditions de densité réduite correspondant au futur réseau climatologique disponible en France.

Sur la base de ces résultats, la méthode Prescilia confirme son intérêt pour se substituer à la méthode Aurelhy dans le contexte de l'évolution du réseau RCE pour toutes les utilisations actuelles et notamment le calcul des prochaines normales 1991-2020. Il a également été mis en évidence que les différentes proportions de stations manuelles et automatiques selon les expériences perturbent fortement l'analyse des résultats en matière de biais. Dans la perspective d'automatisation complète du réseau d'observation, l'impact de cette évolution méritera la plus grande attention dans tous les diagnostics climatiques.

Bibliographie

- Cressie N.A.C., 1993. *Statistics for Spatial Data*. Wiley. ISBN: 978-1-119-11461-1
- Matheron G., 1963. *Traité de Géostatistique appliquée*. Coll. *Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières*. Technip, Paris (**no14, 24**), 1962–1963, 2 vol., 333-171 p.
- Lassegues P., 2016. Daily and climatological fields of precipitation over the western Alps with a high density network for the period of 1990–2012. *Theor Appl Climatol* **2016**. doi:10.1007/s00704-016-1954-z
- Canellas C., Gibelin A.L., Lassegues P., Kerdoncuff M., Dandin P., Simon P., 2014. Les normales climatiques spatialisées Aurelhy1981-2010 : température et précipitations. *La Météorologie*, **85**, 2014, 47-55.
- OMM, 2017. *L'automatisation des réseaux d'observation météorologique et ses répercussions sur la surveillance à long terme du climat*. Note **1202**, 37 p.
- WMO, 1989. *Calculation of monthly and annual 30 year standard normals*. WCDP-10, WMO-TD N°341, 12 p.

LES PRÉCIPITATIONS A BEYROUTH ET LEURS RELATIONS AVEC LES TYPES DE CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

TRABOULSI M. (1,2), TOLIKA K. (3), ANAGNOSTOPOULOU C. (3), et MAHERAS P. (3)

(1) Université Libanaise, Faculté des Lettres, Corniche Mazraa, Beyrouth Liban

(2) Archéorient UMR 5133. Maison de l'Orient et de la Méditerranée CNRS-Université Lyon 2. 7, rue Raulin, 69007 Lyon. traboulsim@yahoo.fr

(3) Département de Météorologie et Climatologie. Aristote Université de Thessaloniki, 54124 Grèce

Résumé : Ce travail propose l'analyse des relations entre les précipitations à Beyrouth et les types de circulation au niveau de 500 hPa pour la période 1958-59/2015-16. L'analyse des tendances montre que les précipitations annuelles et saisonnières moyennes présentent des tendances négatives (positive en automne), qui ne sont cependant significatives statistiquement qu'au printemps. Afin de comprendre ce phénomène, nous avons étudié les tendances des précipitations en relation avec les types de circulation atmosphérique. Il en résulte que les tendances des hauteurs de précipitations correspondant à des types de circulation à caractère très pluvieux - C, Cwsw, Cne – sont négatives pour les deux premiers et significatives particulièrement au printemps, alors que pour le troisième type, la tendance est positive (négative seulement en hiver) mais non significative.

Mots clés: Types de circulation, Tendance, Précipitations, Beyrouth-AIB, Liban.

Summary: This work proposes the analysis of the relations between precipitation in Beirut and the circulation types at the level of 500 hPa for the period 1958-59 / 2015-16. Trend analysis shows that mean annual and seasonal precipitation show negative trends (positive in the fall), but are only statistically significant in the spring. In order to understand this phenomenon, we studied precipitation trends in relation to the types of circulation. It is inferred that the precipitation height trends of the highly rainy types (C, Cwsw, Cne) are negative for the first two and significant especially in the spring, while for the third type, this trend is positive (negative) only in winter but not significant.

Keywords: Types of circulation, Trend, Precipitation, Beirut-AIB, Lebanon.

Introduction

Le Liban, de par sa situation géographique, sur la côte est de la Méditerranée orientale (figure 1), est caractérisé par un climat méditerranéen à sécheresse estivale marquée. L'année est divisée en deux saisons : la saison pluvieuse s'étend d'octobre à mai et la saison sèche de juin à septembre. Les intersaisons sont réduites à portion congrue. Les précipitations sont concentrées sur l'hiver (décembre, janvier et février) représentant autour de 60 % du total annuel moyen et dotées d'un seul maximum situé généralement en décembre ou en janvier. La répartition spatiale des précipitations est déterminée en grande partie par le relief. Les régions littorales enregistrent une moyenne annuelle variant entre 700 mm (au sud) et 800 mm ; alors que ce total dépasse 1800 mm sur les crêtes de la chaîne du Mont Liban. Une fois cette barrière montagneuse (culminant à 3088 m au Qornet es-Saouda) franchie, la pluviosité diminue par effet de continentalité et d'abri. Elle varie entre 200 mm dans le nord de la vallée de la Békaa et 700 mm voire plus dans le sud de cette plaine, moins bien protégée par le massif (figure 1). Sur les montagnes, les précipitations tombent en grande partie sous forme de neige, mais cette dernière tendrait à diminuer en quantité (Chabaan *et al.*, 2011), ce constat étant confirmé par les observations de la population. La tendance significative à la hausse de la température au Liban, comme dans l'ensemble de la région proche orientale (Traboulsi, 2014a et b), corrobore ce constat. En effet, les chutes de neige sont liées à l'arrivée de masses d'air froid au-dessus de la Méditerranée (mer chaude), provoquant un fort gradient thermique vertical et une forte

instabilité par la suite. La confirmation de cette hypothèse nous amène à étudier les types de circulation atmosphérique au Liban ainsi que les précipitations qui leur sont associées afin de voir les conséquences du réchauffement climatique dans la région.

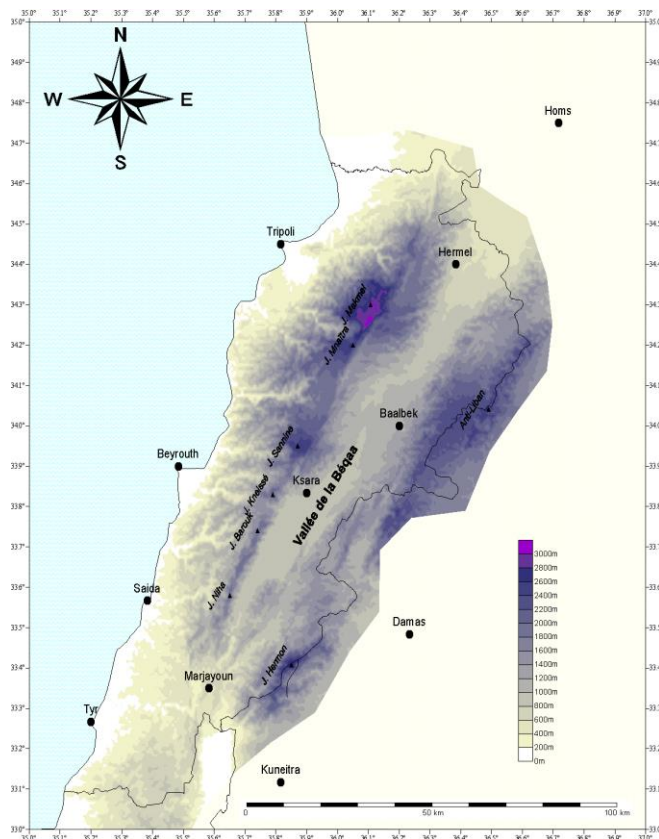


Figure 1. Le Liban, modèle numérique de terrain (d'après Deparaetere, 1998).

1. Données et méthodes

Cette étude se base sur les données pluviométriques quotidiennes de la station de Beyrouth-AIB (Aéroport International) pour la période 1958-59/2015-16, années pour lesquelles nous avons calculé le nombre de jours des précipitations ($j \geq 0,1$ mm) et les hauteurs des précipitations saisonnières et annuelles. Pour l'étude des types de circulation atmosphérique, nous avons utilisé la méthode de classification automatique des types de circulation développée par Anagnostopoulou *et al.*, (2009) applicable partout dans le monde. Elle se base sur le calcul des anomalies des géopotentiels à 500 hPa sur des points de grille $2,5^\circ$ (Kalnay *et al.*, 1996). Ces données sont sélectionnées sur une fenêtre large s'étendant de 20°N à 60°N en latitude et de 10°W à 65°E en longitude avec un point central dont les coordonnées sont 35° de latitude N et 35° de longitude E.

A partir du calendrier journalier des types de circulation obtenu, nous avons calculé les fréquences saisonnières des types de circulation (cycloniques et anticycloniques) ainsi que leurs tendances. Afin d'étudier le lien entre les précipitations et les types de circulation, nous avons calculé les pourcentages saisonniers des précipitations par type de circulation (afin de déceler les types les plus pluvieux). Les tendances des précipitations saisonnières et annuelles, ainsi que celles de leurs fréquences, sont aussi étudiées. Ces tendances linéaires sont testées significatives au seuil de 5 % selon le test Mann Kendall (Sneyers, 1990).

2. Précipitations annuelles et saisonnières

La station de Beyrouth reçoit une moyenne annuelle de 762 mm avec un maximum hivernal (60 % des précipitations tombent en hiver : décembre, janvier et février). Les mois d'automne et de printemps enregistrent respectivement 21 et 20 % du total annuel. Les pluies d'été sont insignifiantes (figure 2), la région étant alors sous l'influence des hautes pressions subtropicales présentes en altitude.

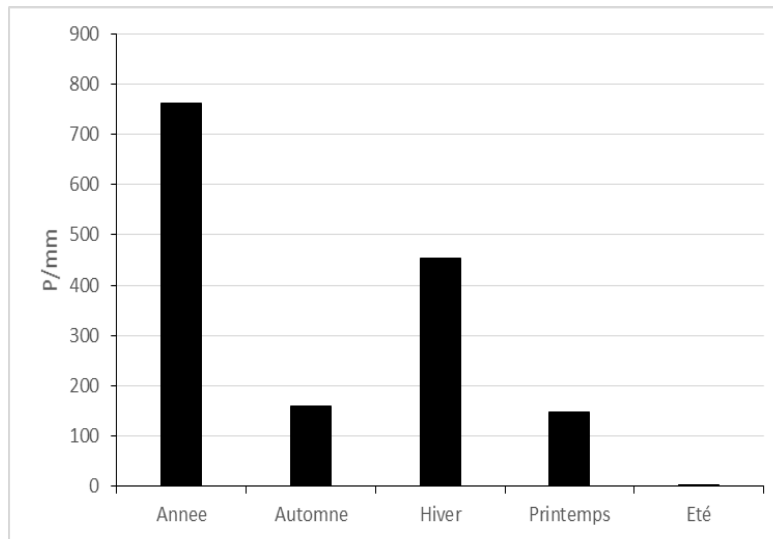


Figure 2. Hauteurs moyennes des précipitations annuelles et saisonnières à Beyrouth-AIB pour la période 1958-59/2015-2016.

Les précipitations tombent en un petit nombre de jours (77 jours en moyenne), avec un maximum en hiver. Les hauteurs des précipitations présentent une tendance à la baisse à l'échelle annuelle et durant les saisons d'hiver et de printemps, mais elle n'est significative que durant cette dernière saison. La tendance est négative pour le nombre de jours de précipitations, que ce soit à l'échelle annuelle ou saisonnière, mais elle n'est significative qu'en hiver.

Tableau 1. Tendances des hauteurs et du nombre de jours de précipitations à Beyrouth-AIB (1958-59/2015-2016). Les tendances significatives au seuil de 5 % selon le test Mann Kendall sont marquées par une étoile (les pluies d'été sont insignifiantes).

	Automne	Hiver	Printemps	Été	Année
Hauteur des précipitations	+	-	_*	_*	-
Nombre de jours	-	_*	-	_*	-

3. Les types de circulation atmosphérique en hiver

La classification comprend 5 types anticycloniques et 7 cycloniques (figure 3). La distinction des types se fait principalement selon la position du centre des anomalies positives (types anticycloniques) ou des anomalies négatives (types cycloniques) des géopotentiels au niveau de 500hPa. Une telle classification est valable si chaque type correspond à un géopotential caractéristique visuellement distinct des autres et s'il produit le flux d'altitude et le temps que l'on attend. Afin de la vérifier, nous avons construit des cartes moyennes saisonnières, dites composites, des « anomalies » des 12 types de circulation retenus (figure 3). Pour toutes les saisons et tous les types, on a appliqué le « t-test » aux valeurs maximales, positives ou négatives des anomalies. Il en ressort que tous les champs des anomalies sont significatifs au seuil de $P \geq 0.05$. La comparaison des composites fait apparaître les champs anticycloniques et cycloniques comme des images inversées.

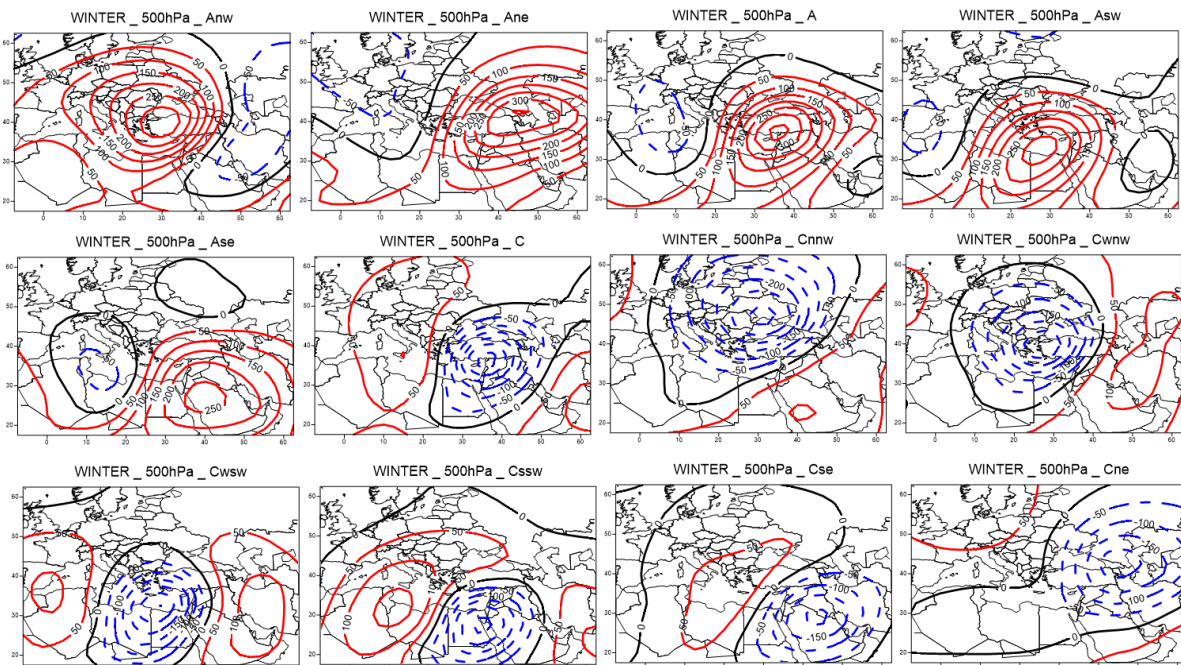


Figure 3. Les anomalies moyennes des types de circulation pour l'hiver : anticycloniques (a) et cycloniques (c). Couleur rouge, anomalies positives, couleur bleue, anomalies négatives.

Le calcul des fréquences relatives annuelles moyennes (tableau 2) montre que les types anticycloniques représentent 53,8 % du total des jours pour la période étudiée alors que les types cycloniques n'entrent que pour 46,2 %. Parmi les types cycloniques, le type C est le plus fréquent à l'échelle annuelle (10,6 %) suivi par le type Cne (10,3 %). A l'échelle saisonnière ce dernier enregistre la plus grande fréquence en automne (8,8 %), en hiver (14,8 %) et au printemps (13,3 %), le type C en automne et en été (9,0 %).

Tableau 2. Fréquences saisonnières et annuelles des types de circulation à Beyrouth-AIB (1958-59 /2015-2016).

	Anw	Ane	A	Asw	Ase	C	Cnnw	Cwnw	Csw	Csw	Cse	Cne
Automne	15,9	11,2	8,1	16,2	7,4	8,7	3,1	7,8	6,8	1,6	4,4	8,8
Hiver	6,0	8,5	13,2	10,9	2,2	12,2	2,4	6,9	13,7	2,5	6,7	14,8
Printemps	8,3	7,2	11,8	12,5	3,5	12,4	3,5	5,1	11,6	3,1	7,6	13,3
Été	17,1	11,4	12,9	16,5	14,4	9,0	1,2	4,9	5,5	0,9	2,1	4,4
Année	11,8	9,6	11,5	14,0	6,9	10,6	2,6	6,2	9,4	2,0	5,2	10,3

Les types anticycloniques affichent une tendance à la hausse significative au seuil de 5 %, selon le test Mann Kendall, aux échelles saisonnières et annuelle. Par contre, les types cycloniques affichent une tendance négative significative pour les mêmes échelles temporelles

4. Relations entre les types de circulation atmosphérique et les précipitations

Les types anticycloniques s'expriment par une stabilité atmosphérique donc par l'absence de précipitations. En effet, ces types n'engendrent que 6,1 % des précipitations totales alors que les types cycloniques représentent 93,9 % des hauteurs totales (tableau 3), ce qui est conforme à la circulation atmosphérique régionale au-dessus de la Méditerranée orientale. A l'échelle annuelle, c'est le type C qui enregistre le plus fort pourcentage de précipitations (37,7 %) suivi par le type Csw (20,1 %) et le type Cne (12,3 %). A l'échelle saisonnière, la dominance du type C durant toutes les saisons est la règle. Le type Csw vient en deuxième rang en hiver et le type Cne en troisième rang. Ce résultat corrobore les travaux de Tolika *et al.* (2007).

L'examen des tendances du nombre de jours des précipitations par type de circulation (tableau 4) révèle qu'elles sont positives pour tous les types anticycloniques à l'échelle annuelle et saisonnière, mais elles ne sont significatives qu'à l'échelle annuelle (excepté le type Ase). Concernant les types cycloniques, ces tendances sont négatives et significatives à l'échelle annuelle (excepté le type Cne où la tendance est à la hausse mais non significative). A l'échelle saisonnière, la tendance varie d'un type à l'autre. Les 5 types, Cnnw, Cwnw, Csw, Csw et Cse, affichent une tendance significative à la baisse durant les saisons d'automne, d'hiver et au printemps pour les deux types de Csw et Csw. Cette tendance est positive mais non significative pour le type Cnnw alors que le type Cse n'affiche aucune tendance. Le type C présente une tendance significative à la baisse en hiver et au printemps et à la hausse mais non significative en automne. Enfin le type Cne affiche une tendance significative à la baisse en automne, alors qu'il est marqué par une tendance à la hausse en hiver et à la baisse au printemps mais non significative dans les deux cas (tableau 4).

Tableau 3. Pourcentages des précipitations par type de circulation, en moyenne, à Beyrouth-AIB (1958-59/2015-2016).

	Anw	Ane	A	Asw	Ase	C	Cnnw	Cwnw	Csw	Csw	Csw	Cse	Cne
Année	1,2	1,1	0,5	2,6	0,7	37,7	3,1	9,6	20,1	3,4	7,7	12,3	
Automne	2,3	1,3	0,1	2,1	1,4	39,5	4,2	18,3	16,3	2,2	4,9	7,5	
Hiver	1,1	1,2	0,6	3,2	0,3	36,8	3,0	8,6	20,5	2,8	6,7	15,0	
Printemps	0,3	0,4	0,1	1,6	0,8	38,4	2,1	3,0	23,5	6,6	14,0	9,2	
Été	8,3	7,7	3,5	4,3	13,2	39,2	1,8	8,9	5,8	0,8	0,8	5,7	

Tableau 4. Tendances du nombre de jours de précipitations par type de circulation à Beyrouth-AIB (1958-59/2015-2016) (même légende que pour le tableau 1).

	Anw	Ane	A	Asw	Ase	C	Cnnw	Cwnw	Csw	Csw	Csw	Cse	Cne
Année	+*	+*	+*	+*	+	-*	-*	-*	-*	-*	-*	-*	+
Automne	+	+	+	+	+	+	-*	-*	-*	-*	-*	-*	-*
Hiver	+	+	+	+	+	-*	-*	-*	-*	-*	-*	-*	+
Printemps	+	+	+	+	+	-*	+	ss	-*	-*	+	-	
Été	+	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	

Les tendances des hauteurs des précipitations par type de circulation cyclonique sont de même signe que celles du nombre de jours à l'échelle annuelle, mais elles ne sont significatives que pour les deux types Cwnw et Csw. A l'échelle saisonnière, la tendance à la baisse est la même que celle du nombre de jours en automne et en hiver pour les 4 types Cnnw, Cwnw, Csw, Csw, mais elle n'est pas significative en automne pour le type Cwnw. Au printemps, le type Cnnw affiche une tendance à la hausse non significative, alors que les trois autres affichent une tendance significative à la baisse (et non significative pour le type Cse). Les types C et Cne ont la même tendance que celle du nombre de jours mais la tendance à la baisse est significative seulement au printemps pour les types C, Csw et Csw. Enfin, les tendances des hauteurs des précipitations (à la hausse en automne et à la baisse en hiver et au printemps) pour le type Cse ne sont pas significatives (tableau 5).

Tableau 5. Tendances des hauteurs des précipitations par type de circulation à Beyrouth-AIB (1958-59 /2015-2016) (même légende que pour le tableau 1).

	Anw	Ane	A	Asw	Ase	C	Cnnw	Cwnw	Csw	Csw	Csw	Cse	Cne
Année	+*	+*	+*	+*	+	-	-	-*	-*	-	-	-	+
Automne	+	+	+	+	+	+	-*	-	-*	-*	+	+	
Hiver	+	+	+*	+*	+	-	-*	-*	-*	-*	-	-	
Printemps	+	+	+	+	+	-*	+	-*	-*	-	-	+	
Été	+	+	+	+	+	-*	ss	ss	-	+	+	+	

Discussion et conclusion

Les tendances des précipitations annuelles et saisonnières à Beyrouth sont négatives excepté celles de l'automne qui sont positives, mais ces tendances apparaissent significatives uniquement au printemps. Les tendances des jours de pluie sont elles aussi partout négatives mais significatives uniquement en hiver. Ces résultats se traduisent probablement par une hausse de l'intensité moyenne des précipitations en hiver et au contraire par une baisse de cette intensité au printemps.

À l'échelle annuelle, les fréquences des types anticycloniques sont égales à 53,8 % marquées par des tendances positives significatives. De même les tendances positives des fréquences anticycloniques saisonnières apparaissent partout significatives. Les fréquences des types (46,2 %) cycloniques, sont au contraire, marquées par des tendances négatives significatives.

La pluviosité des types cycloniques est très élevée, avec un pourcentage (93,9 %) qui est parmi les plus élevés en Méditerranée (Tolika *et al.*, 2007). Le caractère pluviogène élevé d'un certain nombre de types de circulation (C, Cwnw, Csw) ainsi que les tendances négatives des précipitations qu'ils engendrent sont en relation avec les tendances négatives significatives des fréquences de ces types. Ceci peut expliquer tant la réduction des précipitations annuelles et hivernales non significatives que celles des pluies du printemps significatives. Au contraire, la hausse non significative des pluies de l'automne semble être en liaison avec la hausse également non significative des précipitations de cette saison des types C, Cse, et Cne.

En tout cas l'analyse des relations entre la circulation atmosphérique et les précipitations n'explique qu'en partie le phénomène de la baisse des pluies à Beyrouth. Nous cherchons actuellement d'autres sources de données et des documents qui nous permettraient de proposer des explications plus complètes, qui concerneraient non seulement les pluies moyennes mais aussi les pluies extrêmes au Liban.

Bibliographie

- Anagnostopoulou C., Tolika K., & Maheras P., 2009. Classification of circulation types: a new flexible automated approach applicable to NCEP and GCM datasets. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 3-15.
- Chaaban A., 2011. Analyzing Climatic and Hydrologic Trend in Lebanon. *Journal of Environmental Science and Engineering*, 5 (2011) 483-492.
- Depraetere C., 1998 : Nova Totius Terrarum. *Logiciel de traitement du Modèle Numérique du Terrain mondial*, I.R.D., Montpellier.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deavan D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chellia M., Ebusuzaki W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. and Joseph D., 1996: The NCEP-NCAR 40-years Reanalyses Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471.
- Tolika K., Anagnostopoulou C., Maheras P. et Kutiel H., 2007. Extreme precipitation related to circulation types for four case studies over the Eastern Mediterranean. *Advances in Geosciences*, 12, 87-93.
- Traboulsi M., 2014a. Le réchauffement climatique au Proche-Orient : une évolution inquiétante ?, *ArchéOrient-Le Blog* (Hypotheses.org), 21 novembre 2014. [En ligne] <http://archeorient.hypotheses.org/3411>
- Traboulsi M., 2014b. Les fortes chaleurs au Proche-Orient (1970-2010) : exemple de réchauffement climatique. *Actes du XXVII^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Dijon, 2-5 juillet 2014, p. 753-758.
- Sneyers R. 1990. *On the statistical analysis of series of observation*. WMO, Technical Note n°143, Genève.

A “SUPER-ENSEMBLE” OF CORDEX REGIONAL CLIMATE PROJECTIONS FOR THE MEDITERRANEAN

ZITTIS G. (1), HADJINICOLAOU P. (1), KLANGIDOU M. (1), PROESTOS Y. (1) et
LELIEVELD J. (1,2)

(1) Energy, Environment and Water Research Center, The Cyprus Institute, Nicosia, Cyprus g.zittis@cyi.ac.cy

(2) Department of Atmospheric Chemistry, Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany

Summary: *In the present study, we compile monthly temperature and precipitation information derived from regional simulations performed over different CORDEX domains at a spatial resolution of 50-km. This unique multi-model, multi-scenario and multi-domain ensemble is used in order to update maps of projected changes for the Mediterranean. The statistical robustness and significance of the climate change signal is also assessed. The majority of CORDEX simulations suggests a general warming by the end of the century (between 1-5 °C with respect to the 1986-2005 reference period). A general drying (between 10-40 %) is also projected for most of the Mediterranean; however, the signal of the precipitation change is less significant and robust. The southern part of the Mediterranean is expected to be impacted more since the CORDEX ensemble suggests a stronger combined warming and drying, particularly for pathways RCP4.5 and RCP8.5.*

Keywords: *Mediterranean, Climate Change, CORDEX, Regional Climate Modeling*

Résumé : *Dans la présente étude, nous compilons des informations mensuelles de température et de précipitation dérivées de simulations régionales réalisées sur différents domaines CORDEX d'une résolution spatiale de 50 km. Cet ensemble unique, multi-modèle, multi-scénario et multi-domaine est utilisé pour mettre à jour les cartes des changements projetés pour la Méditerranée. La robustesse statistique et l'importance du signal lié au changement climatique sont également évaluées. La majorité des simulations CORDEX suggère un réchauffement général d'ici la fin du siècle (entre +1 et +5 °C par rapport à la période de référence 1986-2005). Un assèchement général (entre 10 et 40%) est également prévu pour la majeure partie de la Méditerranée ; Cependant, le signal lié au changement de précipitation est moins significatif et robuste. La partie méridionale de la Méditerranée devrait être davantage touchée puisque l'ensemble CORDEX suggère un réchauffement et un assèchement combinés plus forts, en particulier pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.*

Mots clés: *Méditerranée, Changement Climatique, CORDEX, Modélisation Climatique Régionale.*

Introduction

According to observational evidence and the vast majority of scientific literature, climate warming is considered undisputable (IPCC 2013a). One of the most prominent global climate change “hot-spots” is the Mediterranean region. A large number of climate reconstruction- and observation-based studies and assessments corroborated this temperature increase, combined with regional precipitation changes (Zittis 2018 and references therein).

Global climate models suggest that these combined warming and drying trends will continue throughout the current century and will be further intensified (IPCC, 2013b; Lelieveld et al., 2016). On top of changes in mean climatic conditions, extreme events such as heatwaves and prolonged droughts are expected to become more frequent and severe while some parts, will likely experience more intense heavy precipitation events.

High quality projections are needed in order to better assess the adverse impacts of climate change but also convince policy makers and societies to implement more drastic mitigation measures. Global climate models are the basic tool in providing such information, however, due to diverse characteristics within the Mediterranean more regionalized information is required. A common technique for obtaining high resolution projections is dynamical

downscaling. The most complete initiative in coordinating regional climate projections is the Coordinated Regional Downscaling Experiment – CORDEX (<http://www.cordex.org/>).

In this context, our main objective is to provide a comprehensive range of possible futures for the broader Mediterranean region, by utilizing publicly available archives of CORDEX regional climate modelling information. The study focuses on annual and seasonal surface temperature and precipitation changes. This multi-model assessment complements and supports the existing information from global studies or assessments such as the 5th Assessment Report (AR5) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Similar type of multi-model studies for parts of the region are already available, however, they are mostly based on coarse-resolution global climate models. In addition, the present contribution is an update in terms of future scenarios, including results for Representative Concentration Pathway RCP2.6 which has been less studied in the past in comparison to business-as-usual scenarios. Moreover, we assess the significance and robustness of the climate change signal for mean temperature and precipitation conditions. This conference contribution is a brief presentation of the methodology and results discussed thoroughly in Zittis et al. (2019).

1. Data and Method

1.1 Models, Domains and Scenarios

We analyzed model output of simulations performed as contributions to the CORDEX initiative. As depicted in Figure 1, parts of the Mediterranean are included in four CORDEX domains. These are the African (CORDEX-AFRICA), European (EURO-CORDEX), Mediterranean (MED-CORDEX) and Middle East/North Africa (MENA-CORDEX). For the analysis, we considered a broad Mediterranean domain that includes most of the extent of countries that have coastlines within the Basin. This domain is defined as the area between -13.25°W and 44.75°E in longitude and 21.75°N and 51.25°N in latitude. For about 59% of the region of interest there is an overlap of at least three CORDEX domains while for the remaining 41% there is an overlap of two domains (Figure 1).

In the present study, we focus on mean temperature and precipitation. In addition to the mean temperature, monthly averages of daily maximum and minimum values are also analyzed. The vast majority of CORDEX Phase I simulations is in a horizontal resolution of 0.44° (50-km), we therefore only analyzed model output of this spatial resolution, despite the existence of higher resolution simulations over some CORDEX domains. In terms of model composition, the ensemble consists of 17 Regional Climate Models (RCMs) and 14 Global Climate Models (GCMs). This “super-ensemble” consists of 62 combinations of GCMs/RCMs/Domains, forced under “historical” observed greenhouse gas concentrations and three “future” Representative Concentration Pathways (RCPs) that resulted in a total of 188 simulations (Table 1). 62 simulations cover the historical period 1951-2005 as defined by the CORDEX simulation protocol. For future climate projections (2006-2100), the majority follows pathways RCP8.5 and RCP4.5 (53 and 48 respectively). Only 24 simulations consider the more optimistic pathway RCP2.6, which has to be implemented in order to reach the main targets set by the Paris Agreement and keep global warming to well below 2°C since pre-industrial times. In order to achieve the 1.5°C target an even more aggressive mitigation scenario is required. Here we only present results for the extreme pathways RCP2.6 and RCP4.5. As defined in the CORDEX experiment guidelines, simulations for the various domains are performed in different map projections. Therefore, the model output had to be interpolated in a common mesh. This was the grid of the CRU gridded observations (Harris et al., 2014) that were also

used for a comparison with the simulated historical reference period of the recent past (not presented here).

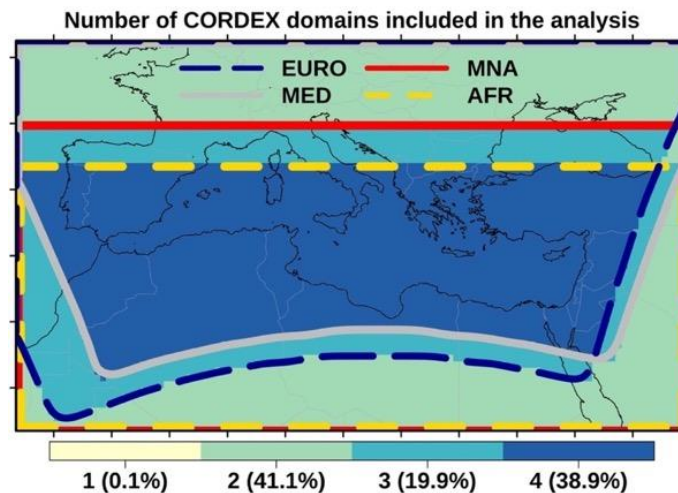


Figure 1. Spatial extent of the study region and number of CORDEX domains included in the analysis. Outlines of each CORDEX domain within the study region are highlighted.

1.2 Robustness and Significance

The level of agreement between the model simulations is assessed by using a simple, yet powerful, robustness measure R . It was introduced by Knutti and Sedlacek (2012) and is defined as $R=1-A1/A2$, where $A1$ is the integral of the squared area between two cumulative density functions characterizing the individual model projections and the multi-model mean projection and $A2$ is the integral of the squared area between two cumulative density functions characterizing the multi-model projection and the historical climate. A value of R equal to one implies perfect agreement, near-zero values indicate that the model spread is comparable to the climate change signal, while negative R values indicate that the model spread is much larger than the signal of changes. Here we considered R values equal or greater than 0.8 to indicate a good agreement between the members of the ensemble set.

The significance of the projected changes of climatic variables is defined as in IPCC's reports (IPCC 2013b). Therefore, a change is considered significant when its signal is larger than the interannual variability of the control historical period, which in our case is the 20-year period 1986-2005. Interannual variability is simply derived from the calculation of the standard deviation. Both robustness and significance tests are first applied to a grid point level and were then mapped.

2. Results

2.1 Maps of Projected Annual Temperature Changes

Projected changes for mean annual temperature (relative to the reference period 1986-2005) are indicatively presented in Figure 2 for two future periods and two RCP pathways. According to the ensemble mean of all RCP2.6 simulations near-surface temperature of the broader Mediterranean region is projected to increase 0.5-2 °C by mid-21st century. The low robustness indicates a model spread comparable to the climate change signal. According to RCP2.6 and by the end of the century, the projected warming is found to weaken, as a result of the reduced greenhouse gas concentrations proposed by pathway RCP2.6. For most of the region temperature changes are found to be significant for both time periods. This is due to the fact

that even this relatively moderate warming is still greater than the interannual variability of temperature as the models suggest for the particular scenario. For the “business-as-usual” RCP8.5, the projected changes are much more pronounced. CORDEX models suggest a warming up to 3.5-4°C for the period 2046-2065. By the end of the 21st century, the warming will likely intensify and exceed 3.5-5°C in most locations. This is more pronounced over the southern parts of the region of interest. Interestingly, the climate change signal of annual mean temperature is significant and robust for RCP8.5 pathways and for both future time slices.

Table 1. List of CORDEX simulations included in the study.

CORDEX-AFRICA			Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
I.D.	GLOBAL CLIMATE MODEL	REGIONAL CLIMATE MODEL	PR	TAS	TX	TN
1	CCCma-CanESM2	SMHI-RCA4	X	X	X	X
2	CCCma-CanESM2	UQAM-CRCM5	X	X	X	X
3	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CLMcom-CCLM4-8-17	X	X	X	X
4	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	SMHI-RCA4	X	X	X	X
5	CSIRO-QCCCE-CSIRO-Mk3-6-0	SMHI-RCA4	X	X	X	X
6	ICHEC-EC-EARTH	CLMcom-CCLM4-8-17	X	X	X	X
7	ICHEC-EC-EARTH	KNMI-RACMO22T	X	X	X	X
8	ICHEC-EC-EARTH	MPI-CSC-REMO2009	X	X	X	X
9	ICHEC-EC-EARTH	SMHI-RCA4	X	X	X	X
10	ICHEC-EC-EARTH	KNMI-RACMO22T	X	X	X	X
11	IPSL-IPSL-CM5A-LR	GERICS-REMO2009	X	X	X	X
12	IPSL-IPSL-CM5A-MR	SMHI-RCA4	X	X	X	X
13	MIROC-MIROC5	GERICS-REMO2009	X	X	X	X
14	MIROC-MIROC5	SMHI-RCA4	X	X	X	X
15	MOHC-HadGEM2-ES	CLMcom-CCLM4-8-17	X	X	X	X
16	MOHC-HadGEM2-ES	GERICS-REMO2009	X	X	X	X
17	MOHC-HadGEM2-ES	KNMI-RACMO22T	X	X	X	X
18	MOHC-HadGEM2-ES	SMHI-RCA4	X	X	X	X
19	MPI-M-MPI-ESM-LR	CLMcom-CCLM4-8-17	X	X	X	X
20	MPI-M-MPI-ESM-LR	MPI-CSC-REMO2009	X	X	X	X
21	MPI-M-MPI-ESM-LR	SMHI-RCA4	X	X	X	X
22	MPI-M-MPI-ESM-LR	UQAM-CRCM5	X	X	X	X
23	NCC-NorESM1-M	SMHI-RCA4	X	X	X	X
24	NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G	GERICS-REMO2009	X	X	X	X
25	ICHEC-EC-EARTH	DMI-HIRHAM5	O	X	X	X
26	NOAA-GFDL-GFDL-ESM2M	SMHI-RCA4	X	X	X	X
EURO-CORDEX			Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
I.D.	GLOBAL CLIMATE MODEL	REGIONAL CLIMATE MODEL	PR	TAS	TX	TN
27	CCCma-CanESM2	SMHI-RCA4	X	X	X	X
28	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CLMcom-CCLM5-0-6	X	X	X	X
29	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	HMS-ALADIN52	X	X	X	X
30	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	RMIB-UGent-ALARO-0	X	X	X	X
31	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	SMHI-RCA4	X	X	X	X
32	CSIRO-QCCCE-CSIRO-Mk3-6-0	SMHI-RCA4	X	X	X	X
33	ICHEC-EC-EARTH	CLMcom-CCLM5-0-6	X	X	X	X
34	ICHEC-EC-EARTH	KNMI-RACMO22E	X	X	X	X
35	ICHEC-EC-EARTH	SMHI-RCA4	X	X	X	X
36	ICHEC-EC-EARTH	KNMI-RACMO22E	X	X	X	X
37	ICHEC-EC-EARTH	DMI-HIRHAM5	X	O	X	X
38	IPSL-IPSL-CM5A-MR	SMHI-RCA4	X	X	X	X
39	MIROC-MIROC5	CLMcom-CCLM5-0-6	X	X	X	X
40	MIROC-MIROC5	SMHI-RCA4	X	X	X	X
41	MOHC-HadGEM2-ES	CLMcom-CCLM5-0-6	X	X	X	X
42	MOHC-HadGEM2-ES	KNMI-RACMO22E	X	X	X	X
43	MOHC-HadGEM2-ES	SMHI-RCA4	X	X	X	X
44	MPI-M-MPI-ESM-LR	CLMcom-CCLM4-8-17	X	X	X	X
45	MPI-M-MPI-ESM-LR	CLMcom-CCLM5-0-6	X	X	X	X
46	MPI-M-MPI-ESM-LR	MPI-CSC-REMO2009	X	X	X	X
47	MPI-M-MPI-ESM-LR	SMHI-RCA4	X	X	X	X
48	MPI-M-MPI-ESM-LR	MPI-CSC-REMO2009	X	X	X	X
49	NCC-NorESM1-M	SMHI-RCA4	X	X	X	X
50	NOAA-GFDL-GFDL-ESM2M	SMHI-RCA4	X	X	X	X
MED-CORDEX			Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
I.D.	GLOBAL CLIMATE MODEL	REGIONAL CLIMATE MODEL	PR	TAS	TX	TN
51	CMCC-CM	CMCC-CCLM4-8-19	X	X	X	X
52	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CNRM-ALADIN52	X	X	X	X
53	HadGEM2-ES	ELU-RegCM4-3	X	X	X	X
54	IPSL-IPSL-CM5A-MR	LMD-LMDZ4NEMOMED8	X	X	X	X
55	MPI-M-MPI-ESM-LR	GUF-CCLM4-8-18	X	X	X	X
56	HadGEM2-ES	ICTP-RegCM4-3	X	X	X	X
57	HadGEM2-ES	ICTP-RegCM4-3	X	X	X	X
58	MPI-M-MPI-ESM-LR	ICTP-RegCM4-3	X	X	X	X
MENA-CORDEX			Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
I.D.	GLOBAL CLIMATE MODEL	REGIONAL CLIMATE MODEL	PR	TAS	TX	TN
59	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	SMHI-RCA4	X	X	X	X
60	NCAR-CESM1	CY1-WRF3.5.1	X	X	X	X
61	ICHEC-EC-EARTH	SMHI-RCA4	X	X	X	X
62	NOAA-GFDL-GFDL-ESM2M	SMHI-RCA4	X	X	X	X

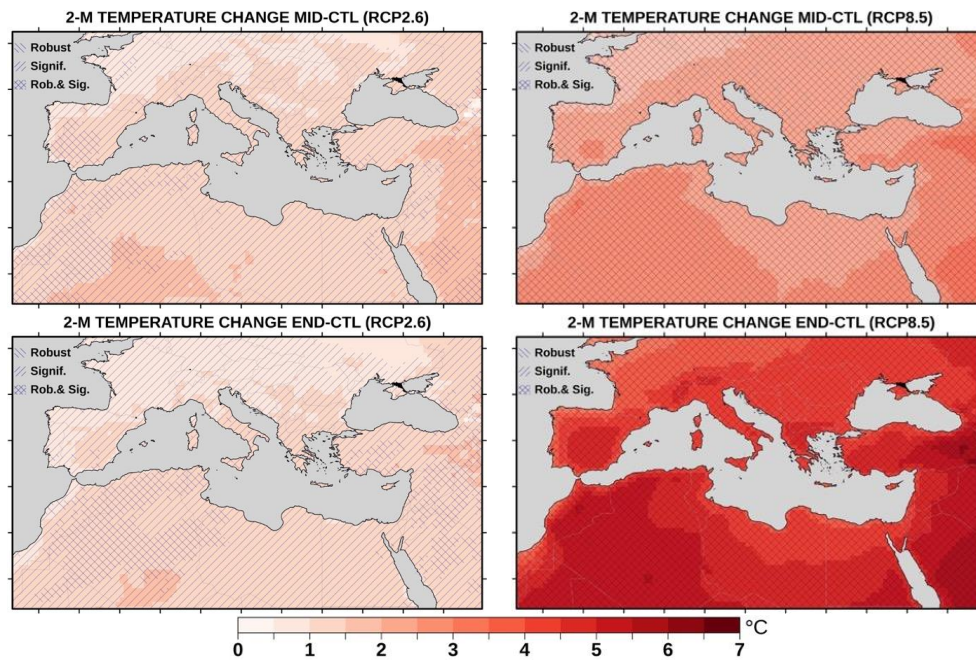


Figure 2. Projected changes of mean annual temperature for mid (MID:2046-2065) and end (END: 2081-2100) of 21st century with respect to the reference historical period (CTL: 1986-2005), for three RCP pathways (RCP2.6: left column, and RCP8.5: right column). Robustness and significance of the climate change signals are indicated.

2.2 Maps of Projected Annual Precipitation Changes

The CORDEX ensemble suggests an overall drying for most of the region. Nevertheless, these changes are found to be neither significant nor robust (Figure 3). An exception is a strong drying signal for pathway RCP8.5 and towards the end of the century. This significant drying is evident in most of the Mediterranean coast and particularly in Iberia, parts of Maghreb, southern Italy, Balkans, southern Turkey and the Levantine. It is projected to reach -30%, while for some parts of southern Mediterranean the rainfall decrease will reach or exceed -40% of annual precipitation of the reference period, if this scenario becomes a reality.

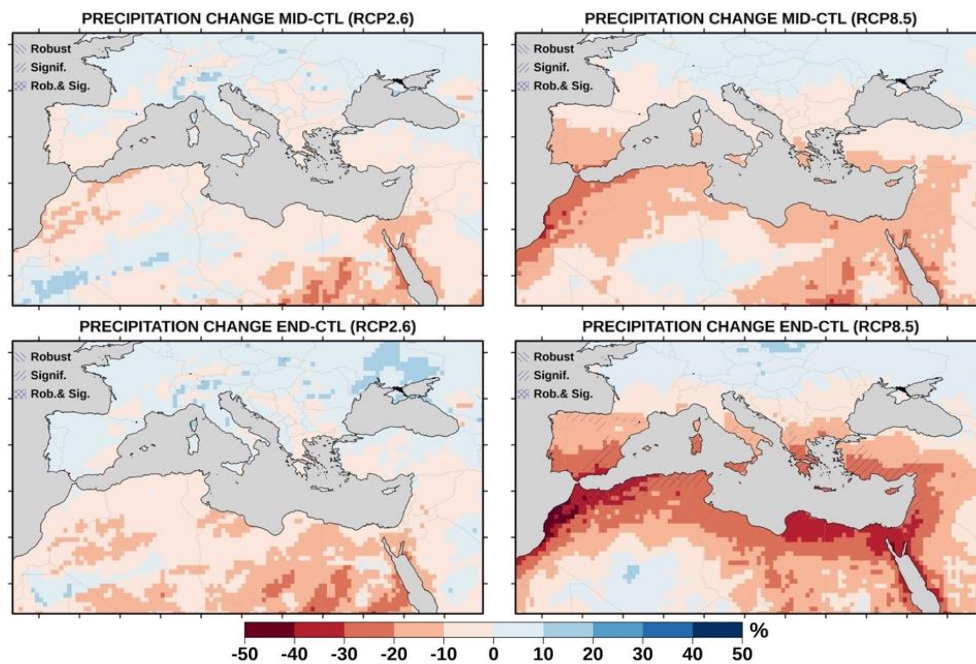


Figure 3. As Figure 2 for precipitation.

For the northern boundaries of our domain and extended regions in central and east Europe, CORDEX models suggest a precipitation increase of about +10%, which is however not significant since it is found to be within the range of interannual variability of the reference period (not shown). This agrees with many modeling studies with a global or European focus and can be explained by thermodynamics combined with a poleward shift of wintertime mid-latitude storm tracks.

Conclusions and Discussion

We present a unique collection of climate change projections, based on a multi-model, multi-domain, and multi-scenario ensemble of CORDEX simulations for the Mediterranean region. The vast majority of CORDEX RCMs suggests a significant temperature increase throughout the region for the 21st century. Warming is even significant under the strong RCP2.6 mitigation pathway. Societal impacts may be relatively large, since the warming combines with a general drying tendency. However, the significance levels for precipitation changes are much lower than for temperature, since precipitation is characterized by strong interannual variability, both during the historical reference period and in the future projections. Current results can be considered as the-state-of-the-art climate projections for the Mediterranean, until the added value of higher-resolution and coupled RCMs becomes more evident and until finer-resolution CMIP6 GCMs become available for dynamical downscaling.

Acknowledgments

We would like to thank all the CORDEX and CMIP5 modeling groups that performed simulations and publicly shared their data and particularly the MED-CORDEX, EURO-CORDEX, CORDEX-AFRICA and MENA-CORDEX communities. We would also like to acknowledge the MISTRALS and ESGF data portals for hosting these datasets.

References

- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H., 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 dataset. *Int. J. Climatol.*, **34**(3), 623-642.
- IPCC, 2013a. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker TF, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- IPCC, 2013b. Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections [van Oldenborgh, G.J., et al. (eds.)]. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F, et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Knutti R., Sedlacek J., 2012. Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Clim. Change*, **3**(4):369-373.
- Lelieveld J., Proestos Y., Hadjinicolaou P., Tanarhte M., Tyrlis E., Zittis G., 2016. Strongly increasing heat extremes in the Middle East and North Africa (MENA) in the 21st century. *Clim. Change*, **137**(1), 245-260.
- Zittis G., 2018. Observed rainfall trends and precipitation uncertainty in the vicinity of the Mediterranean, Middle East and North Africa. *Theor. Appl. Climatol.*, **134**(3):1207-1230.
- Zittis G., Hadjinicolaou P., Klangidou M., Proestos Y., Lelieveld J., 2019. A multi-model, multi-scenario and multi-domain analysis of regional climate projections for the Mediterranean. *Reg. Env. Change* (**submitted**)



8

CLIMATOLOGIE APPLIQUÉE



APPLIED CLIMATOLOGY

THE IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON TOURISM IN THE MEDITERRANEAN REGION

BRAKI E. (1) et ANAGNOSTOPOULOU C. (1)

(1) *Department of Meteorology and Climatology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece
elenmpra@geo.auth.gr*

Summary: *Tourism represents almost 5% of the GDP and over 1.1 trillion USD in exports around the globe. As reported by World Tourism Organization (WTO), tourism employs 1 in 12 people worldwide and creates opportunities for decent jobs, particularly for women and youth. Although the economic costs of climate change in tourism remain difficult to quantify, most studies indicate that increasing temperature would have significant negative impact in Mediterranean Basin. The aim of this study is to evaluate the impact of climate change in the Mediterranean countries focusing on the summer period. Monthly data of seven climate variables by CMCC regional climate model are used for the estimation of the Tourism Climatic Index (TCI). TCI was estimated for the historical period 1971 to 2000 and the future period 2071-2000 from different Representative Concentration Pathways (RCP4.5 and RCP8.5) of the European Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (Euro-CORDEX). According to the results of the 8.5RCPs, the summer touristic period will be extended while months such as July and August are projected to be less pleasant for tourism in Mediterranean areas, while the results of the 4.5RCP show that summer touristic period will be not significantly affected by the climate change.*

Keywords: *Mediterranean, Tourism Climatic Index, satellite products, Euro-CORDEX*

Résumé : *Le tourisme représente près de 5% du GDP et plus de 1 100 milliards USD de dollars d'exportations dans le monde. Comme il a été indiqué par l'Organisation mondiale du tourisme (WTO), le tourisme emploie 1 personne sur 12 dans le monde et crée des opportunités d'emplois décentes, en particulier pour les femmes et les jeunes. Bien que les coûts économiques du changement climatique sur le tourisme restent difficiles à quantifier, la plupart des études indiquent qu'une augmentation de la température aurait des conséquences largement négatives dans le bassin méditerranéen. Le but de cette étude est d'évaluer l'impact du changement climatique dans les pays méditerranéens en se concentrant sur la période d'été. Les données mensuelles de sept variables climatiques par modèles climatiques régionaux sont utilisées pour la période de référence 1971-2000, ainsi que pour la période future 2071-2000. Encore, deux indices climatiques sont étudiés, l'indice climatique du tourisme (TCI) et l'indice climatique des plages basé sur les utilisateurs (UBI). Selon les premiers résultats, la période touristique d'été sera prolongée, tandis que les mois de juillet et août devraient être moins agréables pour le tourisme en Méditerranée.*

Mots clés: *Bassin Méditerranéen, l'indice climatique du tourisme (TCI), Euro-CORDEX*

Introduction

Tourism contributes significantly to the financial growth of one region, especially in countries around the Mediterranean basin. Tourism is apparently associated with climate, as an ever-growing number of tourists look for either sun or snow during their holidays (Aguilo et al.,2005). However, climate researchers unexpectedly pay little attention to the impacts of climate, and especially of climate change, in tourism (Hamilton et al,2005). Climate change could strongly modify the prevailing conditions in many regions, affecting the preferences of tourists as well as the attractiveness of a destination. Furthermore, climatic information assists in the arrangement of entertainment activities, which depend on the weather (Perry,1972). Tourists make decisions regarding the destination of their touristic activity and their amusement choices with climate-related criteria. (de Freitas,2003).

Hamilton et al., 2005 found that the conditions in destinations, like the Mediterranean regions, which are warm nowadays and attract many tourists, in case of a global warming will become unbearable, resulting in reduced touristic activity. The opposite will happen in currently cold destinations. Amelung et al., 2007 detected by using a future climate change scenario, that in 2080s the most favorable conditions for summer tourism in the northern hemisphere will be transferred from the Mediterranean countries like Greece, Italy, Spain, to northern European regions, like the United Kingdom, northern France and Germany. More specifically, in the Mediterranean coastline, the period of pleasant conditions for touristic activities annually will drop from at least 7 months at present to 4 or 5 months. Furthermore, Hamilton et al., 2005 concluded that tourists from Northern Europe, who are seeking for sun and warm weather during their holidays, would stay closer to home due to the increased temperature.

The objective of this paper is the study of the spatial and temporal impacts of climate change on tourism in Mediterranean. This paper mainly focuses on estimating and analyzing climate tourism index TCI for Mediterranean Basin under historical (1971–2000) and future (2071–2100) climatic conditions.

1. Data and Methodology

For the needs of this study, the TCI index was used, which is based on the work of Mieczkowski (1985). This index calculates a quantitative assessment of tourism with respect to the climate of the planet. The TCI consist of the sum of five weather variables. These variables are shown in Table 1 as adapted from Mieczkowski (Amelung et al., 2007).

Table 1. Components of TCI according to Mieczkowski (1976)

COMPONENTS OF MIECZKOWSKI'S TOURISM CLIMATIC INDEX

Subindex	Variable(s)
Daytime comfort index	Maximum daily temperature (°C) Minimum daily relative humidity (%)
Daily comfort index	Mean daily temperature (°C) Mean daily relative humidity (%)
Precipitation	Precipitation (mm)
Sunshine	Daily duration of sunshine (hours)
Wind speed	Wind speed (m/s or km/h)

The index uses the variables above and can be as follows:

$$TCI=4CID+CIA+2R+2S+W,$$

where CID=daytime comfort index, CIA=daily comfort index, R=precipitation, S=sunshine and W=wind speed. The maximum value of the index is 100.

According to the literature (Perch-Nielsen, Amelung, & Knutti, 2010), in the absence of the variables mentioned above from the RCM, the minimum daily relative humidity can be replaced by the mean daily relative humidity in the calculation of the daily comfort index while the wind speed at 10 m can be used for the calculation of W. These modifications may be responsible for some error in the result, which through does not undermine the reliability of the results.

Mieczkowski (1985) divided the values of the index into 10 categories, showed in table 2. The optimum conditions range from ideal (90-100), excellent (80-89) to very good (70-79), as lower index values reflect good (60-69) to impossible (under 9) conditions for tourism.

Table 2. Classification of TCI index according to Mieczkowski (1985)

TCI score	Category
90–100	Ideal
80–89	Excellent
70–79	Very good
60–69	Good
50–59	Acceptable
40–49	Marginal
30–39	Unfavourable
20–29	Very unfavourable
10–19	Extremely unfavourable
< 10	Impossible

The study compares two periods of 30 years, the historical period 1971-2000 and the future period 2071-2100. The TCI was modified to use daily data for the evaluation of the study periods daily. For that reason, daily data were selected from the CMCC Model, which have retrieved from the MedCORDEX, a coordinate contribution to CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment), for the Mediterranean basin. For the future simulation, two climate scenarios were used, RCP4.5 and RCP8.5, whose numbers correspond to the radiative forcing expressed in W/m². RCP8.5 is the pessimistic' scenario, indicating a highly energy-intensive scenario as a result of speedy population growth and lower rate of technology development. On the other hand, RCP4.5 is the 'optimistic' scenario which assumes an increasing use of non-fossil fuels, especially renewable resources (e.g. wind, solar), bioenergy and nuclear power.

2. Results

The TCI index was estimated for each grid point across the region of Mediterranean for both the historical period 1971-2000 and the future period 2071-2100, based on the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios.

Figure 1 shows the index values in the winter and in the summer. In January a zonal gradation is identified, with low values of the index in the northern Mediterranean region, ranging from 0 to 30, which can be characterized of extremely unfavorable' to 'unfavorable', according to Mieczkowski's classification (table 2). There is an increase of the index in northern Africa, with values reaching up to 70, which illustrates the 'very good' areas for tourism during winter.

On July, the values of the TCI index are clearly higher than in January, reaching 90 in areas such as Morocco, Algeria on the south side of Mediterranean and Greece, Anatolia, southern Italy and southern Spain, to the north. These areas are 'ideal' according to the index classification. It is obvious that this is a meridian gradation compared to the January TCI values.

The variability of the TCI index consists with the region topography which can indicate whether an area is 'good' or 'unfavorable' for touristic activities. Coastal areas are more favorable for tourism, while continental areas are not ideal.

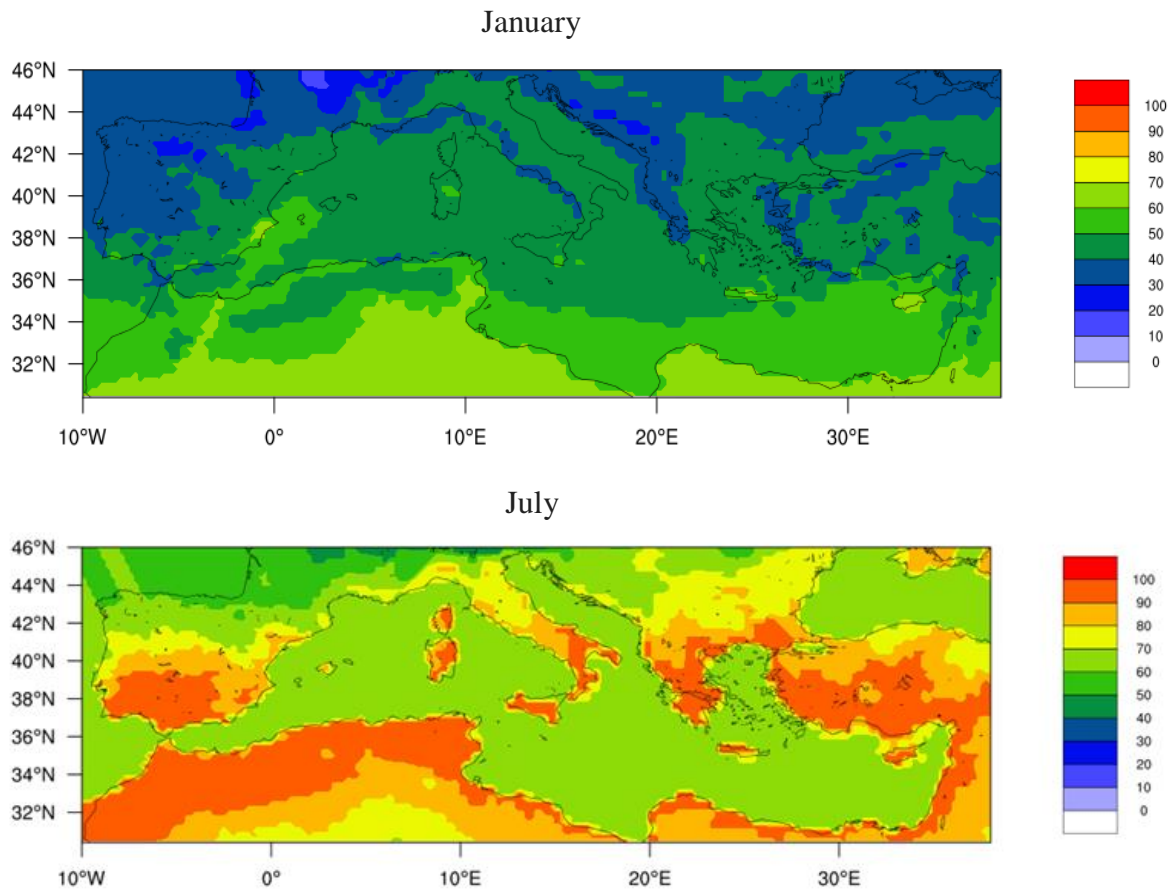


Figure 1. Values of TCI for the month January (top) and July(bottom), for the reference period 1971-2000.

Figures 2 and 3 show the differences of the TCI values between the reference period and the future period 2071-2100 according to RCP4.5 and RCP8.5 scenarios respectively for January and July.

On January, TCI values present no significant changes for both RCPs scenarios. More specific, in the northern part of the Mediterranean Basin, the TCI values are about 20 points lower compared to the historical period, indicated that the region will be characterized as 'extremely unfavorable'. In the southern Mediterranean Basin, there is a slight increase of the index, about 10 or 20 points, in the future. These regions will be change to 'very good' for touristic activities from 'good', while regions will be characterized as 'excellent' conditions.

On July, the differences between historical and future TCI values present significant variability. For the RCP4.5, the southern parts of three Mediterranean Peninsulas (Balkan, Italian and Iberian) present a slight decrease or no change of the TCI. For RCP8.5 scenario the increase of the index values will reach more than 40 points in the northern areas. Regions characterized as 'ideal' during the historical period will change to 'acceptable' conditions in the future, since the TCI will decrease of about 20 to 40 points.

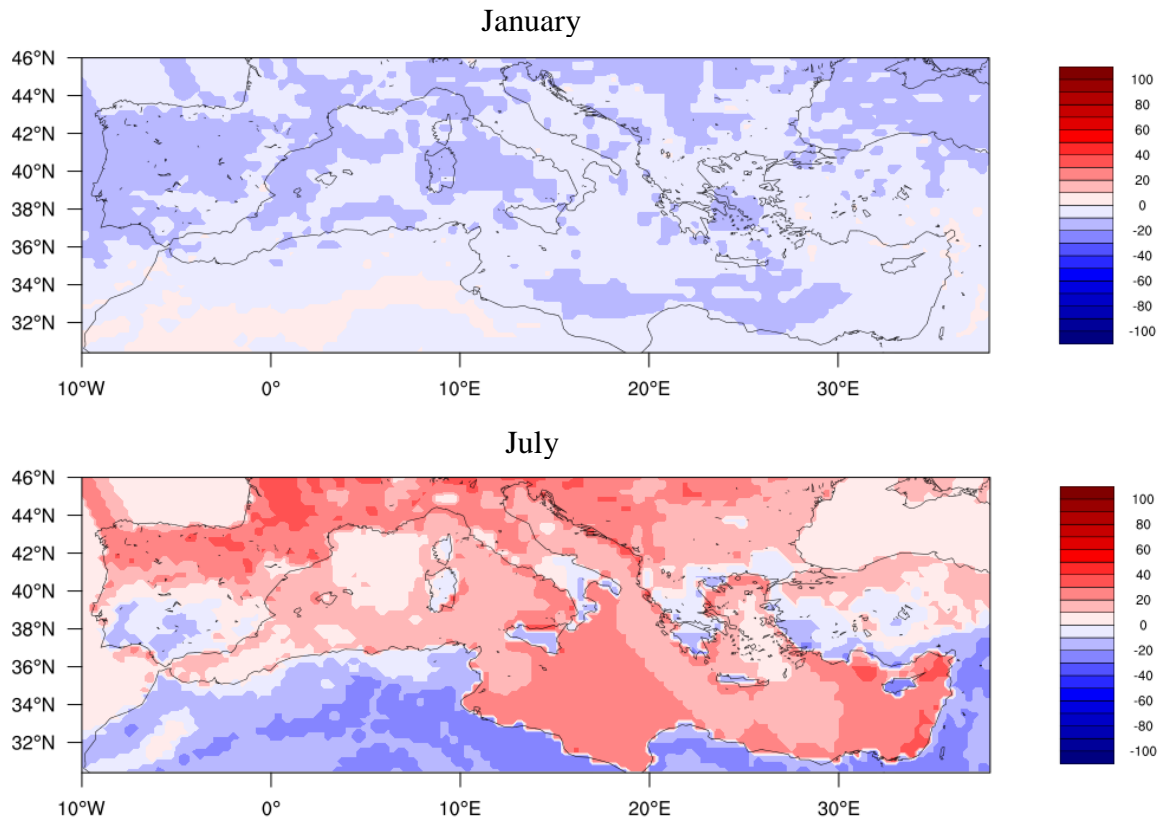


Figure 2. Differences of TCI values for January (top) and July (bottom), between the historical period and the future period 2071-2100 based on RCP4.5.

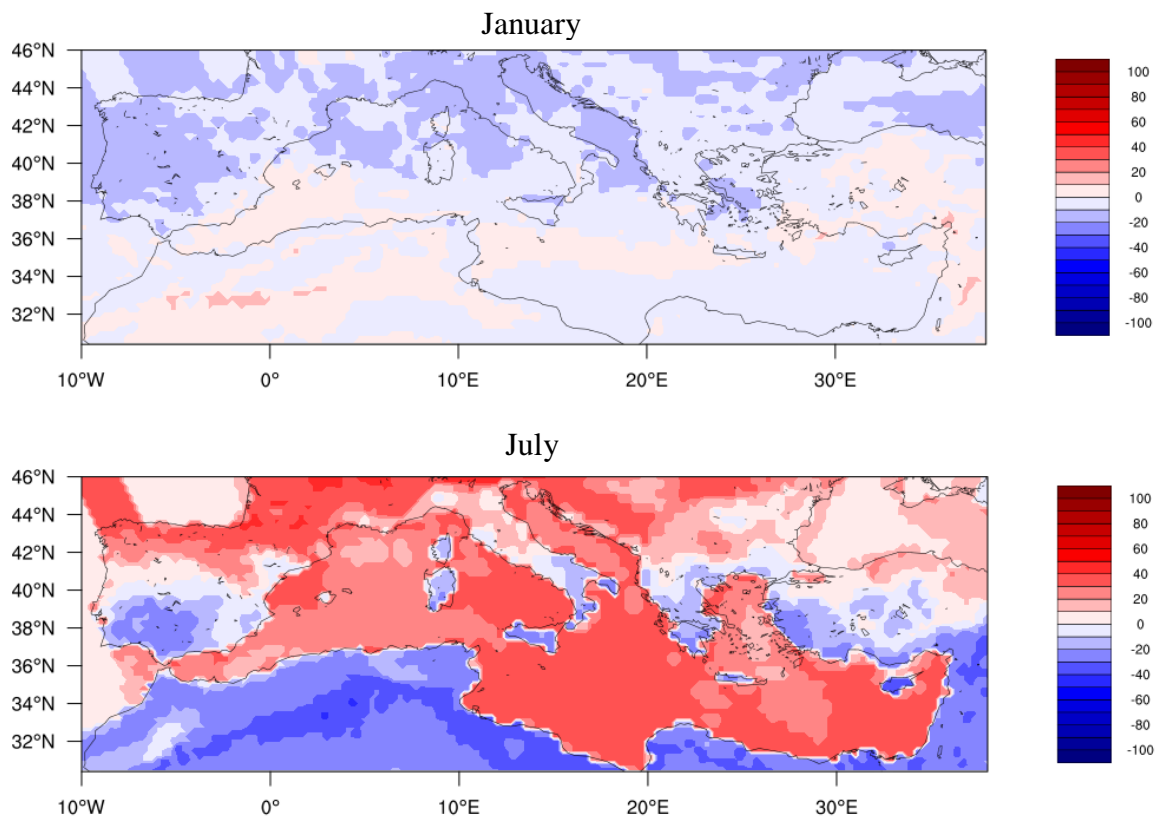


Figure 3. Differences of TCI values for January (top) and July (bottom), between the historical period and the future period 2071-2100 based on RCP8.5.

Conclusions

The purpose of this study is to assess the impacts of climate change on Tourism for the Mediterranean region during summer and winter. Daily data of five variables from a regional climate model are being used for the historical period from 1971 to 2000 as well as the future period from 2071 to 2100, for calculating the Tourism Climate Index.

The first results for the RCP4.5 scenario show a decrease of the index in January in many areas around Mediterranean basin, but the main differences occur in the summer, with a change of 'ideal' conditions to 'acceptable' in many tourist areas of the Mediterranean. These results are consistent with data obtained in Grillakis et al (2016) who study different climate indices for tourism for the Europe.

The RCP8.5 scenario projects many areas in the southern Mediterranean with a higher index value, which corresponds to 'very good' winter conditions for tourism. However, in the summer there are more marked differences than in the previous scenario, as in many coastal areas the index drops up to 40 points, depicting a significant degradation of the conditions for tourism. Italy is projected to have a decrease in ideal summer conditions using the TCI, followed by Spain and Turkey by the end of the century. These findings are match those observed in earlier studies (Scott et al., 2016; De Freitas 2017).

Summarizing the results of the future climate projection for both scenarios for every month of the year, it can be derived that the summer tourist season will expand as the summer months will have less favorable conditions for tourism in the Mediterranean regions.

References

- Aguilo, E., Alegre, J., Sard, M., 2005. The persistence of the sun and sand tourism model. *Tourism Manage* 26, 219-231.
- Amelung, B., Nicholls, S., Viner, D., 2007. Implications of Global Climate Change for Tourism Flows and Seasonality, *Journal of Travel Research*, 289-291.
- Grillakis, M. G., Koutroulis, A. G., & Tsanis, I. K. (2016). The 2 C global warming effect on summer European tourism through different indices. *International journal of biometeorology* 60(8), 1205-1215.
- De Freitas, C. R., 2003. Tourism climatology: evaluating environmental information for decision making and business planning in the recreation and tourism sector, *Int J Biometeorol* 48, 53.
- De Freitas, C. R. (2017). Tourism climatology past and present: A review of the role of the ISB Commission on Climate, Tourism and Recreation. *International journal of biometeorology* 61(1), 107-114.
- Hamilton, JM., Maddison, DJ., Tol, RSJ., 2005a. Climate change and international tourism: a simulation study. *Global Environ Change* 15, 253-266.
- Hamilton, JM., Maddison, DJ., Tol, RSJ., 2005a. Effects of climate change on international tourism, *climate Research* vol.29, 245-254.
- Mieczkowski, Z., 1985. The Tourism Climatic Index: A Method of Evaluating World Climates for Tourism. *Canadian Geographer* 29, 220-233.
- Perch-Nielsen, SL., Amelung, B., Knutti, R., 2010. Future climate resources for tourism in Europe based on the daily Tourism Climatic Index, *Climate change (2010)* 103,363-381.
- Perry AH,1972. Weather, climate and tourism. *Weather* 27, 199-203.
- Scott, D., Ruty, M., Amelung, B., & Tang, M. (2016). An inter-comparison of the holiday climate index (HCI) and the tourism climate index (TCI) in Europe. *Atmosphere* 7(6), 80.

THE THERMAL AND PLUVIAL FEATURES OF THE AGRICULTURAL YEAR 2018 IN THE SOUTH-WESTERN ROMANIA AND THE EFFECTS ON THE CROPS

CONSTANTIN (OPREA) D.M. (1), MARINICĂ A.F. (2), MARINICĂ I. (3), ZAHARIA L. (1), GRIGORE E. (1), ONȚEL I. (4), IOANA-TOROIMAC G. (1) et TIȘCOVSCHI A.A. (1)

(1) University of Bucharest, Faculty of Geography, 1 N. Bălcescu Boulevard, 010041, Bucharest, Romania, oprea.constantin@geo.unibuc.ro; zaharialili@hotmail.com; elazigzag@gmail.com
gabriela.toroimac@geo.unibuc.ro; atiscovschi@gmail.com

(2) Jacobs University, Campus Ring 1, 28759, Bremen, Germany, marinica.andreea@gmail.com

(3) University of Craiova, Faculty of Sciences, 13 A.I. Cuza Street, 200585, Romania, ionmarinica@yahoo.com

(4) National Meteorological Administration, 17 Cornului Street, 060586 Bucharest, Romania, ontel.irina@yahoo.com

Summary: This work analyzes the variations of the temperature and precipitation during the agricultural year 2018 (01.09.2017-31.08.2018) in the South-Western Romania and their influence on the crops. The study is based on data provided by 15 weather stations belonging to the National Meteorological Administration, using classical statistical methods, and satellite products (Corine Land Cover 2018 and MOD13Q1 from MODIS). The results indicate for the whole studied region, a warm and humid agricultural year. The satellite images show a good health status of crops for the spring months, in which the NDVI indices were analyzed.

Keywords: agricultural year, air temperature, precipitation, satellite products, South-Western Romania

Résumé : Ce travail analyse les particularités des paramètres thermiques et pluviométriques durant l'année agricole 2018 (01.09.2017-31.08.2018) dans le sud-ouest de la Roumanie et leur influence sur les cultures agricoles. L'étude repose sur le traitement des données fournies par 15 stations météorologiques appartenant à l'Administration Nationale de Météorologie, en utilisant des méthodes statistiques classiques et des produits satellitaires (Corine Land Cover 2018 et MOD13Q1 de MODIS). Les résultats indiquent pour la région d'étude une année agricole chaude et humide. Les images satellites montrent, pour l'ensemble de la région, un bon état de santé des cultures agricoles pour les mois de printemps, dans lesquels les indices NDVI ont été analysés.

Mots clés: année agricole, température de l'air, précipitations, produits satellitaires, sud-ouest de la Roumanie.

Introduction

In the context of the global climate changes, an increase in the climate variability was recorded, with rapid transitions from a warm and dry weather to an excessively rainy weather (Busuioc et al., 2010). These climatic variations occurring frequently during the year may have negative effects on the agricultural crops, which are economically quantified in significant losses. The year 2018 continued the series of warm years, started in 2015, being considered the world's fourth hottest year since the pre-industrial period 1850-1990, after the years 2015, 2016 and 2017 (WMO, 2018). In Romania, the same warming trend has been maintained, so that the years 2017 and 2018 registered a positive thermic anomaly exceeding 1.5°C compared to the climatic average of the period 1981-2010 (ANM, 2018). This paper focuses on the South-West of Romania (known as the region of Oltenia) and aims to analyze the variation of the air temperatures and precipitation during the agricultural year 2018 (01.09.2017-31.08.2018) relative to the mean multiannual values from the period 1901-1990. Also, the analysis of the health status of the agricultural crops for the April-May period was performed, based on the NDVI index.

1. The study area, data and methods

The study area extends from the Carpathians (in North) to the Danube (in South), overlapping a variety of landforms (mountains, hills with depressions, plateaus and plains), (Figure 1). Crossed by the parallel of 45° North latitude, the study area is characterized by a temperate continental climate with Mediterranean influences, affected by a tendency of aridization in the last years (Prăvălie et al, 2016). The multiannual average air temperature (on the whole region) is 9.9°C and the precipitation totals is approximately 680 mm/year (Constantin et al., 2018). In order to characterize the agricultural year 2018, climatic data (monthly average temperatures and monthly precipitation amounts) from 15 weather stations (w.s.), belonging to the National Meteorological Administration (NMA), were processed. The stations are located at altitudes between 36 and 573 m (Figure 1).

The monthly and seasonal temperature and precipitation data were compared to the values from the period 1901-1990. For each season, the weather types were determined according to the Hellmann classification (Table 1).

To analyze the health status of the agricultural crops, the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) was used, extracted from the MOD13Q1 satellite products. NDVI is a 16-day synthesis of the MODIS images, with a resolution of 250 m. Also, the European reference data set for the land cover (Corine Land Cover 2018) was used.

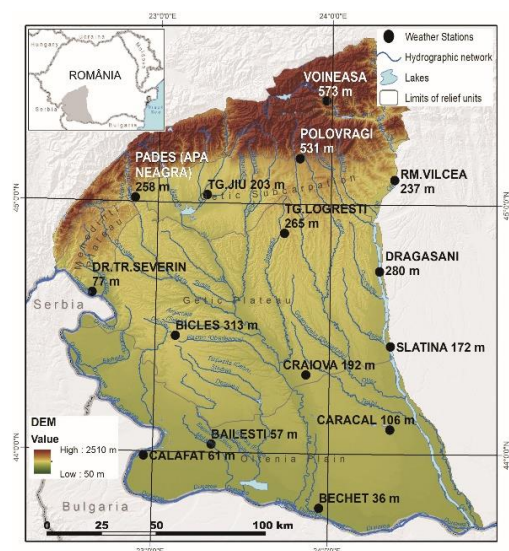


Table 1. The matrix of the weather types according to Hellmann classification. Source: adapted after Marinică and Marinică, 2016.

Thermal classes	Thermal anomaly (°C)	Precipitation classes	Precipitation anomaly (%)
excessively cold (EC)	≤ -5.0	excessively droughty (ED)	< -50.0
very cold (VC)	- 4.9...-2.6	very droughty (VD)	- 50...-30.1
cold (CL)	-2.5...-1.1	droughty (D)	-30...-20.1
cool (CO)	- 1.0...-0.6	slightly dry (SD)	- 20...-10.1
normal (N)	± 0.5	normal (N)	± 10
slightly warm (SW)	0.6 – 1.0	slightly rainy (SR)	10.1 – 20
warm (W)	1.1 – 2.5	rainy (R)	20.1 – 30
very warm (VW)	2.6 – 4.9	very rainy (VR)	30.1 – 50
excessively warm (EW)	≥ 5.0	excessively rainy (ER)	> 50.0

Figure 1. Study area and the location of the analyzed weather stations with their altitudes.

2. Results and discussions

2.1 The thermal and pluvial characteristics of the autumn 2017 (September 1st - November 30th, 2017)

Autumn is the beginning season of the agricultural year. The seasonal average air temperature for the whole region was 11.8°C, and its anomaly from the period 1901-1990 was 0.9°C, which shows the slightly warm character of this season (WS) (Table 2). Spatially, the seasonal thermal average varied between 8.4°C in the North of the region (w.s. Voineasa) and 13.6°C in the extreme west of the region (w.s. Dr. Tr. Severin), and their anomaly from the averages of the last century ranged between 0.0°C and 1.3°C (Table 2). The thermal classes were from normal (N) on small areas in the Subcarpathian hills and depressions (Tg. Logrești, Padeș and Polovragi) to warm (W) in the extreme west (at Dr. Tr. Severin), in the central part

of the region (at Craiova), and in the south of the area (at Caracal) (Table 2). The annual average precipitation over the region was 194.5 l/m², and the anomaly from the average of the last century was 25.0%, which shows that autumn was rainy (R) (Table 2). The seasonal precipitation ranged between 157.2 l/m² at Voineasa and 242.2 l/m² at Slatina with anomalies compared to the last century between -4.4% at Voineasa and 83.1% at Slatina, which shows that, in terms of precipitation, the weather varied from normal (N) at Dr. Tr. Severin, Tg. Jiu and Voineasa to excessively rainy (ER) at Craiova, Slatina and Tg. Logrești (Table 2).

Table 2. Variations of air temperatures and precipitation of the autumn 2017 in the South-Western Romania.

Weather Station	H (m)	Temperature				Precipitation				
		T (°C)	NT (°C)	Δ=T-NT (°C)	CrH	SP (l/m ²)	NP (l/m ²)	Δ=SP-NP (l/m ²)	Δ%	CrH
Dr.Tr.Severin	77	13.6	12.3	1.3	W	179.6	186.3	-6.7	-3.6	N
Calafat	61	13.0	12.1	0.9	SW	166.2	141.8	24.4	17.2	SR
Bechet	36	12.4	11.5	0.9	SW	189.4	134.7	54.7	40.6	VR
Băilești	57	12.3	11.5	0.8	SW	159.9	137.9	22.0	16.0	SR
Caracal	106	12.8	11.6	1.2	W	187.1	123.4	63.7	51.6	ER
Craiova	192	12.6	11.5	1.1	W	191.6	122.1	69.5	56.9	ER
Slatina	172	12.2	11.6	0.6	SW	242.0	132.2	109.8	83.1	ER
Băcleş	313	11.8	10.8	1.0	SW	163.7	144.2	19.5	13.5	SR
Tg. Logrești	265	10.3	10.3	0.0	N	210.8	135.7	75.1	55.3	ER
Drăgășani	280	12.4	11.6	0.8	SW	226.8	153.2	73.6	48.0	VR
Padeș	258	10.8	10.3	0.5	N	242.7	214.3	28.4	13.3	SR
Tg. Jiu	203	11.6	10.8	0.8	SW	179.6	180.1	-0.5	-0.3	N
Polovragi	531	10.6	10.2	0.4	N	236.0	209.0	27.0	12.9	SR
Rm. Vâlcea	237	11.7	10.7	1.0	SW	184.2	156.8	27.4	17.5	SR
Voineasa	573	8.4	7.2	1.2	W	157.2	164.5	-7.3	-4.4	N
Average for Oltenia	-	11.8	10.9	0.9	SW	194.5	155.7	38.8	25.0	R

H – altitude of the w.s.; T – the seasonal thermic average; NT – the normal values of the autumn average temperatures (1901-1990); Δ = T-NT – the temperature anomalies from normal; SP – the seasonal amount of precipitation; NP – the normal values of the autumn precipitation (1901-1990); Δ = SP-NP – the precipitation anomalies from normal; Δ% – the percentage anomalies from normal precipitation; CrH – Hellmann classification (Source: NMA archive for temperature and precipitation values)

2.2 The thermal and pluvial characteristics of the winter 2017-2018 (December 1st 2017 - February 28th 2018)

Over the region, the seasonal average air temperatures were between -0.7°C at Voineasa and 2.9°C at Dr. Tr. Severin, and their anomalies from the normal values were between 1.5°C at Padeș and 3.0°C at Caracal (Table 3). The winter average temperature in the region was 1.5°C, and its anomaly from the period 1901-1990 was 2.4°C, being a slightly warm winter (WS).

Table 3. Variations of air temperatures and precipitation of the winter 2017-2018 in the South-Western Romania.

Weather Station	H (m)	Temperature				Precipitation				
		T (°C)	NT (°C)	Δ=T-NT (°C)	CrH	SP (l/m ²)	NP (l/m ²)	Δ=SP-NP (l/m ²)	Δ%	CrH
Dr. Tr. Severin	77	2.9	0.4	2.5	W	171.7	160.5	11.2	7.0	N
Calafat	61	2.3	-0.1	2.4	W	175.6	123.9	51.7	41.7	VR
Bechet	36	2.0	-0.6	2.6	VW	149.4	104.6	44.8	42.8	VR
Băilești	57	1.6	-0.7	2.3	W	156.9	121.4	35.5	29.2	R
Caracal	106	1.8	-1.2	3.0	VW	161.1	108.7	52.4	48.2	VR
Craiova	192	1.8	-1.0	2.8	VW	161.4	109.7	51.7	47.1	VR
Slatina	172	1.5	-0.8	2.3	W	158.1	117.2	40.9	34.9	VR
Băcleş	313	1.3	-1.4	2.7	VW	-	149.3	-	-	-
Tg. Logrești	265	1.2	-1.1	2.3	W	148.6	121.7	26.9	22.1	R
Drăgășani	280	2.0	-0.6	2.6	VW	126.8	114.1	12.7	11.1	SR
Padeș	258	0.5	-1.0	1.5	W	226.6	219.6	7.0	3.2	N
Tg. Jiu	203	1.2	-1.0	2.2	W	144.9	169.9	-25.0	-14.7	SD
Polovragi	531	0.9	-1.5	2.4	W	184.8	153.4	31.4	20.5	R
Rm. Vâlcea	237	2.0	-0.6	2.6	VW	174.6	120.1	54.5	45.4	VR
Voineasa	573	-0.7	-3.0	2.3	W	-	141.8	-	-	-
Average for Oltenia	-	1.5	-0.9	2.4	W	164.7	135.7	29.0	21.4	R

H – altitude of w.s.; T – the seasonal thermic average; NT – the normal values of the autumn average temperatures (1901-1990); Δ = T-NT – the temperature anomalies from normal; SP – the seasonal amount of precipitation; NP – the normal values of the autumn precipitation (1901-1990); Δ = SP-NP – the precipitation anomalies from normal; Δ% – the percentage anomalies from normal precipitation; CrH – Hellmann classification (Source: NMA archive for temperature and precipitation values)

The warmest month for the whole region was January, with an anomaly of 3.6°C, followed by December, with an anomaly of 2.8°C and February, with an anomaly of 1.7°C.

The seasonal precipitation amounts ranged between 126.8 l/m² at Drăgășani and 226.6 l/m² at Padeș and the anomalies from the period 1901-1990 were between -14.7% at Tg. Jiu and 38.2% at Caracal (Table 3). Winter was very rainy (VR) and rainy (R) in the North and slightly dry (SD) on a small area at Tg. Jiu (Table 3). The seasonal average precipitation amounts at the analyzed stations were 164.7 l/m², and its anomaly from the period 1901-1990 was 21.4%, giving to the winter of 2017-2018 a rainy character (R) across the region.

2.3 The thermal and pluvial characteristics of the spring 2018 (March 1st - May 31st, 2018)

During the spring, the seasonal average air temperatures in the study area varied between 9.8°C at Voineasa and 14.1°C at Dr. Tr. Severin with anomalies from the period 1901-1990 between 1.6°C at Băilești and 2.6°C at Drăgășani and Rm. Vâlcea, determining for this season a worm character (W) in most of Oltenia and very warm one (VW) in the eastern extremity (the corridor of the Olt River) (Table 4). The seasonal average temperature for the entire study area was 12.6°C, with an anomaly of 2.1°C from the period 1901-1990, giving the warm spring (W) feature for the whole region (Table 4). The seasonal precipitation ranged from 115.8 l/m² at Caracal and 362.8 l/m² at Polovragi, and their anomalies ranged between 26.4% at Caracal and 61.1% at Polovragi, resulting different weather types, from slightly dry (SD) in the south of the region to excessively rainy (ER) in the north (Table 4). On average, across the study area, the spring of 2018 was slightly rainy (SR).

Table 4. Variations of air temperatures and precipitation of the spring 2018 in the South-Western Romania.

Weather Station	H (m)	Temperature				Precipitation				
		T (°C)	NT (°C)	Δ=T-NT (°C)	CrH	SP (l/m ²)	NP (l/m ²)	Δ=SP-NP (l/m ²)	Δ%	CrH
Dr. Tr. Severin	77	14.1	11.6	2.5	W	269.4	186.5	82.9	44.5	VR
Calafat	61	13.5	11.6	1.9	W	190.8	146.2	44.6	30.5	VR
Bechet	36	13.3	11.6	1.7	W	173.2	143.5	29.7	20.7	R
Băilești	57	13.2	11.6	1.6	W	191.4	157.8	33.6	21.3	R
Caracal	106	13.0	11.2	1.8	W	115.8	142.2	-26.4	-18.6	SD
Craiova	192	13.2	11.2	2.0	W	161.3	135.2	26.1	19.3	SD
Slatina	172	12.8	11.1	1.7	W	158.3	149.7	8.6	5.7	N
Băcleș	313	12.3	10.1	2.2	W	164.4	172.5	-8.1	-4.7	N
Tg. Logrești	265	11.9	9.7	2.2	W	188.5	161.2	27.3	16.9	SR
Drăgășani	280	13.1	10.5	2.6	VW	190.4	147.2	43.2	29.3	R
Padeș	258	11.7	9.8	1.9	W	278.3	248.8	29.5	11.9	SR
Tg. Jiu	203	13.0	10.5	2.5	W	261.1	193.1	68.0	35.2	VR
Polovragi	531	11.4	9.2	2.2	W	362.8	225.2	137.6	61.1	ER
Rm. Vâlcea	237	13.0	10.4	2.6	VW	202.9	192.6	10.3	5.3	N
Voineasa	573	9.8	7.4	2.4	W	179.2	200.6	-21.4	-10.7	SD
Average for Oltenia	-	12.6	10.5	2.1	W	205.9	173.5	32.4	18.7	SR

H – altitude of w.s.; T – the seasonal thermic average; NT – the normal values of the autumn average temperatures (1901-1990); Δ = T-NT – the temperature anomalies from normal; SP – the seasonal amount of precipitation; NP – the normal values of the autumn precipitation (1901-1990); Δ = SP-NP – the precipitation anomalies from normal; Δ% – the percentage anomalies from normal precipitation; CrH – Hellmann classification (Source: NMA archive for temperature and precipitation values).

In this season, there were extremely high thermal variations, from cold days specific to the winter, with snow, snow cover and very low temperatures (in March, the absolute minimum temperature registered a record for the region, -24.8°C at Tg. Logrești, on 01.03.2018), to warm summer and tropical days, which occurred during all the spring months (ANM, 2019). Although no exceptional extreme maximum temperatures were recorded, due to the extremely high average monthly temperatures, April was the warmest month of the entire climatic observations in the studied region, with anomalies from the mean multiannual value for the period 1901-1990 ranging between 4.3°C at Bechet and Caracal and 5.7°C at Drăgășani, which is, at regional scale, an absolute climatic record (ANM, 2019). In April, the average thermal anomaly for the entire region was 4.9°C, with 0.1°C under the exceptionally warm month feature. The month of May was warm, with anomalies from the period 1901-1990 between 2.0°C at Bechet and

3.2°C at Dr. Tr. Severin and the average anomaly for the entire region of 2.5°C, being the second warmest month in the last 60 years (after May 2003).

2.4 The thermal and pluvial characteristics of the summer 2018 (June 1st - August 31st 2018)

During the summer, the annual average air temperature over the region was 21.9°C, with an anomaly of 1.2°C from the average of the last century, the summer 2018 being of warm type (W) (Table 5). The warmest month was August, with a monthly average for the entire region of 23.0°C and a positive anomaly of 2.5°C from the mean multiannual value of the 1901-1990 period. June (with a monthly average of 20.9°C) and August were slightly warm while July was normal as temperature, with a monthly average of 21.9°C. The seasonal precipitation for the entire region was 329.6 l/m², with an anomaly from the period 1901-1990 of 71.9%, determining the excessively rainy type (ER) (Table 5). The anomalies of the seasonal precipitation varied between 30.0% at Băilești and 182.1% at Băcleș, which determined the excessively rainy type (ER) in most of Oltenia (Table 5). An important climatic variation occurred in early August (after August 3rd), when an excessively rainy weather was followed by an excessively dry period that extended throughout the autumn of 2018, affecting the beginning of the agricultural year 2018-2019.

Table 5. Variations of air temperatures and precipitation of the summer 2018 in the South-Western Romania.

Weather Station	H (m)	Temperature				Precipitation				
		T (°C)	NT (°C)	Δ=T-NT (°C)	CrH	SP (l/m ²)	NP (l/m ²)	Δ=SP-NP (l/m ²)	Δ%	CrH
Dr.Tr.Severin	77	23.7	22.0	1.7	W	250.0	160.0	90.0	56.3	ER
Calafat	61	23.6	22.3	1.3	W	213.1	146.8	66.3	45.2	VR
Bechet	36	22.8	22.2	0.6	SW	301.6	146.8	154.8	105.4	ER
Băilești	57	23.0	22.1	0.9	SW	195.6	150.5	45.1	30.0	R
Caracal	106	23.2	22.0	1.2	W	247.2	167.4	79.8	47.7	VR
Craiova	192	22.6	21.7	0.9	SW	300.2	164.7	135.5	82.3	ER
Slatina	172	22.4	21.6	0.8	SW	388.6	184.9	203.7	110.2	ER
Băcleș	313	21.5	20.4	1.1	W	430.2	152.5	277.7	182.1	ER
Tg. Logrești	265	20.7	19.9	0.8	SW	320.6	165.4	155.2	93.8	ER
Drăgășani	280	22.2	20.9	1.3	W	428.4	185.6	242.8	130.8	ER
Padeș	258	20.8	19.1	1.7	W	306.0	232.0	74.0	31.9	VR
Tg. Jiu	203	22.0	20.5	1.5	W	319.8	219.2	100.6	45.9	VR
Polovragi	531	20.3	18.9	1.4	W	477.0	277.7	199.3	71.8	ER
Rm.Vâlcea	237	21.9	20.2	1.7	W	393.2	254.3	138.9	54.6	ER
Voineasa	573	17.6	16.2	1.4	W	372.2	268.1	104.1	38.8	VR
Average for Oltenia	-	21.9	20.7	1.2	W	329.6	191.7	137.9	71.9	ER

H – altitude of w.s.; T – the seasonal thermic average; NT – the normal values of the autumn average temperatures (1901-1990); Δ = T-NT – the temperature anomalies from normal; SP – the seasonal amount of precipitation; NP – the normal values of the autumn precipitation (1901-1990); Δ = SP-NP – the precipitation anomalies from normal; Δ% – the percentage anomalies from normal precipitation; CrH – Hellmann classification (Source: NMA archive for temperature and precipitation values)

2.5 The health state of the agricultural crops

The health status of the agricultural crops was analyzed for April and May 2018. April 2018 was the hottest month since 1901 to the present and May was the second warmest month since 1961 to the present. In terms of precipitation, both months had negative anomalies from the mean multiannual value 1901-1990. Also, these months are representative for the crop yields in terms of bioclimatic requirements – temperature, precipitation etc. (Sandu et al., 2010). The analysis was performed based on the NDVI, with values ranging between -1 and +1. The negative values indicate the lack of vegetation, the ones close to 0 indicate a rare vegetation and the values over 0.4 indicate a vegetation with density and good health (Oprea, 2017). Figure 2, on the left, shows the spatial distribution of the arable land in the researched area, and, on the middle and right, the spatial distribution of NDVI values for April, respectively May. The NDVI has the lowest values for both months in the Southern part of the region, between 0.2 and 0.4. For most of the region, the NDVI values are greater than 0.4, which means that the

health status of the crops was not affected by the high temperatures and low precipitation from April to May.

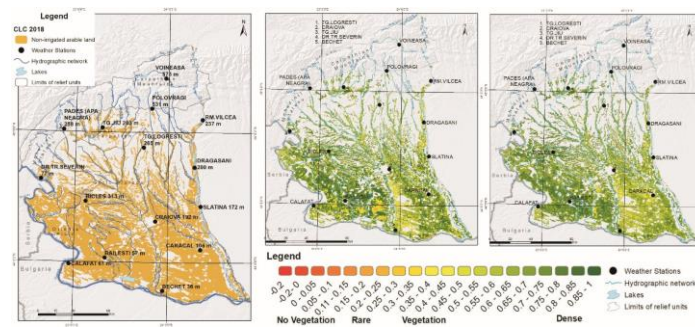


Figure 2. The spatial distribution of the arable lands (left) and the NDVI index for April 23rd (middle) and May 25th (right) 2018 in the South-Western Romania.

Conclusions

In the South-West of Romania, the agricultural year 2018 (01.09.2017-31.08.2018) was warm (with a positive anomaly of 2°C relative to the mean multiannual value for the period 1901-1990) and very rainy, with a regional precipitation average of 897 l/m² and an anomaly of 32.8% relative to the period 1901-1990. According to the Hellmann classification, the autumn was slightly warm and rainy, the winter was warm and rainy, the spring was warm and a slightly rainy and the summer was warm and excessively rainy. The NDVI values showed that the high temperature and low precipitation from April to May did not visibly affect the health status of the agricultural crops.

The analysis of the climatic variability during an agricultural year, in a multiannual context, allows to obtain useful information in order to develop/improve the regional and local strategies for mitigate the negative impact of the climate on the crops.

References

- Administrația Națională de Meteorologie (ANM), 2018. *100 de recorduri climatice în România*. București, 29p.
- Administrația Națională de Meteorologie (ANM), 2019: <http://www.meteoromania.ro/clima/monitorizare-climatica>.
- Busuioc A., Caian M., Cheval S., Bojariu R., Boroneaș C., Baci M., Dumitrescu A., 2010. *Variabilitatea și schimbarea climei în România*. București, Editura Pro Universitaria, 226 p.
- Constantin (Oprea) D.M., Marinică A.F., Marinică I., Zaharia L., Grigore E., Ioana-Toroimac G., 2018. Les mois d'août de 2000 à 2017: records termiques et pluviométriques dans le sud-ouest de la Roumanie. *Actes du 31ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 207-212.
- Marinică I., Marinică A.F., 2016. *Variabilitatea climatică în Oltenia și schimbările climatice*. Craiova, Editura Universitaria, 306 p.
- Oprea A., 2017. *Agrometeorological indices, products and remote sensing products used in romanian drought monitoring system*. Budapest, Hungary.
- https://www.met.hu/doc/rendezvenyek/WMO_EUMETSAT_2017/19-OanaAlexandra.pdf
- Prăvălie R., Zaharia L., Bandoc G., Petrișor A., Ionuș O., Mitof I., 2016. Hydroclimatic dynamics in southwestern Romania drylands over the past 50 years. *Journal of Earth System Science*, **125**, 1255–1271.
- Sandu I., Mateescu E., Vătămanu V.V., 2010. *Schimbări climatice în România și efectele asupra agriculturii*. București, Editura Sitech, 406 p.
- World Meteorological Organization (WMO), 2018, WMO climate statement: past 4 years warmest on record, <https://public.wmo.int/en/media/press-release/wmo-climate-statement-past-4-years-warmest-record>

IMPACTS DES AMÉNAGEMENTS HYDRO-AGRICILES EN JESSOUR SUR LE BILAN HYDRIQUE DANS LE SUD-EST TUNISIEN

FALLOT J.M. (1), BEN FRAJ T. (2,3), CALIANNI M. (1), ABBASSI M. (2), BEN OUEZDOU H. (2), ABDERRAHMEN A. (3), MILANO M. (1) et REYNARD E. (1)

(1) Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, Suisse, jean-michel.fallot@unil.ch, martin.calianno@unil.ch, marianne.milano@unil.ch, emmanuel.reynard@unil.ch

(2) Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis et Laboratoire CGMED, Tunisie, tarek.b.fraj@gmail.com, hbenouezdou@gmail.com, abassi.med84@gmail.com

(3) Faculté de Lettres et des Sciences Humaines de Sousse, Université de Sousse, Tunisie, abdelkhabderrahmen@yahoo.fr, tarek.b.fraj@gmail.com

Résumé : Des mesures météorologiques et de la teneur en eau dans le sol à 8 profondeurs différentes ont été réalisées pendant une année dans 2 parcelles situées au fond de 2 ravins à 130 m de distance, l'un est aménagé en Jessour et l'autre est sans Jessour, en vue de quantifier les impacts de ces aménagements hydro-agricoles sur le bilan hydrique. Ces mesures ont montré que seuls 3 épisodes pluvieux majeurs (> 20 mm) ont entraîné une hausse significative de la teneur en eau dans le sol jusqu'à au moins 125 cm de profondeur. Pour ces 3 épisodes, cette hausse a été rapide et importante jusqu'à 125 cm dans la parcelle aménagée en Jessour, alors qu'une hausse semblable n'a été mesurée que pour un bref épisode pluvieux en août 2018 dans la parcelle sans Jessour. Pour les deux autres épisodes pluvieux plus longs survenus en novembre et décembre 2017, la hausse de la teneur en eau dans le sol a été nettement plus lente et modeste dans la parcelle sans Jessour au-delà d'une profondeur de 35 cm. Les Jessour semblent avoir des effets différents sur le bilan hydrique dans les sols selon les saisons.

Mots clés: Jessour, teneur en eau dans le sol, épisodes pluvieux, Sud-est tunisien

Summary: Meteorological parameters and water content in the soil at 8 different depths were measured during one year in two plots of land located at the bottom of two gullies at a distance of 130 m, one is fitted out of Jessour (singular Jesr) and the other one is without Jessour, in order to quantify the impacts of these hydro-agricultural constructions on the water balance. These field measurements show that only 3 major rainy events (> 20 mm) lead to a significant increase of water content in the soil up to a depth of at least 125 cm. For these 3 events, this increase was fast and pronounced up to 125 cm in the plot of land with a Jessour, while a similar increase was only measured for one short rainy event in August 2018 in the plot without Jessour. For the two other longer rainy events in November and December 2017, the increase of water content in the soil was much slower and smaller in the plot without Jessour beyond a depth of 35 cm. Jessour appear to have different impacts on the water balance in the soils according to seasons.

Key words: Jessour, soil moisture content, rainy events, Southeast Tunisia.

Introduction

Les Jessour (Jesr au singulier) sont des aménagements hydro-agricoles traditionnels caractéristiques du Sud-est tunisien (décrits dans Ben Fraj et al., 2016) qui visent à retenir partiellement les eaux de ruissellement et les sédiments, et permettent des cultures dans des régions arides où la pluviométrie serait en temps normal insuffisante. Ces ouvrages ont fait l'objet d'études (Ben Fraj et al., 2016) qui ont permis de reconnaître leurs différentes valeurs au niveau agronomique, patrimonial et hydrologique. Mais ces études n'ont pas quantifié le bilan hydrique des Jessour à l'échelle de la parcelle. En vue de quantifier l'apport des Jessour au niveau de l'humidité du sol par rapport aux précipitations tombées, deux stations de mesures hydrométéorologiques ont été installées de fin septembre 2017 à fin septembre 2018 dans un bassin versant à Zammour près de Beni Khedache dans le Sud-est tunisien, l'une dans un ravin aménagé en Jessour et l'autre dans un ravin non aménagé à 130 m de distance. Ce résumé étendu présente les premiers résultats de ces mesures.

1. Données et méthodes

Deux stations météorologiques et de mesures de l'humidité dans le sol de marque HOBO ont été installées dans la région de Zammour sur le plateau du Dahar (Figure 1). Chaque station mesure la température et l'humidité de l'air, les précipitations et le rayonnement solaire à 2 m/sol, ainsi que la teneur en eau du sol (humidité volumique) à 8 profondeurs différentes (20, 35, 50, 65, 80, 95, 110 et 125 cm). Les paramètres météorologiques mesurés ont été enregistrés à un pas de temps de 2 heures et la teneur en eau dans le sol a été relevée toutes les 6 heures par des capteurs ECH2O selon une méthode indirecte de mesures de la constante diélectrique du sol. Ces deux stations ont fonctionné du 28 septembre 2017 au 21 septembre 2018. La première station a été installée dans un ravin aménagé en Jessour (33°15'N, 10°11'E, 540 m/mer) faisant partie du sous-bassin versant de Chaabet el Fougania, affluent de l'oued Zammour. La deuxième station a été placée à environ 130 m à l'est de la première dans un ravin non aménagé du même sous-bassin. Les deux ravins dissèquent des dépôts de limons éoliens à concrétions calcaires déposés sur le plateau du Dahar durant le Quaternaire (Ben Fraj, 2012).

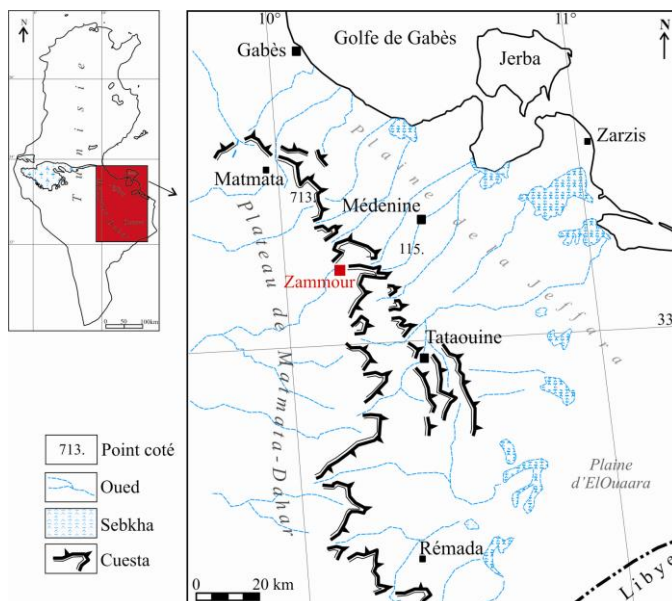


Figure 1. Localisation des stations de mesures à Zammour en Tunisie (Source : Ben Fraj et al., 2016, modifiée).

La teneur en eau mesurée par les capteurs (en m³ d'eau par m³ de sol) a été ramenée en litres par m² en prenant en compte une parcelle théorique de 1 m² de superficie. Ces calculs ont été faits par tranche de sol de 15 cm d'épaisseur jusqu'à 125 cm de profondeur à partir de la teneur en eau mesurée au sommet et à la base de chaque tranche de 15 cm. Pour la tranche supérieure entre 0 et 20 cm de profondeur, la quantité d'eau dans le sol a été estimée uniquement à partir des mesures effectuées par le capteur à 20 cm, ce qui peut conduire à des approximations, notamment lorsque le sol est desséché en surface.

2. Résultats

2.1 Précipitations mesurées et situations météorologiques correspondantes

Les hauteurs d'eau mesurées du 28 septembre 2017 au 21 septembre 2018 ont atteint respectivement 291.5 mm et 279.3 mm pour les 2 stations situées dans les parcelles avec et sans Jessour, soit plus que la normale de 200 à 220 mm par an sur le Plateau du Dahar (Abdelli et al., 2014 ; Ben Fraj et al., 2016). Les 2 stations ont enregistré 30 jours de pluie avec des hauteurs d'eau supérieures à 1 mm en 24 heures durant cette période de mesures.

Seuls 3 épisodes pluvieux majeurs ont entraîné une hausse significative de la teneur en eau du sol dans les 2 parcelles étudiées (Figures 2 et 3). Il s'agit des épisodes du 10 au 12 novembre 2017 avec 123.2 mm en 38 heures (dont 94.5 mm en 24 heures le 11 novembre), du 20-21 décembre 2017 avec 45.0 mm en 32 heures (dont 32.3 mm en 24 heures le 20 décembre) et du 19 août 2018 avec 26.7 mm en 6 heures.

L'épisode très pluvieux du soir du 10 novembre au matin du 12 novembre 2017 s'est produit consécutivement à une descente d'air froid du Nord qui a favorisé le creusement d'une dépression et d'un front actif sur le Sud-est tunisien au contact de l'air chaud sur le Sahara. Cette dépression a aspiré de l'air humide depuis la Méditerranée et occasionné des pluies orageuses abondantes sur le Sud-est tunisien avec 123 mm à Zammour et 167 à 195 mm en 48 heures à Jerba, Médenine et Zarzis. Le temps de retour d'un tel épisode est estimé à au moins 20 ans et il est décrit en détail dans Ben Oueddou et al. (2018).

Le 2^{ème} épisode pluvieux significatif du 20 au 21 décembre 2017 s'est produit consécutivement à un afflux d'air humide d'Est à partir de la Méditerranée engendré par un puissant anticyclone recouvrant l'Europe occidentale et centrale. Un front chaud stationnait sur l'extrême Sud de la Tunisie.

Le 3^{ème} épisode pluvieux du 19 août 2018 est survenu avec une situation assez semblable à celle du 2^{ème} épisode, mais avec un anticyclone moins puissant sur l'Europe occidentale et centrale. Il a entraîné un afflux d'air humide du Nord à Est de la Méditerranée vers la Tunisie. Un front en altitude est descendu ce jour-là vers le Sud et a provoqué de violents orages avec de la grêle dans le Nord de la Tunisie, notamment à Tunis, avant de gagner le Sud du pays. Il a généré deux averses de 10 à 15 mm chacune entre 16 et 22 heures le 19 août à Zammour. Ces 2 derniers épisodes s'apparentent à des circulations de retour d'Est qui sont souvent à l'origine des épisodes très pluvieux dans le Sud de la Tunisie (Henia et El Melki, 2000).

2.2 Humidité du sol dans les deux parcelles étudiées

Les Figures 2 et 3 présentent les teneurs en eau moyennes journalières mesurées à 4 profondeurs dans le sol (20, 50, 80 et 110 cm) dans les 2 parcelles avec et sans Jesr pour 2 périodes de 2 mois incluant les 3 épisodes pluvieux significatifs. Les relevés de la teneur en eau dans le sol 4 fois par jour montrent que celle-ci varie très peu d'une mesure à l'autre, sauf lors des 3 épisodes significatifs où elle a grimpé rapidement entre 2 relevés de 6 heures. Dans ce cas, les moyennes journalières peuvent lisser les valeurs durant une journée et conduire à un certain décalage par rapport aux précipitations tombées. Le Tableau 1 présente l'augmentation de l'humidité (m^3 d'eau/ m^3 de sol) et de la quantité d'eau correspondante dans le sol en litres mesurée et calculée par tranche de 15 cm de 0 à 125 cm de profondeur sur une surface de $1 m^2$ pour les 2 parcelles étudiées (avec et sans Jesr) et ces 3 épisodes pluvieux.

Tableau 1. Variations de la teneur (m^3 eau/ m^3 sol) et de la quantité d'eau (litres par m^2) mesurées dans le sol entre 0 et 125 cm de profondeur pour les parcelles avec et sans Jesr lors de trois épisodes pluvieux importants.

Profondeur dans le sol	10-12.11.2017				20-21.12.2017				19.08.2018			
	m^3 eau / m^3 sol		litres par m^2		m^3 eau / m^3 sol		litres par m^2		m^3 eau / m^3 sol		litres par m^2	
	avec Jesr	sans Jesr	avec Jesr	sans Jesr	avec Jesr	sans Jesr	avec Jesr	sans Jesr	avec Jesr	sans Jesr	avec Jesr	sans Jesr
0 à 20 cm	0.261	0.295	52.2	59.0	0.052	0.079	10.3	15.8	0.190	0.296	38.1	59.1
20 à 35 cm	0.271	0.253	40.6	38.0	0.051	0.059	7.7	8.9	0.166	0.244	24.9	36.5
35 à 50 cm	0.281	0.178	42.1	26.7	0.092	0.031	13.7	4.6	0.155	0.210	23.2	31.6
50 à 65 cm	0.263	0.128	39.5	19.2	0.134	0.018	20.1	2.7	0.154	0.248	23.1	37.2
65 à 80 cm	0.250	0.115	37.5	17.3	0.113	0.015	16.9	2.3	0.143	0.242	21.4	36.3
80 à 95 cm	0.253	0.092	38.0	13.8	0.090	0.013	13.4	2.0	0.142	0.218	21.2	32.7
95 à 110 cm	0.252	0.062	37.9	9.4	0.085	0.010	12.8	1.5	0.144	0.196	21.6	29.4
110 à 125 cm	0.256	0.053	38.5	8.0	0.071	0.011	10.7	1.7	0.128	0.199	19.2	29.9
Total			326.2	191.3			105.6	39.5			192.7	292.7
Précipitations			123.2	119.7			45.0	41.2			26.7	23.1

Au début du premier épisode très pluvieux du 10 au 12 novembre 2017 (Figure 2), les sols étaient secs. Considérant une surface de $1 m^2$ jusqu'à 125 cm de profondeur, soit un volume de $1.25 m^3$, il y avait respectivement 74.8 et 74.6 litres d'eau dans les parcelles avec et sans Jesr.

La teneur en eau a rapidement augmenté de 0.05 à 0.3 ou 0.35 m³ d'eau par m³ de sol jusqu'à au moins 125 cm de profondeur en moins de 6 heures (entre 2 relevés le 11 novembre 2017 à 15h30 et 21h30) dans la parcelle avec un Jesr lorsque les précipitations étaient les plus intenses, ce qui équivaut à une hausse de 326 litres d'eau dans un volume de 1.25 m³. Une telle hausse résulte du drainage des eaux de ruissellement par l'oued au fond du ravin lorsque les précipitations tombées ont atteint une certaine hauteur. Ces eaux ont ensuite inondé la parcelle aménagée en Jesr grâce à cet ouvrage tout en gorgeant d'eau les limons éoliens jusqu'à au moins 125 cm de profondeur. Plusieurs photos (non montrées ici) révèlent que les parcelles aménagées en Jessour sont remplies d'eau pendant plusieurs heures ou jours après un épisode pluvieux important.

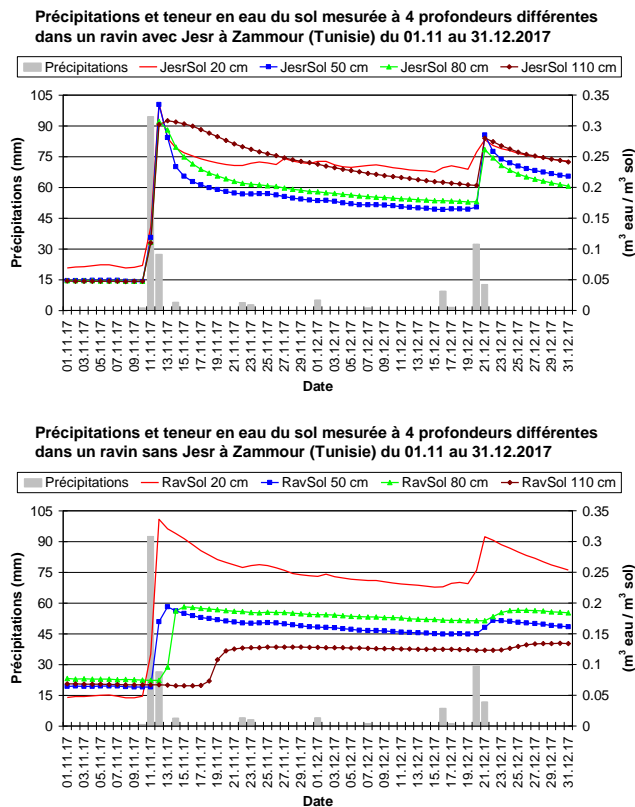


Figure 2. Précipitations (mm) et teneur en eau dans le sol (m³ eau / m³ sol) mesurées à 4 profondeurs différentes dans un ravin avec un Jesr (en haut) et sans Jesr (en bas) du 1^{er} novembre au 31 décembre 2017.

Dans le ravin sans Jesr, cet épisode très pluvieux n'a entraîné une hausse semblable de la teneur en eau du sol que près de la surface jusqu'à 35 cm de profondeur. Cette hausse a été 2 fois plus faible dans le sol à des profondeurs de 50 à 80 cm et 4 fois plus faible à des profondeurs de 110 et 125 cm. Cette augmentation de la teneur en eau s'est étendue lentement dans les couches plus profondes du sol, ne survenant que 7 jours plus tard à 110 et 125 cm de profondeur. La quantité d'eau dans le sol a augmenté de respectivement 134 et 191 litres (dans un volume de 1.25 m³) 24 heures et 10 jours après le début de la hausse près de la surface le 11 novembre, alors qu'aucune pluie n'était tombée pendant ces 10 jours. Les eaux de pluie ne se sont infiltrées que très lentement dans le sol pour cette parcelle sans Jesr, malgré une lithologie semblable pour les 2 parcelles. Après cet épisode très pluvieux, les sols de la parcelle avec un Jesr contenaient près de 2 fois plus d'eau que la parcelle sans Jesr jusqu'à 125 cm de profondeur, avec des maxima de 401 et 224 litres d'eau dans un volume de 1.25 m³.

Le 2^{ème} épisode pluvieux significatif, les 20 et 21 décembre 2017, a entraîné une hausse plus modeste de la teneur en eau dans les 2 parcelles, car les sols étaient encore assez humides après le premier événement (246 litres d'eau pour la parcelle avec un Jesr et 202 litres pour la parcelle sans Jesr dans un volume de 1.25 m³) et les précipitations moins abondantes (45 mm en 32 heures au lieu de 123 mm en 38 heures). Une hausse de la teneur en eau de la parcelle aménagée en Jesr s'est à nouveau produite à toutes les profondeurs jusqu'à au moins 125 cm en moins de 12 heures, alors qu'elle a été plus progressive et plus faible en allant de la surface du sol jusqu'à une profondeur de 125 cm dans le ravin sans Jesr. La quantité d'eau a augmenté de 106 litres en 12 heures pour la parcelle avec un Jesr et de 39 litres en 11 jours pour la parcelle sans Jesr.

Après ce 2^{ème} épisode pluvieux, les sols de la parcelle avec un Jesr contenaient 1.5 fois plus d'eau que la parcelle sans Jesr jusqu'à 125 cm de profondeur, avec des maxima de 352 et 241 litres d'eau dans un volume de 1.25 m³. La teneur en eau du sol a ensuite progressivement diminué à toutes les profondeurs dans la parcelle avec un Jesr jusqu'au 3^{ème} épisode pluvieux significatif le 19 août 2018. Le sol s'est toutefois sensiblement asséché jusqu'à 50 cm de profondeur en mars 2018 et la teneur en eau du sol est devenue la plus basse près de la surface à 20 cm de profondeur pendant l'été en l'absence de pluies, alors qu'elle est restée la plus élevée pour le capteur le plus profond à 125 cm.

Dans le ravin sans Jesr, la teneur en eau a également progressivement diminué après le 2^{ème} épisode pluvieux des 20-21 décembre 2017, surtout près de la surface (20 cm) où la quantité d'eau dans le sol était nettement plus élevée et proche de celle mesurée pour la parcelle avec un Jesr. Une diminution sensible de l'humidité du sol s'est aussi produite en mars 2018 dans le ravin sans Jesr, mais à toutes les profondeurs et pas seulement près de la

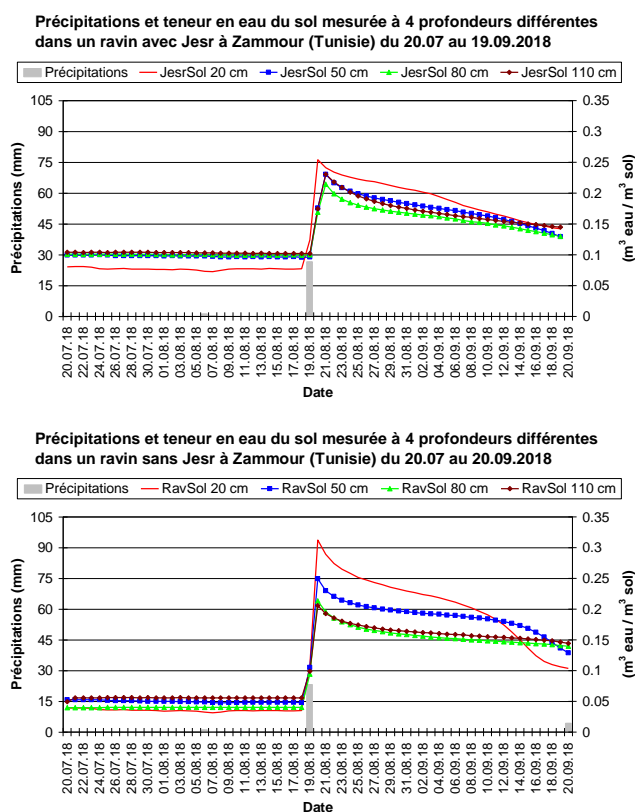


Figure 3. Précipitations (mm) et teneur en eau dans le sol (m³ eau / m³ sol) mesurées à 4 profondeurs différentes dans un ravin avec un Jesr (en haut) et sans Jesr (en bas) du 20 juillet au 20 septembre 2018.

et rapide dans le ravin sans Jesr, malgré un cumul des précipitations (23 à 27 mm en 6 heures) plus réduit que pour les 2 épisodes précédents. Les quantités d'eau dans le sol ont ainsi augmenté de respectivement 193 et 293 litres sur un volume de 1.25 m³ pour les parcelles avec et sans Jesr. Cet épisode s'est caractérisé par 2 averses de 10 à 15 mm en 2 heures séparées d'un intervalle sec de 2 heures. Vu leur caractère orageux, elles ont peut-être été plus intenses sur le bassin versant en amont des 2 stations météorologiques et les eaux de pluie auraient ruisselé sur des sols secs et amené beaucoup d'eau dans l'oued au fond du ravin qui aurait inondé les 2 parcelles étudiées tout en gorgeant d'eau les limons éoliens. Après ce bref épisode pluvieux, les

surface. Les sols étaient ainsi bien plus secs au début avril 2018 dans le ravin sans Jesr que dans la parcelle avec un Jesr à toutes les profondeurs et cette différence s'est maintenue jusqu'au 3^{ème} épisode pluvieux du 19 août 2018. Juste avant cet épisode, les sols dans la parcelle avec un Jesr contenaient presque 3 fois plus d'eau que la parcelle sans Jesr jusqu'à 125 cm de profondeur, avec respectivement 126 et 46 litres d'eau dans un volume de 1.25 m³. L'effet du Jesr sur l'humidité des sols apparaît non seulement lors d'épisodes très pluvieux, mais aussi pendant les mois secs qui les ont suivis. Les Jessour permettent ainsi de constituer une réserve hydrique très importante pour la pratique de l'arboriculture.

Le 3^{ème} épisode pluvieux plus bref du 19 août 2018 (Figure 3) s'est distingué des 2 épisodes précédents par le fait qu'il a généré une hausse rapide (moins de 6 heures) et simultanée de la teneur en eau à toutes les profondeurs du sol dans les 2 parcelles étudiées. Cette hausse était même plus marquée

sols de la parcelle sans Jesr contenaient légèrement plus d'eau (339 contre 319 litres d'eau dans un volume de 1.25 m³) que la parcelle avec un Jesr, contrairement aux 2 autres épisodes pluvieux.

Les autres journées avec des précipitations enregistrées durant l'année de mesures se sont signalées par des hauteurs d'eau inférieures à 12 mm en 24 ou 48 heures. Elles n'ont eu aucun impact sur la teneur en eau dans les sols des 2 parcelles, même lorsqu'ils étaient bien secs en octobre 2017 ou en mai 2018 : une légère hausse de la teneur en eau du sol est tout de même apparue pour le capteur le plus proche de la surface (20 cm) lors de ces journées (cf. Figure 2) et quelquefois aussi pour le 2^{ème} capteur situé à 35 cm de profondeur. L'oued au fond du ravin est probablement resté sec et la teneur en eau dans le sol n'a pas varié au-delà de 35 cm de profondeur pour ces journées-là dans les 2 parcelles.

Conclusion

Les mesures réalisées au moyen de 2 stations situées à 130 m de distance au fond de deux ravins pendant une année ont révélé que seuls 3 épisodes pluvieux avec des hauteurs d'eau supérieures à 20 mm ont entraîné une hausse importante de la teneur en eau dans le sol pour les parcelles avec et sans Jesr. Pour ces 3 épisodes, la teneur en eau dans le sol a brutalement augmenté (en moins de 6 heures) jusqu'à au moins 125 cm de profondeur pour la parcelle aménagée en Jesr lorsque les précipitations tombées atteignaient une hauteur de 20 ou 30 mm. A partir de ce seuil, l'eau coulait dans l'oued et inondait cette parcelle grâce au Jesr.

Pour la parcelle sans Jesr, seul le 3^{ème} épisode pluvieux, plus bref, d'août 2018 a entraîné une hausse rapide et semblable (ou même plus grande) de la teneur en eau dans le sol jusqu'à 125 cm de profondeur. Les 2 autres épisodes pluvieux, pourtant plus généreux, en novembre et décembre 2017 n'ont engendré qu'une hausse progressive et modeste de la teneur en eau dans le sol au-delà de 35 cm de profondeur dans cette parcelle.

Les Jessour semblent donc avoir des effets différents sur l'humidité dans le sol suivant les saisons et la structure des précipitations. Il conviendrait toutefois de refaire des mesures à ces 2 endroits pendant une ou plusieurs années afin de confirmer ces premiers résultats : les épisodes pluvieux avec plus de 20 mm sont rares dans cette région aride, surtout en été. Pour le moment, les 2 stations ont été déplacées sur un autre site (Zmertène) pendant une année pour étudier l'influence de la lithologie des sols sur le bilan hydrique des Jessour.

Références

- Abdelli F., Ouessar M., Bruggeman A., Khatteli H., Ghoudi R., Guied M., 2014. Mise en place d'un modèle agro-environnemental SWAT sur le bassin versant d'Oued Jir (sud-est tunisien). *Revue des Régions Arides*, **33**, 109-113.
- Ben Fraj T., Abderrahmen A., Ben Ouezdou H., Reynard E., Milano M., Calianno M., Fallot J.-M., 2016. Les Jessour dans le Sud-est tunisien : un système hydro-agricole ancestral dans un milieu aride. *Actes du 29^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, Lausanne-Besançon, 6-9.09.2016, p.193-198.
- Ben Fraj T., 2012. *La Jeffara septentrionale : étude de l'évolution géomorphologique au cours du Quaternaire*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 333 p.
- Ben Ouezdou H., Abderrahmen A., Abbassi M., Ben Fraj T., Calianno M., Fallot J.-M., Milano M., Reynard E., 2018. Analyse de l'événement pluviométrique intense du 11 novembre 2017 et ses effets sur le système hydraulique des Jessour (sud-est tunisien). *Actes du 31^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, Nice, 4-7.07.2018, p. 251-256.
- Henia L. et El Melki T., 2000. Circulation de « retour d'Est » et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. **13**, p. 120-127.

LE CLIMAT ET LA DENGUE DANS SANTA CATARINA (BRÉSIL)

FERNANDES DE OLIVEIRA M.M. (1) et MENDONÇA F. (2)

(1) UNINTER - Centro Universitário Internacional ; Curitiba / Brésil - marcia.o@uninter.com

(2) UFPR/LABOCLIMA – Universidade Federal do Paraná ; Curitiba / Brésil - chico@ufpr.br

Résumé : Cette étude met en évidence l'analyse spatiale des relations entre les conditions climatiques et le vecteur de la dengue - *Aedes aegypti* - dans l'État de Santa Catarina (Brésil) pour la période 2010-2015. Le climat est mésotermique (C, Koeppen) avec deux sous-types : Cfa et Cfb. La méthode utilisée est l'analyse descriptive mettant en évidence la comparaison entre le climat, l'infestation par le vecteur et le nombre de cas de la maladie. Les résultats montrent que l'infestation par le vecteur à Santa Catarina est plus forte à la côte et à l'ouest de l'État. Ces régions sont les plus favorables au développement du vecteur (climat Cfa). Dans la zone moins chaude (Cfb) il n'y a aucun enregistrement de la maladie.

Mots clés: Climat, dengue, Santa Catarina, Brésil.

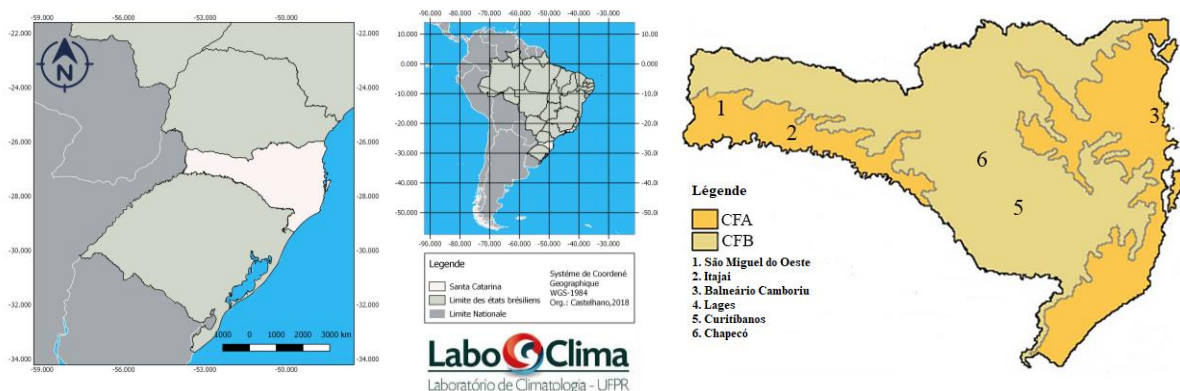
Summary: This study highlights the spatial analysis of relationships between climatic conditions and the vector of dengue fever - the *Aedes aegypti* - in the state of Santa Catarina (Brazil) from 2010 to 2015. The climate is mesothermic (C, Koeppen) with two subtypes: Cfa and Cfb. The method used is the descriptive analysis highlighting the comparison between climate, vector infestation and the number of cases of the disease. The results show that the vector's infestation in Santa Catarina is stronger at the coast and west of the state, these regions are the most favorable for the development of the vector (climate Cfa). In the less hot zone there is no record of the disease.

Keywords: Climate, dengue fever, Santa Catarina, Brazil.

Introduction

Le Brésil est un pays dominé par les climats tropicaux humides. Cependant, en raison de l'étendue et de la position du territoire, il possède une grande variété de sous-types climatiques. Presque tous les climats du Brésil sont favorables à l'écologie du vecteur de la dengue - le moustique *Aedes aegypti* (Mendonça, 2004 ; Mendonça et Steinmetz, 2017).

Cette recherche porte sur une partie du territoire brésilien (l'État de Santa Catarina (SC) - figure 1) et met en évidence une approche des relations entre le climat et la dengue. L'étude porte sur la formation de situations climatiques favorables à la reproduction et à la performance du vecteur de la dengue pour la transmission de la maladie, sur la période 2010-2015.



Source : <http://www.geoensino.net/2012/09/>

Figure 1. Santa Catarina – Localisation géographique, les climats et les villes indiquées dans ce texte.

Le moustique *Aedes aegypti* est le vecteur de transmission de certaines maladies (fièvre jaune, dengue, chikungunya, zyka). La dengue est l'une des plus importantes en raison de son grand impact social enregistré au cours des trois dernières décennies dans le monde tropical humide, avec une menace d'expansion dans la zone tempérée dans le contexte du changement climatique mondial. Selon l'Organisation mondiale de la santé (OMS, 2016), la dengue est la maladie négligée la plus importante à l'heure actuelle. Le Brésil connaît des épidémies de plus en plus intenses depuis le début des années 1980. En 2015, plus de 1,5 million de personnes ont été touchées par la maladie (tableau 1). En l'absence de contrôle clinique ou de prévention dans le domaine médical, le contrôle de la dengue est effectué principalement à partir du contrôle du vecteur. Le climat joue un rôle très important dans la prolifération et la performance du moustique, d'où l'objectif des études en climatologie et santé visant à la connaissance et au contrôle de la maladie.

Tableau 1. Nombre de cas de dengue recensés annuellement par région et à Santa Catarina (2010-2015) au Brésil.

Régions	Années					
	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Région Nord	98 632	119 398	42 158	49 547	48 376	31 411
Région Nord-Est	176 854	195 365	222 913	152 357	89 935	327 212
Région Sud-Est	478 003	361 350	251 738	918 226	311 639	1 047 279
Région Centre-Ouest	216 051	51 941	68 010	265 456	116 169	231 105
Région Sud	42 008	35 978	4 772	66 903	22 988	51 681
Total	1 011 548	764 032	581 844	1 452 489	589 107	1 688 688
Santa Catarina	189	177	94	358	134	4 441

Source: SES / SINAN, mise à jour le 13/07/2015.

1. Méthodes et données de recherche

Cette étude a été réalisée selon une méthode très simple : l'analyse descriptive de la configuration spatiale du vecteur de la dengue et de l'influence du climat en celle-ci dans l'État de Santa Catarina (Brésil) sur la période 2010-2015.

Les données concernant l'infestation par le vecteur (les foyers de *Aedes aegypti*) ont été fournies par le Service de Surveillance Épidémiologique (Dive/SC) et ont été traitées dans la dimension spatiale à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG). Les données météorologiques ont été fournies par le Centre de Prévision Météorologique et d'Études Climatologiques de l'Institut National de Recherche Spatiale (CPTEC/INPE). Elles ont été représentées sous forme de graphiques (moyennes de températures maximales, minimales et moyennes ; pluviosité mensuelle), ce qui a permis de confirmer la manifestation saisonnière de la maladie à cet État.

2. Les résultats

2.1 Les climats de Santa Catarina

L'État de Santa Catarina (figure 1) se situe en domaine climatique Cf, selon la classification de Köppen (Dubreuil *et al.*, 2018), du type mésothermique humide (sans saison sèche). Selon Vanhoni (2015), ce type de climat prédomine au sud du tropique du Capricorne et dans les régions les plus élevées, l'été est doux et l'hiver est froid, avec parfois des chutes de neige. Il pleut entre 1400 mm et 2000 mm d'eau/an, bien répartie au fil des saisons.

Il existe deux sous-types dans ce domaine climatique Cf à Santa Catarina : Cfa et Cfb (figure 1). Le type Cfa - climat subtropical humide- où la température moyenne du mois le plus froid

est inférieure à 18°C (mésothermique) et la température moyenne le mois le plus chaud supérieure à 22°C ; les étés y sont chauds, les gelées peu fréquentes et la tendance à la concentration de précipitations en été, mais sans saison sèche. Le type Cfb - climat tempéré océanique - a une température moyenne du mois le plus froid en dessous de 18°C, avec des étés frais, et la température moyenne pendant le mois le plus chaud en dessous de 22°C, sans saison sèche définie.

Selon Rossato (2011) les systèmes polaires sont les grands dynamiseurs des climats de Santa Catarina, en interaction avec les systèmes tropicaux. Cependant, c'est à partir de leurs relations avec les facteurs géographiques locaux/régionaux que la variabilité spatiale des éléments climatiques est définie. Les précipitations sont associées notamment aux systèmes frontaux.

Dans le sud du Brésil, la température et les précipitations ont une influence directe sur l'écologie du vecteur de la dengue. L'humidité relative et la vitesse du vent ont également une influence, mais de manière moins visible. Cette étude analyse la relation entre la température, les précipitations et les données d'infestation (foyers) par *Aedes aegypti* dans l'État de Santa Catarina. La figure 2 montre deux villes situées dans les sous-types climatiques Cfb (Lages) et Cfa (Chapecó) dans lesquelles on peut voir la variation annuelle des moyennes thermiques et des précipitations dans les deux sous-types.

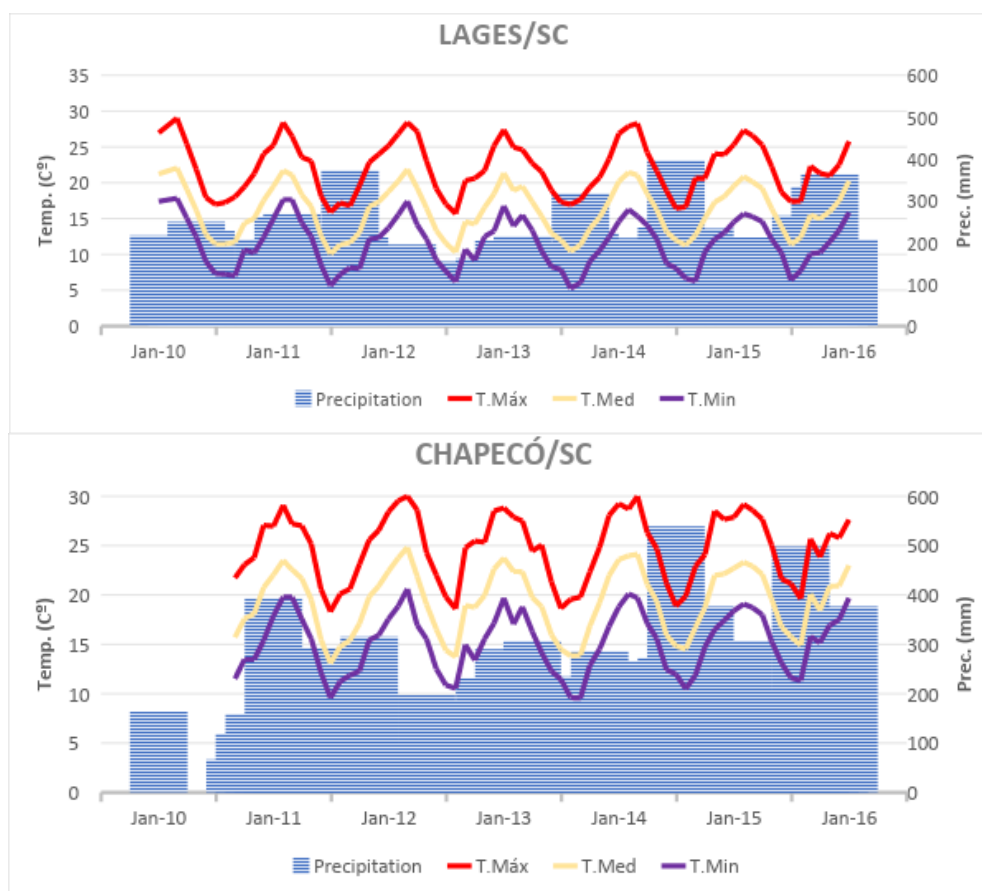


Figure 2. Températures et précipitations mensuelles (2010-2015) à Lages et Chapecó / SC. Source: INMET, 2019.

2.2 Les éclosions d'*Aedes aegypti* à Santa Catarina

À Santa Catarina, l'incidence de la dengue est la plus faible du Brésil. Cette situation est due, entre autres, à l'influence du climat car c'est l'État brésilien où sont enregistrées les moyennes thermiques, mensuelles et annuelles les plus basses du pays, notamment dans le sous-type Cfb. Bien que le niveau record de la dengue enregistré ces dernières années (d'environ 200

en 2010 à plus de 4000 en 2015 - Tableau 1) reflète le comportement des cas enregistrés dans d'autres régions du pays, il suscite la curiosité des scientifiques, compte tenu des scénarios de réchauffement de la planète.

En 2015 il a été enregistré la plus grande épidémie de dengue (1 688 000 cas) dans l'histoire du Brésil, qui a surmonté celle de 2013 (1 452 489 cas) - Tableau 2.

Tableau 2. Types climatiques et nombre de cas de dengue (2010 à 2015) dans 5 villes de l'état de Santa Catarina / Brésil.

Climats	Villes	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Cfa	São Miguel do Oeste	608	373	422	119	14.842	22.859
	Itajaí	234	98	00	61	1.569	6.631
	Balneário Camboriu	196	45	103	167	1.917	10.536
Cfb	Lages	00	35	05	35	08	00
	Curitibanos	00	00	00	00	00	00

Source : SES / SINAN, mise à jour le 13/07/2015.

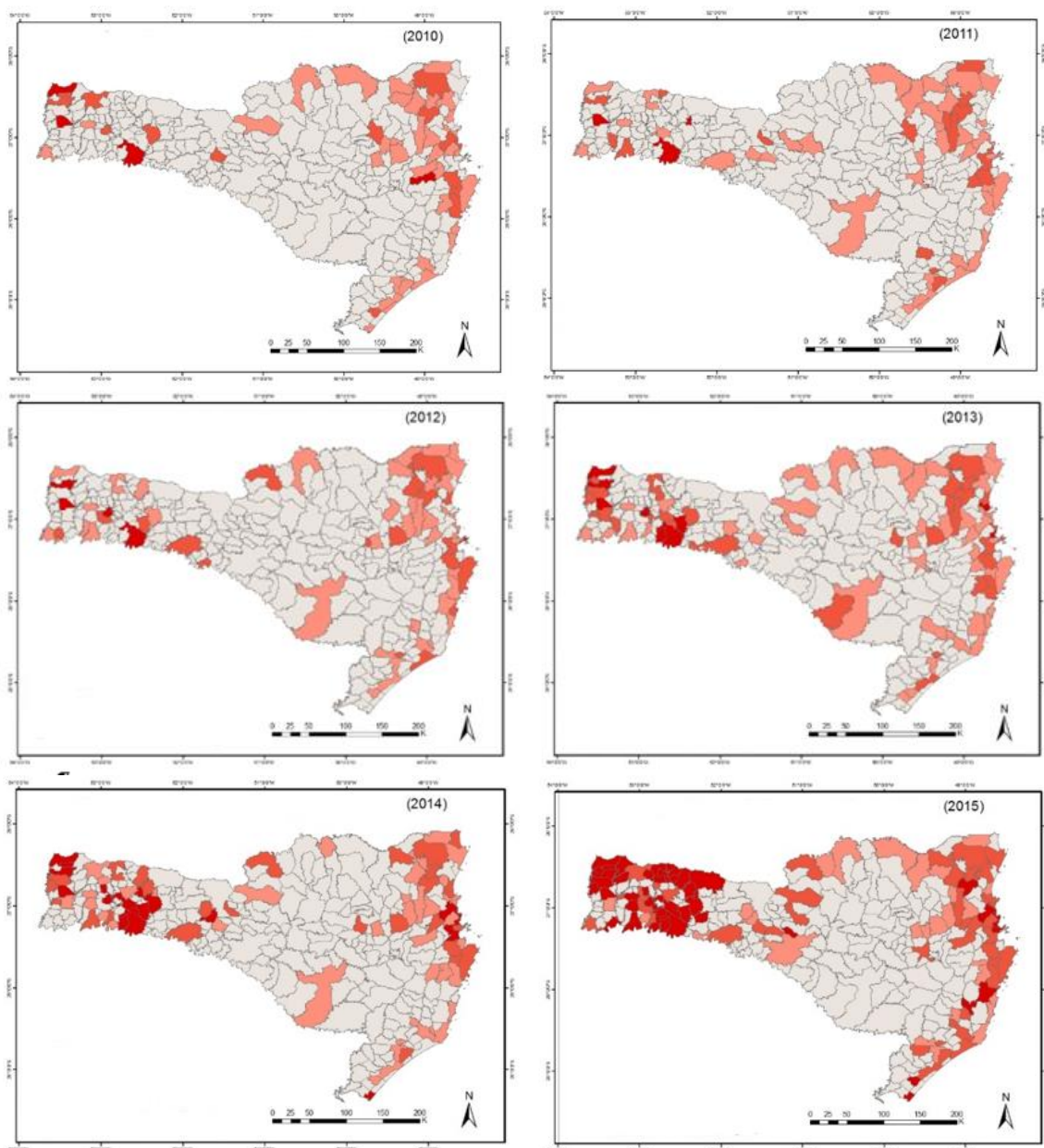
Selon le Ministère de la Santé du Brésil, le pic d'incidence de la dengue au pays en 2015 a été enregistré au mois d'avril (229,1 cas/100 000 hab.), suivi d'une réduction par rapport au mois de mai (116,1). Depuis novembre (22,3 cas/100 000 hab.) l'incidence de la maladie commence à montrer une légère tendance à la hausse, révélant le caractère saisonnier des épidémies dans le sud du pays, puisqu'elles coïncident avec les mois d'été tropicaux humides (Collishonn *et al.*, 2018). 229,1 cas/100 000 hab., 116,1 et 22,3 cas/100 000 hab. sont des indices de cas de dengue par population pour la même année 2015, respectivement les mois d'avril, mai et novembre.

Pour la période 2010-2015, l'infestation par le vecteur selon les foyers (figure 3) varie spatialement :

a) Une région dans la partie centrale de Santa Catarina n'a aucun cas de foyer. C'est une région caractérisée par un relief plus élevé et sous le climat Cfb (figure 1), avec l'été frais et l'hiver froid. Même si les précipitations y sont faibles, les basses températures (moyenne minimale inférieure à 16°C - figure 2, exemple de Lages) y limitent la présence du vecteur de la dengue.

b) Dans la partie est et ouest de l'État de Santa Catarina, ainsi que dans la partie nord, davantage de municipalités ont enregistré l'infestation par le vecteur ; c'est dans cette région (Cfa) que le vecteur trouve les bonnes conditions écologiques pour sa reproduction et son action. La ville de Chapecó est un bon exemple de cette situation climatique (figure 2) - température minimale moyenne supérieure à 18°C en été.

La variation du nombre de villes infectées et des foyers du vecteur de la dengue au cours des cinq années résulte à la fois de la circulation virale, des politiques publiques et du climat.



Légende

- Sans enregistrement de foyers l'*Aedes aegypti*
- Faible concentration de foyers (jusqu'à 1 pour 1000 hab.)
- Moyenne concentration de foyers (de 1 à 5 pour 1000 hab.)
- Haute concentration de foyers (plus de 5 pour 1000 hab.)

Figure 3. Municipalités infectées par Aedes Aegypti (2010-2015) à Santa Catarina/Brésil. Source: SES/SINAN - Min. Saúde / Brasil.

En synthèse

La dengue est une maladie virale transmise par un vecteur (*Aedes aegypti*) et considérée comme une maladie négligée (OMS). L'absence de contrôle clinique exige la performance d'autres professionnels dans le contrôle de la maladie; ainsi, la climatologie peut y contribuer en approfondissant les connaissances sur la spatialisation du vecteur de la maladie et les nuances de climat. Cette maladie a de forts impacts sur la société brésilienne avec des épidémies

importantes. La plus forte a eu lieu en 2015, avec un indice de plus de 220 cas/100 000 hab.), le pic de cas ayant été enregistré en avril (fin de la saison chaude et pluvieuse).

À Santa Catarina, l'état de la fédération située dans la région sud du pays, le registre est le plus bas dans le contexte de la nation. Cependant, en 2015, il a enregistré plus de 4.400 cas, ce qui attire l'attention en vue des futurs scénarios de changement climatique qui favoriseront la propagation de la dengue dans cette région. Le plus grand nombre de foyers infectés par le vecteur a été enregistré dans les zones Cfa, les domaines d'été chaud et pluvieux ; dans les domaines de Cfb, ils étaient beaucoup moins nombreux ou absents, car les températures basses (températures minimales moyennes inférieures à 18°C au cours des mois) limitent la reproduction/performance du vecteur.

La connaissance de l'interaction entre les conditions climatiques et le vecteur de la maladie peut aider à contrôler la maladie par le biais de la lutte anti-vectorielle.

Remerciement

Au CNPQ - Conseil National de Recherche Scientifique / Ministère de la Science, Technologie, Innovation et Culture du Brésil pour le support financier de cette recherche.

Références

- Atlas Climatológico de Santa Catarina, 2002. http://ciram.epagri.sc.gov.br/ciram_arquivos/arquivos/atlasClimatologico/atlasClimatologico.pdf. Consulté le 14/01/2018
- Collishonn, E.; Mendonça, F.; Dubreuil, V., 2018. Relações entre o clima e saúde: o caso da dengue no Rio Grande do Sul no período de 2007 a 2017. *CONFINS – Revue Franco-Brésilienne de Géographie*, v. **37**, p. 1-57, 2018.
- Dados climáticos de Santa Catarina. 2019. <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/rio-grande-do-sul/santa-catarina-317074/>. Consulté le 13/01/2019.
- Dubreuil, V.; Fante, K.P.; Planchon, O.; Santanna Neto, J.L., 2018. Os tipos de climas anuais no Brasil: Uma aplicação da classificação de Köppen de 1961 a 2015. *Confins – Revue Franco-Brésilienne de Géographie*, **37**, pg. 1-43.
- Mendonça, F., 2004. Rechauffement global et santé: Aspects généraux et quelques particularités du Monde Tropical. *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, Paris, v. **1**, p. 157-175.
- Mendonça, F.; Steinmetz, G., 2017. Le climat urbain et la santé: les changements climatiques et la dengue dans les villes brésiliennes. *Publications de l'AIC*, **30**, Tunisie, Université de Sfax, 2017. p. 1-6.
- SES/SINAN – Secretaria de Estado da Saúde de Santa Catarina/Sistema Nacional de Registros de Agravos - Ministério da Saúde do Brasil. <http://portalsinan.saude.gov.br/dados-epidemiologicos-sinan>. Consulté le 11/01/2019
- WHO - World Health Organization, 2016. *Brasil tem epidemia de dengue confirmada segundo índice da OMS*. <https://www.who.int/> Consulté le 04/04/2018.
- Rossato, M. S., 2011. *Os climas do Rio Grande do Sul: Variabilidade, tendências e tipologia*. Tese de Doutorado. Porto Alegre, UFRGS, inédito. 253p.
- Secretaria de Estado da Saúde de Santa Catarina. *Boletim Epidemiológico* n. 02. 2018 <http://dive.sc.gov.br/conteudos/boletim2018/boletimDengue02/boletimDengue02.pdf>.

ROLES DE PARAMETRES CLIMATIQUES SUR LES INCIDENCES D'ACCIDENTS VASCULAIRES CEREBRAUX : VERS UN TYPE DE TEMPS A RISQUE ?

FREYSSENGE J. (1), RENARD F. (2), EL KHOURY C. (3), SCHOTT AM. (4), DEREK L. (5) et TAZAROURTE K. (6)

(1) Univ. Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, HESPER EA 7425, Lyon, France ; Réseau RESCUE, Hôpital Lucien Hussel, Vienne, France ; Univ. Lyon, Université Jean Moulin Lyon 3 – UMR 5600 Environnement Ville Société CNRS ; j.freyssenge@resuval.fr

(2) Univ. Lyon, Université Jean Moulin Lyon 3 – UMR 5600 Environnement Ville Société CNRS, Lyon, France ; florent.renard@univ-lyon3.fr

(3) Département de médecine d'urgence et réseau RESCUE, Hôpital Lucien Hussel, Vienne, France ; Univ. Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, HESPER EA 7425, Lyon, France ; c.elkhoury@resuval.fr

(4) Univ. Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, HESPER EA 7425, Lyon, France ; Hospices Civils de Lyon, Département de Santé Publique, Lyon, France ; anne-marie.schott-pethelaz@chu-lyon.fr

(5) Hospices Civils de Lyon, Département de neurologie vasculaire, Lyon, France ; Univ. Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, HESPER EA 7425, Lyon, France ; laurent.derek@chu-lyon.fr

(6) Hospices Civils de Lyon, Département de médecine d'urgence – Lyon, France ; Univ. Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, HESPER EA 7425, Lyon, France ; karim.tazarourte@chu-lyon.fr

Résumé : L'AVC est la deuxième cause de décès en France en 2013, pouvant également entraîner de lourdes séquelles. L'objectif de cette étude est d'identifier un type de temps propice à la survenue d'AVC. Grâce à la cohorte STROKE 69, un échantillon de 1472 patients du Rhône a été analysé, dont 1026 dans le Grand Lyon et 373 à Lyon. Des variables temporelles (jours et mois), climatiques et de qualité de l'atmosphère ont été retenues et confrontées à l'aide de régressions linéaires multiples, d'ANOVA, d'ANCOVA et de régression Partial Least Squares (PLS). Les paramètres du jour, ainsi que des moyennes des 3 et 7 jours précédents sont prises en compte. Les résultats les plus forts sont obtenus avec la régression PLS et pour le jour même. Ainsi, il se dégage un type de temps favorable aux AVC en hiver, lorsque la qualité de l'air est amoindrie, le temps est couvert et humide, d'autant plus les vendredis. Ces résultats, à conforter sur d'autres cohortes, pourront servir dans l'organisation des services d'urgence dans la prise en charge des AVC.

Mots clés: Accident Vasculaire Cérébral, qualité de l'air climat, temporalité, régression

Summary: Stroke is the second leading cause of death in France in 2013, which can also have serious sequels. This study aims to identify a type of weather that is conducive to stroke. Using the STROKE 69 cohort, a sample of 1472 Rhône patients was analyzed, including 1026 in Grand Lyon and 373 in Lyon. Temporal (days and months), climatic and atmospheric quality variables were selected and compared using multiple linear regressions, ANOVA, ANCOVA and Partial Least Squares (PLS) regression. The parameters of the day, as well as the averages of the previous 3 and 7 days are taken into account. The strongest results are obtained with PLS regression and for the same day. Thus, there is a type of weather that is favorable for stroke in winter, when air quality is poor, the weather is cloudy and humid, especially on Fridays. These results, to be confirmed on other cohorts, could be used in the organization of emergency services in stroke management.

Keywords: Stroke; air quality; climate; temporality; regression

Introduction

L'accident vasculaire cérébral (AVC) est une pathologie soudaine, pouvant entraîner de graves séquelles. L'atteinte des grandes fonctions neurologiques provoquée par un AVC explique ces lourdes séquelles. Ainsi, c'est la motricité, la sensibilité, le langage, la vision, la mémoire et les fonctions exécutives (planification, anticipation, gestion de l'activité quotidienne) qui peuvent être altérées (de Peretti et al, 2012). En France, l'AVC représente la

troisième cause de décès chez les hommes (13 003 décès) et la première chez les femmes (18 343 décès) en 2013 (Lecoffre et al, 2017). La population vieillissante des pays développés en fait les principaux touchés par cette pathologie avec, par exemple, 150 000 nouveaux cas chaque année en France. Ces nouveaux cas et les lourdes séquelles que les patients peuvent garder, font de la pathologie un enjeu de santé publique majeur. En effet, le poids économique et sanitaire représenté par l'AVC est très lourd. Le rapport Fery-Lemonnier (2009) estime les dépenses sanitaires et médico-sociales annuelles liées à l'AVC en France à 8,4 milliards d'euros. Essayer de comprendre si un facteur climatique permet d'expliquer la survenue d'AVC joue donc un rôle important pour prévenir et tenter de réduire le risque d'AVC, mais également améliorer la prise en charge.

La relation pouvant exister entre polluants atmosphériques et AVC est de plus en plus étudiée, notamment entre risque d'AVC et pic de pollution et concentration en particules en suspension (PM) (Mateen et Brook, 2011). Dans le cas d'autres pathologies les liens entre variables climatiques et survenue ont été démontrés. Pour exemple, l'étude de Gantelet (2016) a révélé un lien entre changement de temps avec variation de la pression atmosphérique (PA), notamment dans le cas de conditions dépressionnaires avec augmentation rapide de la PA, et risque de développer un pneumothorax spontané (PS). Cependant, les études étudiant une éventuelle relation entre variable climatique et AVC sont très récentes et s'intéresse principalement aux variations de températures (Lichtman et al, 2016).

L'étude présentée se propose d'aller plus loin en analysant le lien entre polluants atmosphériques et variables climatiques au risque de survenue d'AVC. L'objectif de cette étude étant de dégager un type de temps propice à la survenue d'AVC, incluant également les jours et les mois, dans le but de sensibiliser et d'informer les populations à risque mais également de conditionner les volumes de prise en charge médicale et l'organisation des services d'urgences.

1. Données et Méthodes

1.1 STROKE 69 : cohorte des AVC dans le Rhône

Depuis 2006, différentes études ont été menées dans le département du Rhône, portant sur la prise en charge de l'AVC à la phase aigüe. Ces différentes études ont été le socle pour la mise en place de la cohorte STROKE 69. En effet, STROKE 69 a pour objectif principal d'évaluer l'impact sur les délais de prise en charge des actions menées dans le département depuis 2006. STROKE 69 a ainsi permis de construire une base de données, la plus complète existante dans le Rhône, incluant toutes les suspicions d'AVC pris en charge dans un des six principaux services d'urgences et deux Unités Neurovasculaires (UNV) (figure 1) entre novembre 2015 et décembre 2016. Pour chaque patient, la date de survenue, le lieu exact de survenue ainsi que le diagnostic final était connu. Dans le cadre de cette étude, un échantillon de 1472 patients a été analysé, dont 1026 dans le Grand Lyon et 373 à Lyon.

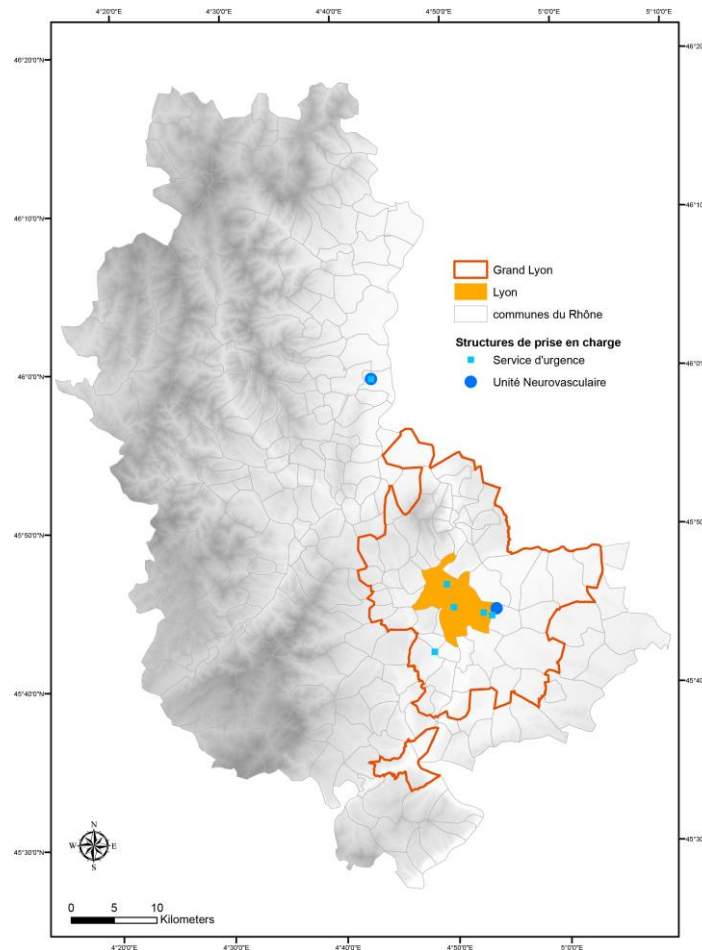


Figure 1. Structures de prise en charge de l'AVC et organisation territoriale du Rhône.

1.2 Confrontation des incidences d'AVC et des paramètres météorologiques

Les trois échantillons portant sur le département du Rhône (1472 patients), la métropole de Lyon (1026) et la ville de Lyon (373) sont mis en parallèle avec les variables de types suivants :

- calendaires : jours, mois, jours semaine (lundi à vendredi), week-end (samedi et dimanche)
- climatiques : températures maximales et minimales, pression atmosphérique, humidité relative maximale et minimale, vent (direction et orientation), insolation, durée des précipitations, hauteur des précipitations, rayonnement global, occurrences de brouillard, de neige, d'orage, de grésil, de grêle et d'éclair. Ces données sont enregistrées à la station Météo-France de Lyon-Bron.
- qualité de l'atmosphère : PM10, PM2,5, NO₂, NO, O₃, SO₂ et Indice Atmo. Ces données sont enregistrées à la station d'AtmoAura de Lyon-centre.

Les paramètres du jour même mais aussi des moyennes des 3 et 7 jours précédents sont prises en compte. Les variables sont confrontées à l'aide de régressions linéaires multiples, d'ANOVA, d'ANCOVA et de régression Partial Least Squares (PLS). Le principe de la régression linéaire est de modéliser l'incidence d'AVC journalier (variable dépendante quantitative), au travers d'une combinaison linéaire des variables explicatives quantitatives précitées. L'ANOVA (analyse de variance) utilise le même cadre conceptuel que la régression linéaire mais la différence principale vient de la nature des variables explicatives. En effet, au lieu d'être quantitatives, elles sont ici qualitatives (souvent appelées facteurs). L'ANCOVA (analyse de covariance) permet quant à elle l'utilisation de variables quantitatives et qualitatives

(l'ANOVA et la régression linéaire peuvent être perçues comme des cas particulier de l'ANCOVA). Enfin, la régression PLS a aussi pour but de générer des modèles mettant en jeu des combinaisons linéaires de variables explicatives et est recommandée dans le cas où un grand nombre de variables explicatives est utilisé. Les échantillons ne pouvant être considérés comme étant distribués suivant une loi normale, d'après le test de Shapiro-Wilk, les données colinéaires sont filtrées à l'aide d'une matrice de Spearman ($|r| > 0,7$) et sur leur VIF (variance inflation factor) faibles (typiquement < 7), le cas échéant. Le modèle explicatif de la variable dépendante est recherché par les méthodes énoncées précédemment, en intégrant un algorithme de tri *stepwise* pour la régression linéaire multiple, l'ANOVA et l'ANCOVA. Pour la régression PLS, l'identification des variables fortement contributrices au modèle est réalisée à l'aide de leur VIP respectif (Variable Importance for the Projection). Le seuil empirique de 0,8 est ici utilisé (Wold, 1995). Au final, les données utilisées sont les suivantes : TN, FFM, Durée, Pression, Hu max, Insolation, Indice Atmo, SO₂, NO, O₃, PM2.5, DXY, Jour, Mois, Week-end, Semaine, Brouillard, Neige, Orage.

2. Résultats

Les résultats les plus forts sont obtenus avec la régression PLS et pour le jour même. Ainsi, les r^2 sont respectivement de 0,298, 0,206 et 0,129 pour le Rhône, la métropole de Lyon et la ville de Lyon (tableau 1).

Tableau 1. Coefficients d'ajustement (r^2 et RMCE) des régressions PLS pour les trois aires d'études et pour les paramètres du jour j et des moyennes des 3 et 7 jours précédents.

paramètres	Rhône		Grand Lyon		Lyon	
	r^2	RMCE	r^2	RMCE	r^2	RMCE
jour j	0,30	1,65	0,21	1,54	0,13	0,95
moyenne 3 jours précédents	0,25	1,67	0,21	1,55	0,11	0,95
moyenne 7 jours précédents	0,26	1,67	0,20	1,56	0,12	0,95

Les variables les plus fortement contributrices au modèle sont liées à la qualité de l'air (SO₂, NO₂, indice atmo, NO, O₃ (effet négatif)), aux variables calendaires (mois de décembre à mars et journées de lundi (effet négatif) et vendredi (effet positif)) puis aux paramètres climatiques (humidité max, pression (effet négatif), insolation (effet négatif) par exemple).

Tableau 2. Coefficients normalisés et VIP des variables retenues

Variable	Rhône		Grand Lyon		Lyon	
	Coefficient	VIP	Coefficient	VIP	Coefficient	VIP
JOUR-1	-0,114	2,735	-0,041	2,147	-0,028	2,36
SO ₂			0,029	1,52	0,022	1,845
NO ₂	0,084	2,024	0,041	2,145	0,01	0,85
MOIS-2	0,079	1,906	0,034	1,776	0,013	1,092
Indice Atmo			0,026	1,374	0,015	1,264
MOIS-3	-0,037	0,899	-0,024	1,245	-0,021	1,794
JOUR-5	0,072	1,725	0,025	1,291	0,011	0,914
NO	0,039	0,946	0,028	1,452	0,017	1,467
MOIS-5	0,066	1,584	0,019	0,99		
MOIS-1	0,055	1,318	0,022	1,176		
Hu max			0,019	1,014	0,015	1,291
MOIS-10			-0,022	1,152		
Insolation			-0,017	0,888	-0,016	1,402
JOUR-2	0,063	1,504	0,019	0,982	0,011	0,899
O ₃			-0,016	0,86	-0,016	1,349
Pression	-0,056	1,352			0,009	0,752
PM10			0,019	0,995	0,012	1,055
Ray glo					-0,012	1,019
RR	0,039	0,931			-0,013	1,105
MOIS-7	-0,045	1,076			0,01	0,873
Durée	0,044	1,067	0,016	0,856		
JOUR-7	-0,045	1,079	-0,016	0,826		
MOIS-12					0,011	0,929
JOUR-6					0,011	0,914
Hu min			0,016	0,827		
TN	-0,033	0,796	-0,015	0,788		

Conclusions et Discussion

Ces résultats permettent de dégager un type de temps favorable aux AVC en hiver, lorsque la qualité de l'air est amoindrie, le temps est couvert et humide, d'autant plus les vendredis. La proportion relativement élevée de la variabilité des incidences d'AVC est tout de même surprenant (ex : 29,8% pour le Rhône pour les paramètres du jour). Plus l'échelle d'analyse s'affine, moins les paramètres d'ajustements sont forts. Ces résultats sont probablement liés à la taille des échantillons d'analyse qui va aussi en diminuant, amenuisant ainsi la qualité de la perception du signal AVC. Il peut aussi être remarqué que les meilleurs résultats sont obtenus avec les paramètres du jour j pour les trois échelles d'étude. Enfin, il existe plusieurs limites à

ce travail. La principale réside dans la représentativité des données, issues des stations de Lyon-Bron pour les données météorologiques et de Lyon-Centre pour les données de qualité de l'air, qui ne peuvent refléter la situation du territoire du Rhône. La seconde concerne les registres de cohorte d'incidence d'AVC, qui ne peuvent être exhaustives. Cette étude ne représente donc qu'une approche partielle à l'explication de survenue des AVC, car plusieurs autres facteurs (hypertension artérielle, obésité, diabète, tabagisme, etc.) interviennent dans la survenue d'un AVC.

Remerciements

Ce travail n'aurait pas été possible sans la participation de la DIRCE de Météo-France, AtmoAura, le SDMIS et l'équipe de recherche du Pôle de Santé Publique des Hospices Civils de Lyon en charge de l'étude STROKE 69.

Bibliographie

- de Peretti, C., Grimaud, O., Tuppin, P., Chin, F., Woimant, F., 2012. Prévalence des accidents vasculaires cérébraux et de leurs séquelles et impact sur les activités de la vie quotidienne : apports des enquêtes déclaratives Handicap-santé-ménages et Handicap-santé-institution. *Bulletin Épidémiologique Hebdomadaire*, **1**, 1-6
- Fery-Lemonnier E., 2009. *La prévention et la prise en charge des accidents vasculaires cérébraux en France : rapport à Madame la ministre de la santé et des sports*. Paris, Ministère de la santé et des sports, 209 p.
- Gantelet M., 2016. Pneumothorax et pression atmosphérique : étude multicentrique de type cas/croisée en France. *Revue d'épidémiologie et de santé publique*, **64**(1), 49
- Lecoffre, C., de Peretti, C., Gabet, A., Grimaud, O., Woimant, F., Giroud, M., Béjot, Y., Olié, V., 2017. Mortalité par accident vasculaire cérébral en France en 2013 et évolutions 2008-2013. *Bulletin Épidémiologique Hebdomadaire*, **5**, 95–100.
- Lichtman JH., Leifheit-Limson EC., Jones SB., Wang Y., Goldstein LB., 2016. Average Temperature, Diurnal Temperature Variation, and Stroke Hospitalizations. *Journal of Stroke and Cerebrovascular Diseases*, **25**(6), 1489-1494
- Mateen FJ. et Brook RD., 2011. Air Pollution as an Emerging Global Risk Factor for Stroke. *JAMA*, **305**(12), 1240-1241
- Wold S. (1995). *PLS for Multivariate Linear Modelling*. In: van de Waterbeemd H. (ed.), *QSAR: Chemometric Methods in Molecular Design*. Vol 2. Wiley-VCH, Weinheim, Germany. 195-218.

CONSIDÉRATIONS SUR LE POTENTIEL TOURISTIQUE CLIMATIQUE DES CARPATES DE MARAMUREȘ (ROUMANIE). OPPORTUNITÉS ET RISQUES

HODOR N. (1) et TUDOSE T. (1)

(1) Faculté de Géographie, Université Babeș-Bolyai de Cluj-Napoca, Roumanie, nicolaie.hodor@ubbcluj.ro, traian.tudose@ubbcluj.ro

Résumé : Dans les Carpates de Maramureș (situées au nord de la Roumanie) les altitudes maximales dépassent à peine 800 m dans les Monts d'Oaş et atteignent 2303 m dans les Monts Rodna. Le potentiel touristique climatique est lié à la température, aux précipitations, au vent, à la couche de neige etc. Les valeurs thermiques extrêmes absolues sont de 24,2° C à Iezer et de 39,5°C à Baia Mare et le minimum absolu baisse à -32,3°C à Sighetu Marmăției, étant plus élevé à hautes altitudes (-29,0°C à Iezer). L'épaisseur de la couche de neige peut atteindre 177 cm pendant la saison froide sur les pentes nordiques des Monts Rodna, tandis que dans la zone basse (dépressionnaire), l'épaisseur maximale absolue quotidienne est de 82 cm, ce qui a favorisé le développement de certaines pistes de ski dans la région de Căvnic, de Mogoșa, de Șuitor et de Borșa. Les principaux risques sont ceux liés aux inondations engendrées par les fortes précipitations et la fonte de la neige, les avalanches dans les monts Gutâi et Rodna et le vent, parfois extrêmement fort, dans les monts Gutâi, Țibleș et Rodna.

Mots clés: potentiel touristique climatique, couche de neige, pistes de ski, risques, Carpates de Maramureș

Summary: In the Carpathians of Maramureș (located in northern Romania), the maximum altitudes barely exceed 800 m in the Oaş Mountains and rise up to 2303 m in the Rodna Mountains. The climatic tourism potential is related to temperature, precipitation, wind, snow cover, etc. The absolute maximum temperatures are up to 24.2°C at Iezer and 39.5°C at Baia Mare, while the absolute minimum drops to -32.3°C at Sighetu Marmăției, with the highest values in the mountain area (-29.0°C at Iezer). The snow cover can reach 177 cm during the cold season on the northern slopes of the Rodna Mountains and for the depressions area, the absolute maximum daily thickness is 82 cm, which has favored the development of some ski slopes in the area of Căvnic, Mogoșa, Șuitor and Borșa. The underlying risks are those related to floods, avalanches in Gutâi and Rodna Mountains, and sometimes strong winds in Gutâi, Țibleș and Rodna Mountains.

Keywords: climatic tourism potential, Carpathians of Maramureș, snow cover, ski slopes, risks.

Introduction

Ce travail porte sur l'analyse du potentiel climatique des Carpates de Maramureș, pour la valorisation touristique. La littérature roumaine de spécialité n'aborde pas, qu'en général cette problématique dans la région d'étude. On peut mentionner quelques publications et thèses de doctorat sur le tourisme (Ciangă N., 1997 ; Ielenicz M. et Comănescu, 2006; Cocean P., 2010; Pui, 2013) et aussi sur les risques liés aux phénomènes météorologiques (Simea, 2012; Hodor et al., 2018; Tudose, 2018).

La région de Carpates de Maramureș est située au nord de la Roumanie et comprend plusieurs montagnes et la dépression transfrontalière roumaine-ukrainienne homonyme, traversée par la rivière Tisza (fig. 1). Le relief englobe des cimes, crêtes, dépressions, vallées et des petites collines, avec des altitudes qui de 150 m dans la Dépression Oaş, jusqu'à 2303 m dans les Monts Rodna (Pic Pietrosul). La région présente un climat continental tempéré étant située à la rencontre des masses d'air humide d'origine atlantique avec celles continentales sèches et des régions nordiques, froides.

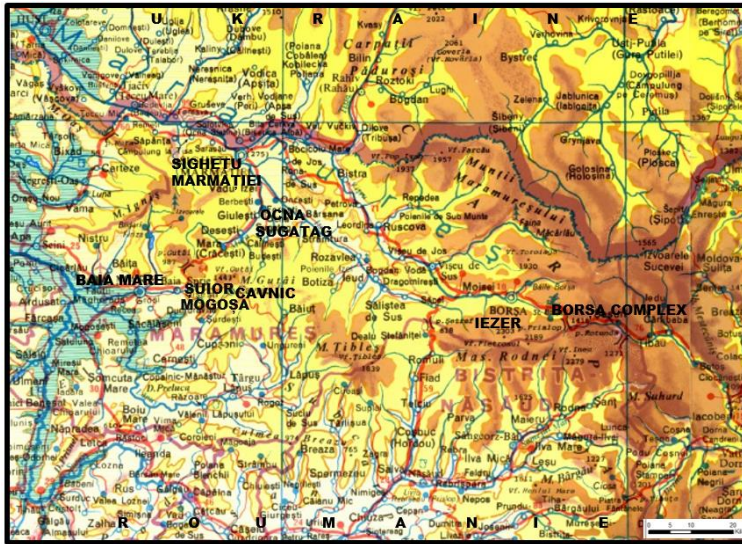


Figure 1. La carte des Carpates de Maramureș
(Source: geotutorials.ro/atlas-geografic/harti-romania/, modifié)

Les conditions climatiques générales sont favorables pour les activités touristiques (le tourisme estival et aussi le tourisme pour les sports d'hiver). La température moyenne annuelle de l'aire baisse en général de l'ouest à l'est, ainsi qu'en altitude: à Baia Mare (dans la dépression homonyme), 9,6°C; à Iezer (à 1785 m d'altitude), dans les Monts Rodna, -1,5°C et plus bas sur les crêtes des montagnes (archive de l'ANM, pour la période 1979-2007).

Dans les Monts de Maramureș les précipitations dépassent 1400 mm/an (Hotea M., 2019). On y trouve les conditions les plus favorables pour la saison de ski. La température moyenne annuelle y basse jusqu'à -2°C (Hotea M., 2019). La neige a les épaisseurs les plus élevées et la plus longue durée, favorable pour la saison de ski. Ici, ont été observé des "glaciers niveaux temporaires" (Mureșan et al., 2008). L'épaisseur mesurée de la couche de neige à la station météorologique d'Iezer (Monts Rodna) peut atteindre 177 cm (Source: ANM). Dans la Dépression de Maramureș, les masses d'air d'ouest pénètrent par le couloir de Tisza, de nord-ouest et elles maintiennent une ambiance fraîche et humide (Stan, 1988).

1. Données et méthodes

Nous avons utilisé des données concernant les paramètres climatiques des stations météorologiques de Baia Mare (216 m), Ocna Sugatag (503 m), Sighetu Marmatiei (275 m) et Iezer (1785 m), de l'Administration Nationale Météorologique de Roumanie. Il s'agit des valeurs thermiques moyennes, maximales, minimales quotidiennes pour la période 1961-2017 et pour la couche de neige, les valeurs quotidiennes de l'épaisseur de neige dans la période 1961-2012. Les informations sur les pistes de ski, sur les ressources et randonnées touristiques et sur les risques ont été obtenues du terrain, de travaux scientifiques, de sites d'internet des stations touristiques et de mass-média.

Pour déterminer la courbe de probabilité, qui décrit la variation et la période mensuelle de la couche de neige d'épaisseur diverse à Baia Mare et Iezer nous avons utilisé l'analyse de fréquence par le biais du logiciel HYFRAN (Haidu, 2002, Bobée et al., 1993-1999). Nous avons appliqué de tests statistiques pour déterminer si les ensembles de données sont indépendants et répartis de manière uniforme (test d'indépendance de Wald-Wolfowitz, test de Kendall et test d'homogénéité de Wilcoxon) pour le seuil de signification de 0,05. Ensuite, nous avons utilisé l'analyse de la distribution de probabilité pour identifier laquelle de ces distributions décrit le mieux la variation, sur la base du critère d'information de Akaike (AIC) et du critère d'information bayésien (BIC) (Haidu, 2002). L'analyse a indiqué que la meilleure fonction de probabilité est Weibull: $f(x) = \frac{c}{\alpha} \left(\frac{x}{\alpha}\right)^{c-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{\alpha}\right)^c\right]$ où α et c sont les paramètres estimés (Bobée et al., 1993-1999).

2. Résultats

2.1 Les activités touristiques dans les saisons sans neige

Les conditions climatiques générales (température et précipitations) sont très favorables pour les activités touristiques dans la saison chaude. Au printemps et en automne, les touristes apprécient les crêtes larges et les pics bien ensoleillés. Les cimes des montagnes sont préférées en été pour les randonnées dans les Monts de Gutâi, Tibleş et de Rodna. Les vallées boisées et ombragées sont aussi favorables pour le tourisme. La Vallée de Vaser est bien connue par le train à vapeur. Il faut ajouter aussi le bon effet climatotherapeutique (air bien ionisé). Les stations de Mogoşa, Şuior, Căvnic, le Complexe Touristique de Borşa sont particulièrement réputées pour les sports d'hiver. A Ocna Şugatag il y a de l'eau salée valorisée pour la balnéothérapie, y compris en hiver (par des piscines intérieures).

2.2 Caractéristiques thermiques et de la couche de neige

Les températures maximales absolues de l'air sont de 24,2° C à Iezer et de 39,5° C à Baia Mare et les minimales baissent à -32,3° C à Sighetu Marmăţiei, -25,7° C à Ocna Şugatag et -29,0° C à Iezer. Les températures moyennes mensuelles les plus élevées sont enregistrées en été dans les dépressions et les vallées (24,0 - 26,6° C), tandis que et les valeurs les plus basses sont dans la Dépression de Maramureş et en altitude (13,8° C à Iezer ; archive de l'ANM). Les températures moyennes mensuelles les plus petites sont enregistrées en janvier, atteignant -7,0° C à Sighetu Marmăţiei (un peu plus au sud-ouest de la zone analysée) et -5,2° C à Baia Mare. Dans les montagnes, les moyennes thermiques les plus bas sont enregistrés en février, jusqu'à -10,2° C (archive de l'ANM).

L'épaisseur de la couche de neige peut atteindre 177 cm sur les versants nordiques des Monts de Rodna, tandis que dans la zone basse, l'épaisseur maximale journalière est de 82 cm. Dans la zone dépressionnaire, la neige commence à se déposer le plus tôt dans la troisième décennie d'octobre et fond, le plus tard, à la fin d'avril, mais en altitude (à Iezer) elle est présente à peu près tout l'année (fig. 2).

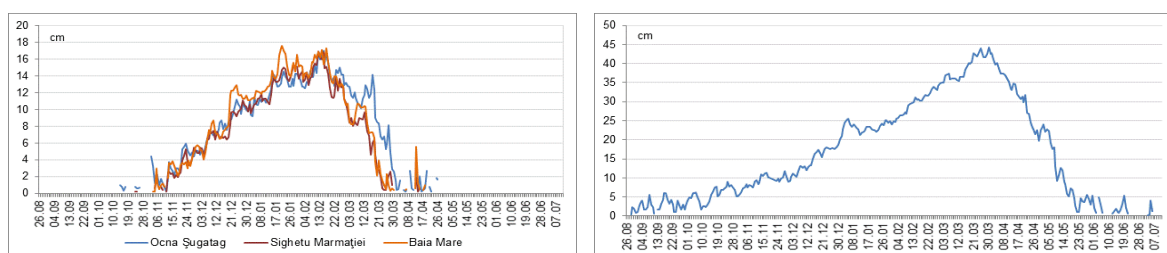


Figure 2. Épaisseur moyenne journalière de la couche de neige aux stations météorologiques analysées : à gauche - Ocna Şugatag, Sighetu Marmăţiei et Baia Mare ; à droite - Iezer (période 1961-2015) (source: l'ANM).

Dans la zone dépressionnaire, les différences sont induites par la topographie, l'altitude et la localisation. Globalement, sur le fond de la circulation sud-ouest des masses d'air, sur les versants du sud et sud-ouest des Monts de Gutâi la durée de la neige est plus longue et l'épaisseur moyenne annuelle plus grande, ce qui a favorisé l'apparition de certaines pistes de ski à Căvnic. La moyenne maximale pluriannuelle de l'épaisseur de la neige est deux fois plus grande dans la région de montagne que dans la dépression, de 44,3 cm à Iezer, à la fin du mois de mars (fig. 2).

L'analyse statistique de l'épaisseur moyenne mensuelle pluriannuelle de neige à Iezer et à Baia Mare révèle des différences entre les deux zones, comme conséquence des différentes orientations: le versant nord de Monts de Rodna et le versant sud des Monts de Gutâi.

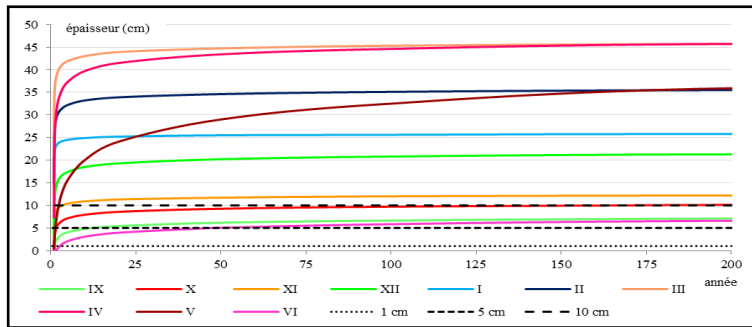


Figure 3. Courbes de probabilité de la variation et la période de retour de l'épaisseur mensuelle de la couche de neige à Izser (1961-2012).

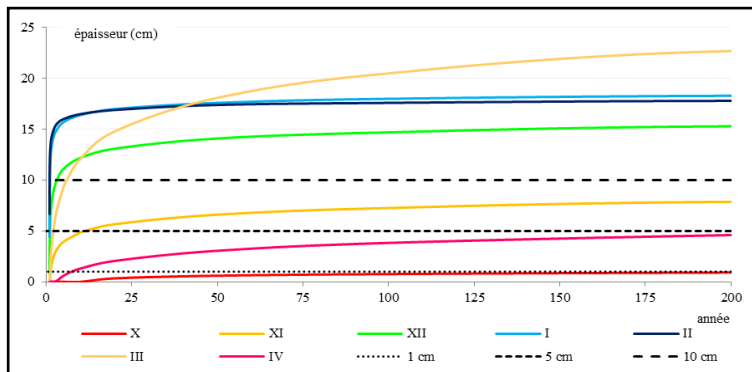


Figure 4. Courbes de probabilité de la variation et la période de retour de l'épaisseur mensuelle de la couche de neige à Baia Mare (1961-2012).

Dans le cas du versant nord, la probabilité d'apparition d'une couche de neige moyenne mensuelle de 1 cm d'épaisseur est possible chaque année entre novembre et avril. La probabilité d'apparition d'une telle couche de neige, les mois de septembre, octobre et mai est de 1,115 année et de 2,7 années en juin. Une couche de 5 cm d'épaisseur est enregistrée chaque année entre janvier et avril et la couche de plus de 10 cm d'épaisseur est fréquente de décembre à avril (fig. 3).

La situation du versant sud est différente: la couche de neige épaisse de 1 cm est enregistrée chaque année en janvier et février, entre 1 et 2 ans en novembre, décembre et mars, et une seule fois à 7,4 années en avril. Epaisseurs de plus de 5 cm sont enregistrées

chaque année en février, respectivement entre 1 et 3 ans en décembre, janvier et mars; la couche de neige d'une épaisseur supérieure à 10 cm n'est pas enregistrée chaque année, mais sa fréquence est relativement élevée en janvier et en février (fig. 4). Dans ce cas, l'altitude réduite de la station de mesure a une influence majeure sur le maintien de la couche de neige (Baia Mare, 216 m), sachant que les pistes sont situées à plus de 700 m de hauteur.

2.3 Les pistes de ski de Monts Gutâi, Văratec et Rodna

Les montagnes avec les stations et les installations de sports d'hiver sont: Gutâi, Văratec et Rodnei. Dans les Monts de Gutâi se trouvent les pistes des stations touristiques Mogosa et Șuior. Les Monts Văratec représentent un secteur de transition entre Gutâi et les Monts Țibleș. Dans les Monts Văratec, en amont de Cavnic, se trouvent deux groupes de pistes et des installations associés: Roata et La Icoana. Les pistes de ski ont toutes les degrés de difficulté. Les pistes les plus nombreuses sont à Șuior et Cavnic. Elles ont une infrastructure bien développée : télésiège, téléski, restaurants, hotels etc (fig. 5 a, b).

Dans les Monts de Rodna, les pistes de ski sont situées dans le complexe touristique de Borșa et aussi, dans la région de Prislop. Elles ont des longueurs entre quelques centaines de metres, jusqu'à plus de 2000 metres (Mogoșa, 2260 m; Poiana Știol-Borșa, 2100 m), et la différence de niveau jusqu'à plus de 500 m (Mogoșa, 526 m; la; Poiana Știol-Borșa, 495 m)(selon les informations affichées sur des panneaux dans les stations touristiques).



Fig. 5. (a) Télésiège de Șuior; (b) Pistes de schi de Roata; (c) Inondations à Remeți (Photo: Hodor, N., 2008, 2016 et 2019).

2.4 Les phénomènes de risques naturels les plus fréquents

Les aléas naturels les plus fréquents dans les Carpates de Maramureș affectant les activités touristiques sont les inondations et les avalanches des Monts Gutâi (le secteur Creasta Cocosului), Monts Rodna (Simea, 2012), Monts de Maramureș (Hotea, 2019), les glissements de terrain (*Irimuș et Zemianschi*, 1992), les vents violents (Tudose, 2018) etc. Le brouillard et le verglas peuvent produire des inconforts sur les routes. Les inondations majeures des années 1970, 1998, 2001 et 2010 sur la rivière Tisza ont détruit le pont ferroviaire international de Câmpulung la Tisa (en 2001); des routes à Remeti (en 2008) (fig. 5 c); des secteurs de la voie ferrée Valea Vișeului-Sighetu Marmăției (en 2001); la voie ferrée de la Vallée du Vaser (en 2008, quand les touristes ont été transportés par hélicoptères à Vișeu de Sus); des routes et digues à Ruscova (en 2001); des prises d'eau ont été affectées à Oncești, en 2001 (Hodor et al., 2018).

Les inondations, les plus fréquentes ont été au printemps, à la suite de la fonte des glaces et de la neige et pendant l'été, à cause des pluies intenses. Les avalanches ont touché les montagnes, affectant des gens du coin, chercheurs scientifiques, météorologues etc. (Tableau 1).

Tableau 1. Quelques phénomènes de risque remarquables dans les Carpates de Maramureș et leurs conséquences

No.	Risque	Location	Année	Conséquences	Source
1.	Inondation	Basins Tisza, Someș	1970	Grandes dégâts	ABA Someș-Tisza
2.	Inondation	Tisza	1998	Destruction des ponts, routes etc.	rowater.ro, observations
3.	Inondation	Basin Tisza (débit historique)	2001	Destruction des ponts, routes, maisons etc.	rowater.ro, observations
4.	Inondation	Botiza	2006	Destruction des ponts, routes, maisons etc.	rowater.ro, observations
5.	Inondation	Basins Vaser, Ruscova	2008	Destruction de la voie ferrée, routes, victimes etc.	rowater.ro, observations
6.	Inondation	Tisza, Iza, Mara	2010	Destruction des ponts, routes, digues	rowater.ro, observations
7.	Avalanches	Creasta Cocosului – Mt. Gutâi	2004	3 morts, touristes	Presse, observations
8.	Avalanches	Creasta Pietrei – Strungi	2011	1 mort, géologue, montagnard	Presse, observations
9.	Avalanches	Village Bistra, MM	2012	train bloqué	Presse
10.	Avalanches	Borșa – Mt. Rodnei	2015	2 blessés, météorologues	Presse, observations
11.	Glissements	Voie ferrée Salva-Vișeu, Borșa,	2007	Destructions de la voie ferrée, des routes	Observations, articles
12.	Tempête	Généralisée	2017	Grandes dégâts de maisons et forêts	Presse (voir biblio.)

Conclusions

Le potentiel touristique climatique des Carpates de Maramureș peut être valorisé durant toute l'année, compte tenu des possibilités touristiques que cette région offre: ressources balnéo-climatériques, itinéraires touristiques de montagne, infrastructures pour les sports d'hiver, ainsi que des objectifs ethnographiques, culturelles etc.

Les facteurs restrictifs pour le tourisme englobent des phénomènes météorologiques (pluies fortes, vents violents, brouillard, verglas etc.) qui, peuvent engendrer des dégâts ou peuvent être à l'origine d'autres phénomènes de risque, comme inondations, glissements de terrain, avalanches.

Bibliographie

- Bobée B., Haché M., Fortin V., Perreault L., Perron H., 1993-1999, *Logiciel HYFRAN*. Chaire en hydrologie statistique Hydro – Québec / CRSNG. INRS – Eau.
- Ciangă N., 1997, *Turismul din Carpații Orientali. Studiu de Geografie Umană*. Edit. Presa Universitară Clujeană. Cluj-Napoca, 283 p.
- Cocean P., 2010, *Patrimoniul turistic al României*. Edit. Presa Universitară Clujeană. Cluj-Napoca, 256 p.
- Haidu I., 2002., *Analiza de frecvență și evaluarea cantitativă a riscurilor. Riscuri și Catastrofe*. Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 180-207.
- Hodor N., Hotea M., Tudose T., 2018, Inondations sur le cours supérieur de la Tisza dans le dernier demi-siècle. *Actes du Colloque "Les Risques naturels dans le contexte du changement climatique"*. Edit. Presa Universitară Clujeană, 125-131.
- Hotea M., 2019, *Munții Maramureșului. Studiu de geografie umană*, Edit. Presa Universitară Clujeană, 264 p.
- Ielenicz M., Comănescu L., 2006. *România, potențial turistic*. Edit. Universitară, București, 464 p.
- Irimuş I. A., Zemianschi S., 1992. Observații asupra fenomenelor geomorfologice de risc în sectorul căii ferate Salva-Vișeu. *Analele Univ. din Oradea*. II. Geografie, 29-34.
- Mureșan Al., Iștván D., Pop I., 2008, Ghețari nivali temporari din masivul Pop Ivan, *Speomond, Revista Federației Române de Speologie*, **13**, București, 43-45.
- Pui L. I., 2013, *Studiu geografic de amenajare turistică a arealului montan Igniș-Gutâi* - Rezumatul tezei de doctorat. Universitatea din Oradea, 11 p.
- Simea I. M., 2012., *Avalanșele din Munții Rodnei* – Rezumatul tezei de doctorat. Universitatea Babeș-Bolyai. Cluj-Napoca, 32 p.
- Stan I., 1988, *Depresiunea Maramureș – studiu fizico-geografic*. Rezumatul tezei de doctorat. Universitatea Al. I. Cuza, Iași, 23 p.
- Tudose T., 2018, Severe weather conditions associated to a Mesoscale Convective System on the 17th of September 2017 in the Northwestern half of Romania. *Actes du Colloque Les Risques naturels dans le contexte du changement climatique*. Edit. Presa Universitară Clujeană, 125-131.
- *** Arhchive de l'ANM (1961-2017).
- *** http://alpinet.org/main/stiri/stiri_ro_t_avalansa-in-gutai_id_1749.html.
- *** http://www.carpati.org/stire/tragedie_in_munti_-_ultima_drumetie_-_geologul_dumitru_istvan_seful_clubului_de_speologie_montana/2780/
- *** <http://icoanacavnic.ro>.
- *** <http://geotutorials.ro/atlas-geografic/harti-romania/>.
- *** <http://primariaborsa.ro>.
- *** <http://rowater.ro/dasomes/Planbaz/Plan%20Bazinal%202010-2013.htm>.
- *** <http://ski-in-romania.com>.
- *** <http://suior.ro>.
- *** <http://superskicavnic.ro>.
- *** <http://telescaunborsa.ro>.
- *** <http://turismmaramures.ro/baia-sprie-lacul-mogosa>.
- *** <http://www.ziare.com/stiri/avalansa/avalansa-in-muntii-rodnei-doi-oameni-prinsi-sub-zapada-1356479>.
- *** <http://www.ziare.com/stiri/avalansa/tren-blocat-de-avalansa-in-maramures-1152014>.

ESTIMATION DES TEMPÉRATURES DE L'AIR À PARTIR DES TEMPÉRATURES DE SURFACES MODIS DANS LES VIGNOBLES DE LA VALLÉE DE WAIPARA (NOUVELLE ZÉLANDE)

MORIN G. (1), LE ROUX R. (1), STURMAN A. (2), et QUÉNOL H. (1,2)

(1) LETG-Rennes, UMR 6554 CNRS - Université Rennes 2, Place du Recteur Henri Le Moal, Rennes - France.
gwenael.morin@univ-rennes2.fr

(2) Centre for Atmospheric Research, University of Canterbury, Christchurch - Nouvelle Zélande.

Résumé : *L'impact du changement climatique dans les régions viticoles nécessite d'élaborer des stratégies et des adaptations à l'échelle du vignoble. La variabilité des facteurs climatiques locaux, notamment la température, influence la croissance de la vigne et détermine les caractéristiques des vins. L'objectif, à travers l'analyse et la modélisation spatiale des températures, est de prendre en compte l'influence des facteurs environnementaux et topographiques sur les événements climatiques locaux. Cependant cette méthode nécessite l'installation de réseaux de capteurs denses pour construire et valider les modèles climatiques locaux. L'imagerie thermique, issue de la télédétection, apparaît comme une donnée alternative afin de s'affranchir des réseaux mais également d'élargir les régions suivies dans le temps et dans l'espace. La température de l'air (T_a) peut être estimée à partir de données satellitaires thermiques dérivant la température de surface (LST) mesurée par MOderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) avec une résolution temporelle journalière. L'objectif a été d'évaluer cette donnée satellite à partir des températures moyenne, minimale et maximale de l'air. Les modèles de régressions linéaires montrent des résultats significatifs à partir des corrélations entre ces deux types de données, à l'échelle journalière avec les données moyennes (RMSE $\approx 2.46^\circ\text{C}$ et $R^2 > 0.72$) mais également l'échelle intra-journalière avec les maximales (RMSE $\approx 4.90^\circ\text{C}$ et $R^2 = 0.65$ pour Aqua) et les minimales (RMSE $\approx 2.49^\circ\text{C}$ et $R^2 = 0.81$ pour Terra).*

Mots clés: *Température de l'air; Température de surface, MODIS, vignoble, Télédétection infrarouge thermique*

Summary: *The impact of climate change in wine-growing regions requires strategies and adaptations at the vineyard level. The variability of local climatic factors, particularly temperature, influences the growth of the vine and determines the characteristics of the wines. The objective, through the analysis and spatial modelling of temperatures, is to take into account the influence of environmental and topographical factors on local climate events. However, this method requires the installation of a dense sensor network to build and validate local climate models. Thermal imaging, resulting from remote sensing, appears as an alternative data to free oneself from networks but also to expand the regions monitored and over a longer period. Indeed, the air temperature (T_a) environmental parameter can be estimated from thermal satellite data deriving from the surface temperature (LST) measured by MOderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) with a daily time resolution. The objective was to evaluate this satellite data from the average, minimum and maximum air temperatures. Linear regression models show significant results from correlations between these two types of data, at the daily scale with average data (RMSE $\approx 2.46^\circ\text{C}$ and $R^2 > 0.72$) but also at the intraday scale with maxima (RMSE $\approx 4.90^\circ\text{C}$ and $R^2 = 0.65$ for Aqua) and minima (RMSE $\approx 2.49^\circ\text{C}$ and $R^2 = 0.81$ for Terra).*

Keywords: *Air temperature; Surface temperature, MODIS, vineyard, Thermal infrared remote sensing*

Introduction

Le climat, en particulier les températures, joue un rôle déterminant sur la phénologie de la vigne et sur la qualité des vins. La variabilité des températures peut être importante au sein d'une même région viticole, voire d'un vignoble, due à son environnement local (topographie, occupation du sol...). Des indices bioclimatiques fondés sur des sommes de températures et corrélés avec la phénologie de la vigne ont été créés (Huglin, 1978 ; Winkler, 1974). Des travaux ont eu pour objectif de cartographier ces indices bioclimatiques aux échelles fines, en modélisant les relations entre leur distribution spatiale et les paramètres locaux (topographie,...).

L'objectif était de mettre en évidence l'impact de la variabilité locale du climat sur la croissance de la vigne et les caractéristiques des vins (Le Roux et al., 2017 ; Quénol, 2014). Ces modèles climatiques à échelles fines, combinés aux simulations régionalisées du changement climatique, permettent d'élaborer des stratégies d'adaptation viticoles (Le Roux et al. 2018). Cependant, cette méthodologie nécessite l'installation et l'entretien de réseaux de capteurs de températures denses qui, à l'échelle de plusieurs régions viticoles demandent des ressources humaines et financières considérables. Dans ce contexte, le recours à la télédétection thermique apparaît comme une opportunité de s'affranchir de ces réseaux de capteurs.

Cette étude présente la démarche méthodologique mise en place et les premiers résultats concernant la relation entre la température de l'air enregistrée par les capteurs installés dans les vignobles et la température de surface issue des satellites MODIS. Cette étude est réalisée dans la région viticole de Waipara en Nouvelle Zélande où un réseau de capteurs de température a été installé afin d'identifier les caractéristiques thermiques locales en lien avec le comportement de la vigne (phénologie) et les caractéristiques des vins (ex : taux de sucre, acidité, etc.).

1. Données et Méthodes

1.1 Site d'étude et données

La Nouvelle-Zélande, située au 16^{ème} rang mondial de la production de vins (2.9 millions d'hectolitres en 2017, www.oiv.int), offre un contexte topographique particulier et marqué (altitudes, pentes et orientations variables) engendrant une forte variabilité des climats locaux (Quénol, 2014). La vallée de Waipara, est une région viticole située sur la côte Est de l'île du Sud de la Nouvelle Zélande, dans la région de Canterbury (Figure 1). Le vignoble est soumis à un climat océanique tempéré (11.8°C en moyenne annuelle) avec un cumul moyen annuel des précipitations de 624mm. La vallée de Waipara est classée par la classification de Winkler comme une viticulture de climat frais (1100 Degrés/Jour) (Winkler, 1974). Les vignobles de Waipara bénéficient de conditions climatiques principalement influencées par le relief et la proximité de l'océan. A l'ouest, les Alpes limitent l'influence des perturbations d'ouest de sorte que les précipitations sont assez faibles. La vallée de Waipara est aussi protégée des entrées maritimes par les collines situées à l'est. Cette situation d'abri topographique fait que la vallée de Waipara est soumise à une grande diversité de vents locaux : effet de foehn, limitation de l'influence de la brise de mer à l'Est ou vents catabatiques et anabatiques (brises de pente).

Le réseau de capteurs de températures (TinyTag®) de la vallée de Waipara fournit les températures de l'air minimales et maximales à un pas de temps horaire. Les minimales et maximales journalières, respectivement nommées T_n et T_x , ont ensuite été calculées permettant de calculer la moyenne journalière (T_m). Les températures de l'air ont été comparées avec les températures de surface issues du capteur thermique *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) à bord des satellites Aqua (MOD) et Terra (MYD). Les produits MOD11A et MYD11A1, fournissent quatre images de températures de surfaces par jour, deux de jour (MOD Day et MYD Day) et deux de nuit (MOD Night et MYD Night). Les données MODIS sont pertinentes en raison de leur résolution spatiale (1km) et temporelle (intra-journalière). L'analyse porte sur la période de juillet 2017 à mai 2018, prenant en compte les jours où les températures de l'air et de surfaces étaient disponibles : quatre images pour les moyennes (10 % du jeu de données) et deux images pour les minimales et maximales (20 % du jeu de données).

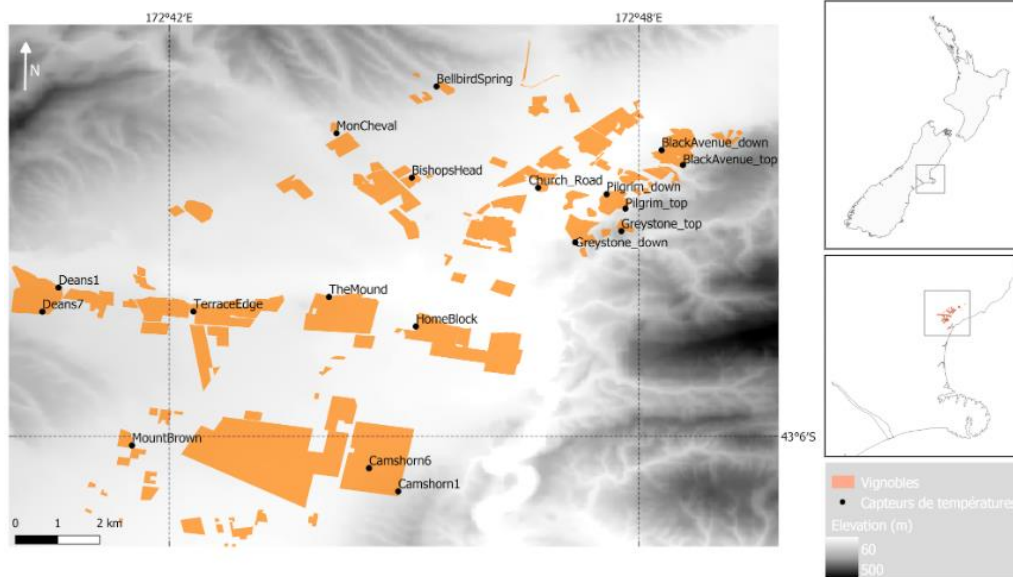


Figure 1. Localisation du site d'étude : Waipara

1.2 Analyse statistique journalière et intra-journalière de la relation entre températures de l'air et températures de surface

Afin d'analyser la relation entre la répartition spatiale des températures de surface issues des satellites MODIS et des températures de l'air, une sélection des données disponibles puis des analyses statistiques par régressions linéaires simples ont été appliquées. Deux approches temporelles ont été abordées, d'une part l'analyse journalière (Tableau 1) comparant la moyenne des quatre données MODIS (MYD Day, MYD Night, MOD Day, MOD Night) nommée LST_m et la température journalière moyenne de l'air (T_m). D'autre part, l'analyse intra-journalière porte sur la relation entre les températures de l'air maximales (T_x : moyenne entre 6h et 18h) avec les températures de surface de jour (MOD Day, MYD Day). L'analyse des minimales est similaire prenant en compte T_n (moyenne entre 18h du jour précédent et 6h) et les températures de surface de nuit (MOD Night du jour précédent et MYD Night).

Tableau 1. Types de relations statistiques appliqués pour les analyses journalières (LST_m/T_m), diurnes et nocturnes : moyennes des deux satellites (MYD T_x /MOD T_x ; MYD T_n /MOD T_n), satellite MYD (MYD T_x ou MYD T_n) et satellite MOD (MOD T_x ou MOD T_n) respectivement mis en relation avec la température de l'air (T_x ou T_n)

1. Analyse journalière	Moyennes	
Relation entre la moyenne des températures de surfaces des deux satellites (MYD-MOD) et la température de l'air	Moyenne des quatre données MODIS (LST_m) et T_m	
2. Analyse intra-journalière	Maximales	Minimales
2-1. Relation entre la moyenne des températures de surfaces des deux satellites (MYD-MOD) et la température de l'air	Moyenne MYD T_x /MOD T_x en relation avec T_x	Moyenne MYD T_n /MOD T_n (J^{-1}) en relation avec T_n
2-2. Relation entre la température de surface du satellite Aqua (MYD) et la température de l'air	MYD T_x en relation avec T_x	MYD T_n en relation avec T_n
2-3. Relation entre la température de surface du satellite Terra (MOD) et la température de l'air	MOD T_x en relation avec T_x	MOD T_n (J^{-1}) en relation avec T_n

2. Résultats

2.1. Analyse statistique à l'échelle journalière

A l'échelle journalière, la corrélation entre la température de surface moyennée avec quatre images MODIS et la température de l'air moyenne a été analysée pour 13 capteurs dans la vallée de Waipara. Deux indicateurs ont été calculés : le coefficient de détermination (R^2) et le Root Mean Square Error (RMSE) pour chaque relation statistique permettant d'évaluer la corrélation (Figure 2) et l'erreur de prédiction. Les coefficients de détermination sont significatifs et supérieurs à $R^2 = 0.72$ pour les capteurs ayant plus de 10 observations, trois d'entre eux ont un coefficient de détermination compris entre $0.72 \geq R^2 \geq 0.79$, huit capteurs ont des valeurs comprises entre 0.8 et 0.89 et les deux derniers capteurs ont les coefficients les plus élevés et égaux à $R^2 \geq 0.9$. L'erreur quadratique (RMSE) est en moyenne de $2,46^\circ\text{C}$ pour l'ensemble du réseau avec une variabilité générale stable sur la période d'étude.

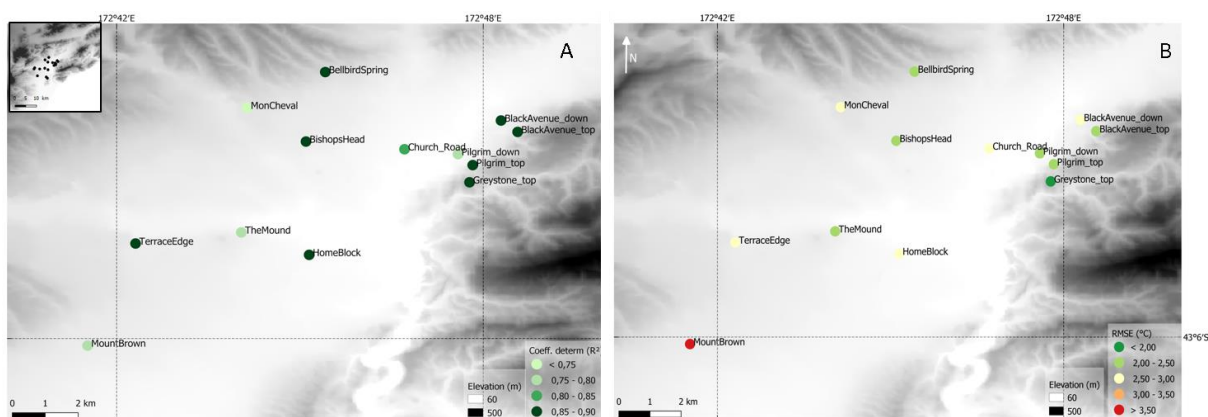


Figure 2. Distribution spatiale a) du coefficient de détermination (R^2) et b) de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) de corrélation statistique entre T_m et LST_m .

2.2. Analyse statistique à l'échelle diurne et nocturne

Pour les températures maximales, le capteur MYD DAY (Aqua), qui acquiert les LST vers 13h30 (heure locale), obtient de meilleurs coefficients de corrélation ($0,51 \geq R^2 \geq 0,78$) que le capteur MOD DAY, qui enregistre des images à 10h30 ($0,35 \geq R^2 \geq 0,71$). Ces deux analyses ont des résultats significatifs avec un nombre d'observations comparables (en moyenne 112 jours). Les différences peuvent s'expliquer par le fait que les valeurs du MYD DAY sont plus proches du pic des températures maximales de l'air. La corrélation entre les valeurs moyennes des deux satellites (MEAN/TX) et les températures de l'air maximales est significative ($0,52 \geq R^2 \geq 0,80$). Ces coefficients de corrélation restent relativement proches des valeurs du MYD DAY mais l'erreur quadratique moyenne est plus faible (Figure 3). La combinaison des deux satellites de jour permettrait donc de limiter le taux d'erreur (RMSE) d'estimation des températures de surface en journée avec deux fois moins de jours d'observations. La relation statistique entre températures de surface et températures de l'air est meilleure que pour les températures maximales (Figure 3). La moyenne des deux satellites (MEAN/TN) est fortement corrélée aux données de températures de l'air, malgré un nombre d'observation moins important (en moyenne 40 jours). Les données du capteur Terra (MOD NIGHT) ont démontré des relations statistiques plus fortes pour les températures minimales, avec des coefficients de détermination (R^2) allant de $0,72 \geq R^2 \geq 0,87$ tandis que les résultats du capteur Aqua (MYD NIGHT) sont compris entre $0,26 \geq R^2 \geq 0,48$. Les résultats du capteur MOD NIGHT ont généré une erreur quadratique moyenne de $RMSE \approx 2.52^\circ\text{C}$, proche de celle obtenue avec la moyenne des deux satellites ($RMSE \approx 3.05^\circ\text{C}$). En s'approchant de l'erreur quadratique la plus faible

possible, la précision du modèle linéaire s'affine et permet d'évaluer la stabilité des paramètres permettant d'ajuster le modèle.

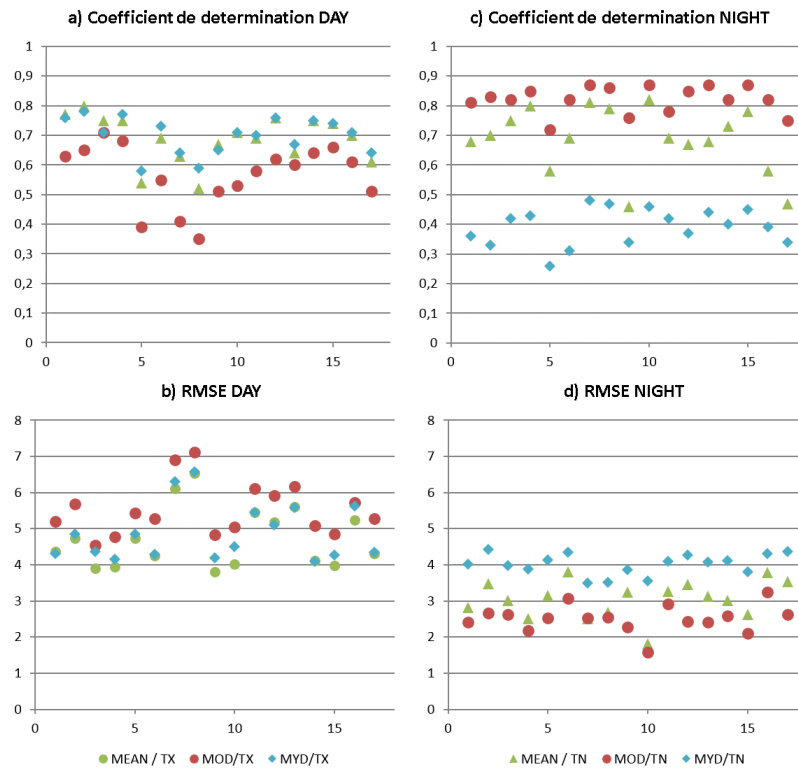


Figure 3. Coefficient de détermination (R^2) et erreur quadratique moyenne (RMSE) issus des relations statistiques entre températures de surface et températures de l'air maximales (a et b) : (MOD DAY/ T_x , MYD DAY/ T_x , MEAN / T_x et minimales (c et d) : MOD NIGHT/ T_n , MYD NIGHT/ T_n , MEAN / T_n

Conclusions et Discussion

Cette étude a eu pour objectif d'évaluer la pertinence de l'utilisation des températures de surfaces issues du satellite MODIS dans une optique de modélisation climatique à échelle fine. Les analyses statistiques entre températures de surfaces et températures de l'air ont montré des résultats encourageants avec des coefficients de détermination supérieurs à $R^2 > 0.70$ et des structures spatiales thermiques similaires. Cependant le nombre de données manquantes pour cette étude n'a pas permis d'analyser le suivi quotidien ou hebdomadaire des LST pendant la saison de croissance. Pour les minimales et maximales, les moyennes des deux satellites (Aqua et Terra) n'apportent pas un gain significatif. Les coefficients de corrélation (R^2) et l'erreur quadratique (RMSE) sont proches de ceux du satellite le plus corrélé : le satellite Terra pour les maximales et le satellite Aqua pour les minimales.

L'objectif est de poursuivre cette étude en améliorant et testant cette méthodologie, sur de longues séries temporelles et sur différents sites d'étude (ex : vignoble bordelais, région de Marlborough en Nouvelle Zélande). L'amélioration de l'utilisation des températures de surfaces en viticulture cible des méthodes de descentes d'échelles spatiales (Bisquert et al., 2016 ; Hutengs and Vohland, 2016) et de reconstruction de séries temporelles continues (Kang et al., 2018 ; Metz et al., 2017), afin de réaliser un suivi des températures au sein du vignoble à l'échelle de la saison végétative

Remerciements

Tous nos remerciements à l'association France Aotearoa Science Technology and *Innovation* (FAST!) pour la valorisation de cette étude (*Student Conference Award 2018*). Les auteurs tiennent également à remercier les viticulteurs de la région de Waipara qui ont participé à ce projet en nous permettant d'installer les réseaux de capteurs sur leur exploitation.

Bibliographie

- Bisquert, M., Sánchez, J.M., Caselles, V., 2016. Evaluation of Disaggregation Methods for Downscaling MODIS Land Surface Temperature to Landsat Spatial Resolution in Barrax Test Site. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **9**, 1430–1438. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2519099>
- Huglin, P., 1978. Nouveau mode d'évaluation des possibilités heliothermiques d'un milieu viticole. *CC. R. Acad. Agric.*, 1117-1126
- Hutengs, C., Vohland, M., 2016. Downscaling land surface temperatures at regional scales with random forest regression. *Remote Sensing of Environment* **178**, 127–141. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.03.006>
- Kang, J., Tan, J., Jin, R., Li, X., Zhang, Y., Kang, J., Tan, J., Jin, R., Li, X., Zhang, Y., 2018. Reconstruction of MODIS Land Surface Temperature Products Based on Multi-Temporal Information. *Remote Sensing* **10**, 1112. <https://doi.org/10.3390/rs10071112>
- Le Roux, R., De Ressaiguier, L., Katurji, M., Zawar-Reza, P., Sturman, A., Van Leeuwen, C., QuénoI, H., 2017. Analyse multiscalaire de la variabilité spatiale et temporelle des températures à l'échelle des appellations viticoles de Saint-Émilion, Pomerol et leurs satellites. *Climatologie*. <https://doi.org/10.4267/climatologie>.
- Le Roux R., Van Leeuwen C., de Ressaiguier L., Neethling E., Irimia L., Patriche C., Santesteban G., Stoll M., Hofmann M., Foss C., Bonnardot V., Planchon O. and QuénoI H., 2018 : Climate modeling at vineyards scale in a climate change context. XII Terroir Congress, Zaragoza, 18th-22nd of June 2018.
- Metz, M., Andreo, V., Neteler, M., 2017. A New Fully Gap-Free Time Series of Land Surface Temperature from MODIS LST Data. *Remote Sensing* **9**, 1333. <https://doi.org/10.3390/rs9121333>
- QuénoI, H., 2014. Changement climatique et terroirs viticoles. *Lavoisier Tec&doc*. 460 p.
- Winkler, A.J., 1974. Development and composition of grapes. *Gen. Vitic.* 138–196.

HAILFALL CLIMATOLOGY, AGRICULTURAL DAMAGE AND HAIL SUPPRESSION IN GREECE

SIOUTAS M. (1)

(1) ELGA - Meteorological Applications Centre, Thessaloniki, Greece sioutasm@gmail.com

Summary: A hailfall climatology for Greece is presented, using three different hail databases including weather station records, agricultural damage insurance records and hailpad network data. Hail frequency is higher over western Greece with a yearly average varied from 3 to 5 hail days with hail days decreasing from west to east and from the mountain and interior to coastal areas. Hail insurance damage to crop is yearly averaged at about 47 million Euro, with hail occurrence indicated similar patterns with weather station data. Based on the hailpad network data, a yearly (seasonal) average number of 16 hail days, is depicted for the Area 1, central Macedonia and area of about 2750 sq.km. Based on the hailpad data an increasing of 69% of hail days and 57% of hailpads recorded hail is appeared in the last period 2006-18 compared to the previous decades 1996-05 and 1984-94, a result implying a possible climatic change influence. Hailfall parameters examined, including maximum hail size and hail density, indicated a positive effect in hail suppression for preventing agricultural damage.

Keywords: Hail, Hailfall, Hailpad, Hail Suppression

Résumé : Une climatologie de grêle pour la Grèce est présentée, utilisant trois bases de données différentes, des enregistrements de station météo, d'assurance de dommages agricoles et de grêlomètres. La fréquence de la grêle est plus élevée en Grèce occidentale avec une moyenne annuelle 3 à 5 jours de grêle, le jours de grêle diminuant d'ouest en est, de la montagne aux régions côtières. Les indemnités d'assurance pour les dommages causés par la grêle sur les récoltes sont en moyenne de 47 millions d'euros par an. Sur les données de grêlomètres, un annuel moyen (saisonnier) de 16 jours de grêle pour la zone 1 (2750 km²), en Macédoine centrale, Grèce. Selon les données des grêlomètres, une augmentation de 69% de jours de grêle et de 57% des grêlomètres est apparue au cours de la période 2006-18 par rapport aux décennies 1996-05 et 1984-94, ce qui implique une possible influence du changement climatique. Les paramètres de grêle examinés, comprenant la taille maximale des grêlons et leur densité, indiquent un effet positif de la suppression de la grêle pour prévenir les dommages causés à l'agriculture.

Mots clés: Grêle, Grêlomètres, Grêle limitation

Introduction

Hailfalls are small-scale phenomena referred to precipitation on the ground of hail, a form of balls or irregular lumps of ice produced by convective clouds (Webb et al., 2001). Hailfalls are among the major weather threats resulting to large economic losses to agriculture, property and infrastructure. Climatological studies for Greece have included analysis of average patterns of hail in spatial and temporal scales (Kotinis-Zampakas, 1989; Sioutas, 2011), investigation of hail insurance records and hailpad data (Sioutas and Flocas, 2003; Sioutas et al., 2009). In this research, a climatological overview for Greece is presented using three databases: a) weather station data of the Hellenic National Meteorological Service (HNMS, 1978), b) insurance records of hail damage to crop of the Hellenic National Agricultural Insurance Organization (ELGA) and c) hailpad data from a network of 154 hailpads operated by the Greek National Hail Suppression Program (GNHSP). The inter-annual hail frequency and variability are investigated to provide insights into trends of hail occurrence and possible climate change effects. Hailpad derived parameters including maximum hailstone size and density are also studied for assessing cloud seeding effects in hail suppression.

1. Hailfall climatology

1.1 Weather station hail data

The available climatological bulletins of the HNMS weather stations are referred only to days that hail was observed on the ground. These data describe the “point” frequency of hail, which can be representative for an area up to 1000 m². Based on the HNMS stations data for the 30-year period 1961-90, hail occurs with a higher frequency over the western parts of Greece and a yearly average from 3 to 5 hail days over the Ionian Islands. Hail days over the Greek peninsula decrease from west to east and from the interior mountainous to coastal areas. Oppositely, in the Aegean Sea hail days increase from west to east, with an annual maximum of 3.4 hail days in Samos Isl. Intermediate annual values of 1 to 2 hail days appear most Greek continental areas (Catsoulis and Karapiperis 1981; Sioutas, 1999).

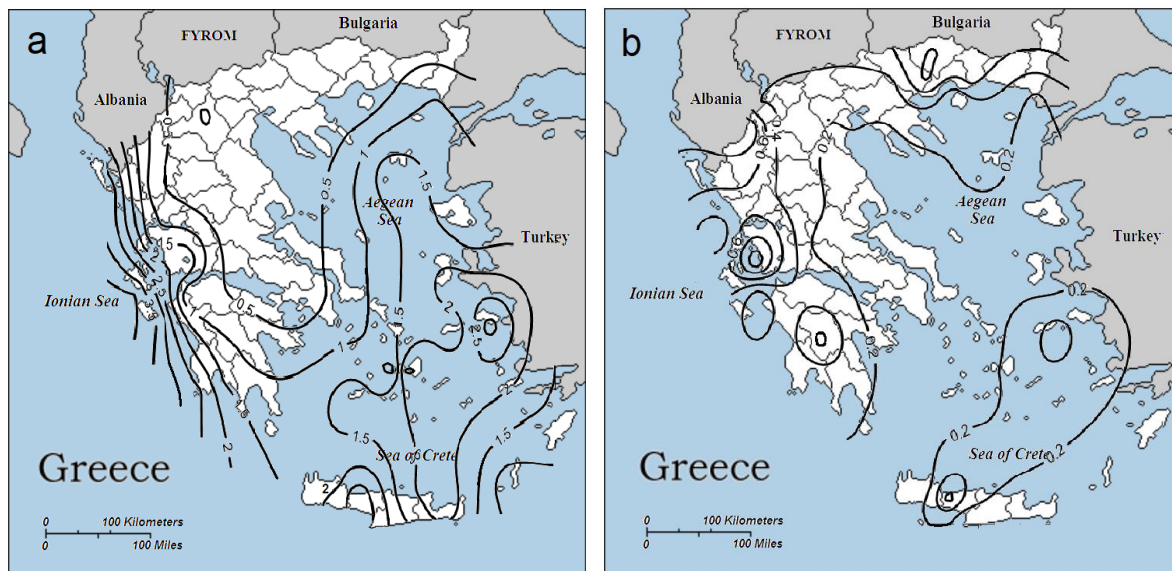


Figure 1. Average number of hail days: a) for the cold period of the year (October-March) and b) for the warm period of the year (April-September), based on weather stations data for the 30-year 1961-90.

In Figures 1a, b, the spatial distribution of average hail days are given for the cold period of the year (October-March) and the warm period (April-September), respectively. In the cold period (Fig.1a), maxima of hail are located over western Greece, the eastern Aegean Islands and Crete. A cold season hail day number of 4 is determined for Kefalonia and 3.5 for Corfu Isl. in the Ionian Sea. During the warm period (Fig. 1b) the highest frequency of hail is appeared over the northern and central continental parts of Greece (Agrinio 1.2 and Kastoria 1 hail day).

1.2 Hailfalls and agricultural damage

Insurance amounts of hailfall damage to agriculture for Greece are about 47 million Euros, on annual average, based on the ELGA data. Figure 2 illustrates insurance hail damage to crop concerning payments in Euros and hail damage claims. As it is displayed in Figure 2a, the largest amounts of agricultural insurance payments for hail damage correspond to Pella and Imathia prefectures, northern Greece, with a yearly average of 4 to 6 million Euros. Figure 2b displays the geographical distribution of insurance claims of hail damage, indirectly reflecting the frequency of hailfall occurrences, with a similar pattern to insurance payments of hail damage. Hail occurrence based on the hail damage claims indicates northern (Pella, Serres) and central western parts of Greece (EtoIoakarnania, Ilia) most frequently affected by damaging

hailfalls. As it can be concluded the agricultural insurance hail data can provide a representative description of hail occurrence but limited to the intensively cultivated areas.

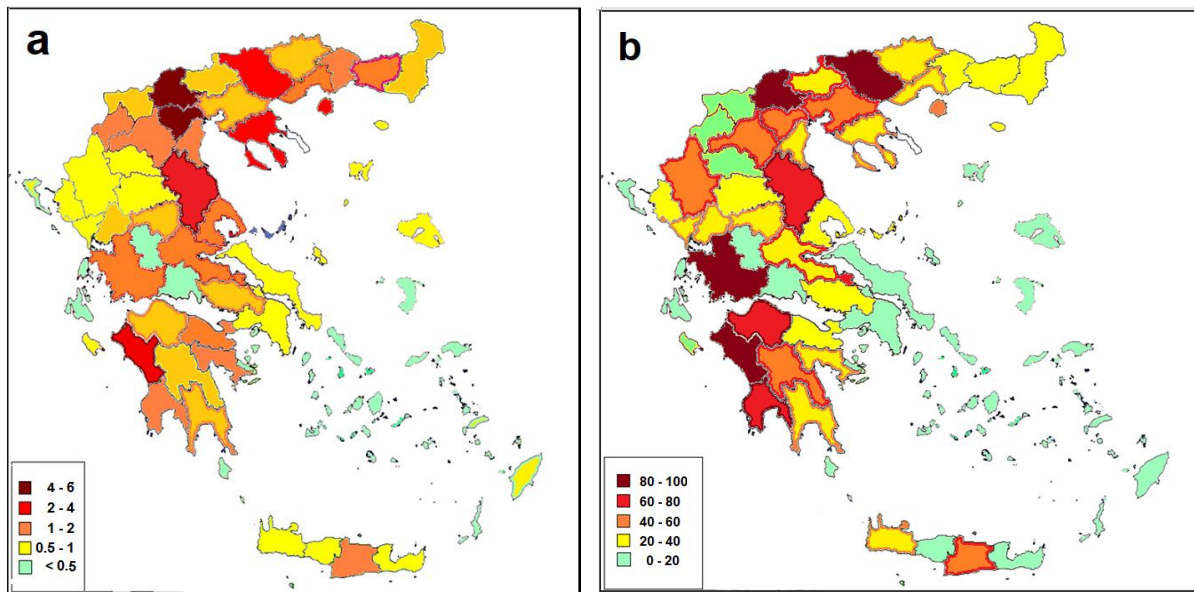


Figure 2. Average annual agricultural insurance claims for hail damage to crop for the 19-year period 1999-17: a) insurance payments in million Euros and b) hail damage claim frequency.

1.3 Hailpad data

Hailpads are used in many parts of the world to obtain objective hailfall measurements on the ground (Gaiotti et al., 2003). Since 1984, within the context of the Greek National Hail Suppression Program (GNHSP), a network of hailpads has been installed in the Area 1 (2850 sq. km), consisting of 154 hailpads arranged in a mean linear spacing of about 4 km.

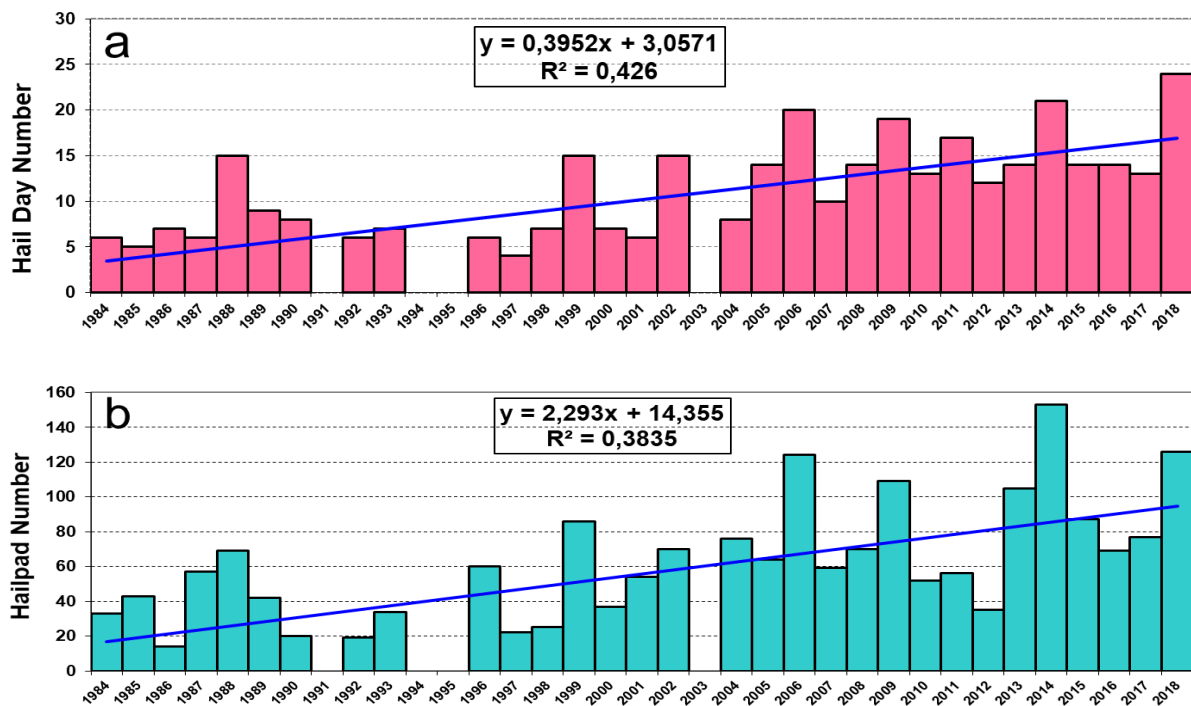


Figure 3. a) Annual total hail day number and trend, and b) Annual total hailpad number recorded hail and trend for the 31-year (seasons) of the hailpad network operation within the period 1984-2018.

Hailpads consist of a square piece of specific styrofoam material (29×29 cm) mounted in an aluminium bracket on a post of a height of 1.5 m. Hailpads record hail dents that are measured to calculate actual hailstone sizes using the calibration equation (Dalezios et al., 1991). The data set used in this study includes number of hail days and hailpads recorded hail, maximum hailstone size and hail density. The distribution of hail days and the corresponding hailpads recorded hail are illustrated in Figure 3a,b. Based on the total 31-year data, an average number of 11 hail days and 60 hailpads recorded hail is seasonally depicted (Apr.-Sept.) for Area 1 (Table 1). In the year 2014 the highest hail day activity with 21 hail days and 154 hailpads was noted and in 2018 with 24 hail days 126 hailpads. The least hail occurred in 1997 with 4 hail days and 22 hailpads recorded hail. Considering various time periods, a higher hail frequency is evident in the last 13-year period 2006-18, with an average of 15.8 hail days compared to 8.4 and 9.3 hail days of the previous decades 1984-93 and 1996-05, respectively. Considering hailpads recorded hail, the yearly average has increased to 86.3 in the last period 2006-18, from 55.4 of the 1996-05 and over-doubled comparing to 37 of the decade 1984-93.

Table 1. Monthly average hail days (HD) and hailpads (HP) recorded hail in three periods of the 31-years (1984-18) of the hailpad network operation (the years 1991, 1994-95 and 2003, the network was not operated).

	1984-93		1996-05		2006-18		Total 1984-2018	
	HD	HP	HD	HP	HD	HP	HD	HP
<i>April (15-30)</i>	1	2.6	0.9	5.1	0.8	4	0.9	4.1
<i>May</i>	3	12.3	2.1	15.1	4.3	17.3	3.3	15.3
<i>June</i>	2.3	16.9	2	17.1	5.2	36.8	3.5	25.3
<i>July</i>	1.1	3.4	1.7	5	2.4	13.3	1.8	8
<i>August</i>	0.8	2.4	1.7	7	1.6	8	1.4	6.1
<i>September</i>	0.2	1.7	0.9	6.1	1.2	5.5	0.8	4.6
<i>Total</i>	8.4	36.8	9.3	55.4	15.8	86.3	11	60.1

3. Hail suppression

Hail parameters are of great importance in hail projects and have been primary used for the evaluation of the hail suppression programs in many parts of the world including the Greek National Hail Suppression Program (GNHSP) (Dessen et al., 2006; Rudolph et al., 1994; Karacostas, 2002). Assessing the effectiveness in hail suppression of the operational GNHSP, the hail size distributions along to hail density classes for seeded and no seeded hailstorms and the corresponding hailfalls are examined. A total of 356 hail days and a 1948 hailpads recorded hail, were collected during the 31 operational seasons of the hailpad network, in the period 1984-2018. A percentage of about 26% of the total hailfalls constitute a sample of non seeded hailfalls with the vast majority during the fully and partly randomized cloud seeding period 1984-89 and other short periods or hailfall cases with no cloud seeding conducted.

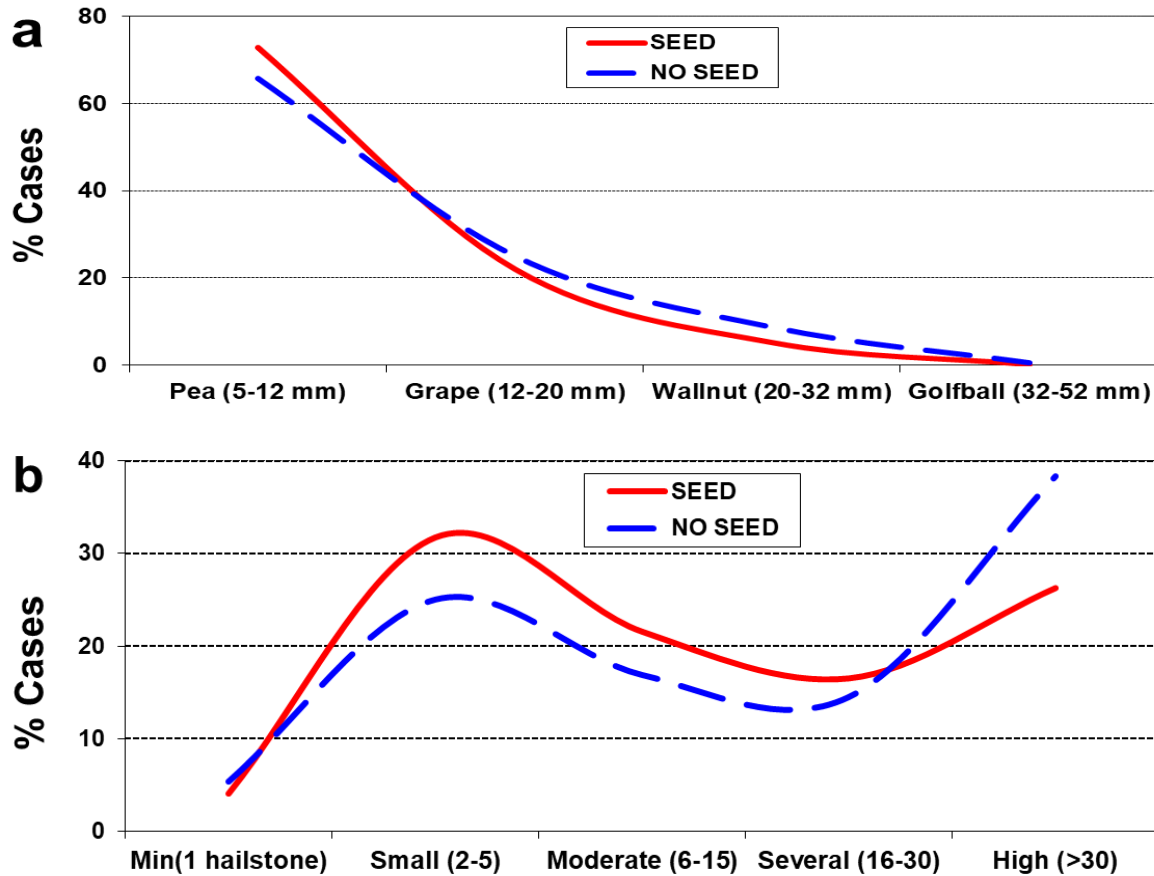


Figure 4. Comparison of hail parameters from seeded and no seeded hailfall samples during the 31-year of the GNHSP operation (1984-2018): a) Hail density and b) Maximum hail size.

As it illustrated in Figure 4a, the cloud seeding for hail suppression reduces the frequency of maximum hail size, evident in all size classes except “Pea” hail size. Hail size classes considered are: “Pea” (5-12 mm), “Grape” (12-20 mm), “Walnut” (20-32 mm) and “Golfball” (32-52 mm). Hail density was categorized in classes of: “Minimum” (1-2 hailstones per hailpad surface-740 to 840 sq. cm), “Small” (2-5 hailstones), “Moderate” (6-15), “Several” (16-30) and “High” (greater than 30 hailstones). As it can be seen Figure 4b, seeded hailfalls produce more frequently “Small” and “Moderate” hail density classes, and less frequently “High” hail density classes, compared to no seeded hailfalls.

Conclusions and Discussion

Hailfalls are local, small scale and considerably variable phenomena in both spatial and temporal scales. Based on the National Meteorological Service (HNMS) weather station data of the “climatological reference” 30-year period 1961-90, the annual maximum frequency is ranged from 3 to 5 hail days, located in the western Greece. Hail in Greece has a rather seasonal fluctuation, with maxima of hail located over western Greece, the eastern Aegean Islands and Crete, during the cold period (October to March). In the warm period (April to September), hail maxima are appeared over northern and central continental parts of Greece. Agricultural insurance crop damage amounts indicated northern and western parts of Greece as most affected by hailfalls, however this data set is limited to the intensively cultivated areas and for the time of the year that the various kinds of plants are in growth or mature stage and sensitive to hail damage. Based on the agricultural insurance data, for the farmlands of central Macedonia,

northern Greece, the seasonal (April-September) hail day “regional hail frequency” is ranged at 15-20 hail days, on average.

Hailpads recorded hailfalls indicated an annual (seasonal) average of 16 hail days and 85 hailpads in the last decade, for the Area 1 of the GNHSP in central Macedonia, northern Greece. An increase in both hail days (69%) and in hailpads recorded hail (56%) is evident in the last decade, preliminary linked to a climate change effect and an increasing frequency of severe weather events, including damaging hailfalls. An assessment of the cloud seeding effectiveness of the GNHSP is investigated using the total timeseries data of the 31-year hailpad network operation (1984-18). Based on hailstone parameters, seeded hailstorms produce less hailfall density and reduced large hailstone sizes. The results confirm the cloud seeding hypothesis and indicate a positive effectiveness in hail suppression for preventing agricultural damage.

Acknowledgments

The Hellenic National Meteorological Service (HNMS) for the weather station hail data and the Hellenic National Agricultural Insurance Organisation (ELGA) for supporting this research, are acknowledged.

References

- Catsoulis, F. D., Carapiperis, L.N., 1981: Frequency of hail occurrence in Greece. *Bulletin Hellenic Meteor. Soc.*, **6**, 44-58.
- Giaiotti D., Nordio S., Stel., F.: The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.*, **67-68**, 247-259.
- Dalezios, N.R., M.V. Sioutas and T.S. Karacostas, 1991: A systematic hailpad calibration procedure for operational hail suppression in Greece. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **45**, 101-111.
- Dessen J., Berthet C, Sanchez J.L., 2006: A sensitivity test for hail prevention assessment with hailpad measurements. *J. Weather Modif.*, **38**, No1, 44-50.
- Hellenic National Meteorological Service (HNMS), 1978: Climatic data of Greek network (1930-75), 86 pp.
- Karacostas, T.S., 2002: The evaluation of the Greek National Hail Suppression Program. *Proceedings*, 6th Hellenic Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, 25-28 Sept 2002, University of Ioannina, Greece, p. 614-620 (in Greek).
- Kotinis-Zambakas, S.R., 1989: Average patterns of hail days in Greece. *J. of Climate*, **2**, 508-511.
- Rudolph, R.C., C.M. Sackiw and G.T. Riley, 1994: Statistical evaluation of the 1984-88 seeding experiment in northern Greece. *J. Weather Modif.*, **26**, 53-60.
- Sioutas, M.V., 1999: Contribution to the study of hailstorms in Central Macedonia. *Aristotelian University of Thessaloniki*, PhD thesis (in Greek), 310 pp.
- Sioutas, M.V. Flocas, H.A., 2003: Hailstorms in Northern Greece: Synoptic patterns and thermodynamic environment. *Theor. Appl. Climatology*, **75**, 189-202.
- Sioutas, M., Meaden T., Webb. J.D.C., 2009: Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. *Atmos. Res.*, **93**, 526-533.
- Sioutas, M.V., 2011: Hail occurrence in Greece. *Proceedings*, 6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011), 3 - 7 October 2011, Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain.
- Webb, J.D.C., Elsom, D.M., Reynolds, D.J., 2001: Climatology of severe hailstorms in Great Britain. *Atmos. Res.* **56**, 293-310.

INCERTITUDES PLUVIOMETRIQUES DE LA SECONDE SAISON AGRICOLE ET SES INCIDENCES SUR LA PRODUCTION VIVRIERE DANS LA COMMUNE DE DJIDJA AU BENIN

YABI I. (1), ISSA M.S. (1), ZAKARI S. (1) et AFOUDA F. (1)

(1) Laboratoire Pierre Pagney "Climat, Eau, Ecosystème et Développement" (LACEEDE), Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi (UAC), yafid2@yahoo.fr

Résumé : La présente recherche s'intéresse aux manifestations de la variabilité intra-saisonnière des pluies de la seconde saison et leurs incidences sur la production vivrière dans la Commune de Djidja au Bénin. A partir des hauteurs journalières de pluie de la station synoptique de Bohicon entre 1941 et 2016, les dates de début et de fin de saison ont été déterminées et les longueurs de saisons sont déduites. Un rapprochement entre les longueurs de saison et les durées de cycles culturels des principales cultures vivrières est ensuite faite. Il ressort que la petite saison dure en moyenne 54 jours alors que les durées de cycles culturels sont comprises entre 90 et 120 jours. A cela s'ajoutent des démarrages tardifs (25 %) une fin précoce (30 %), les deux épisodes pouvant se combiner la même année (15 %). Il s'ensuit un raccourcissement de la saison agricole. Un tel contexte interdit la production des plantes à cycle long (140 jours). Même les variétés à cycle court (90 jours) se trouvent en condition inconfortable. Il s'ensuit des baisses de rendements et de productions avec des risques d'insécurité alimentaire.

Mots clés: Djidja, seconde saison agricole, instabilité, productions vivrières, adaptations

Summary: The present research is concerned with the manifestations of the intra-seasonal variability of the rains of the second season and their impact on food production in the District of Djidja in Benin. From the daily rainfall of the Bohicon synoptic station between 1941 and 2016, the start and end dates of the season were determined, and the season lengths are deduced. A comparison between the season lengths and the crop cycle durations of the main food crops is then made. The short season lasts on average 54 days whereas the durations of crop cycles are between 90 and 120 days. There are also late starts (25%) of the early endings (30%), the two episodes being able to combine the same year (15%) with the consequent shortening of the agricultural season. Such a context prohibits the production of long-cycle plants (140 days). Even short cycle varieties (90 days) are in an uncomfortable condition. As a result, yield and production decreases with risks of food insecurity.

Keywords: Djidja, second agricultural season, instability, food production, adaptations

Introduction

En Afrique de l'Ouest, et plus particulièrement au Bénin, les populations sont majoritairement rurales et exploitent des systèmes de production (agriculture, élevage) dont les performances sont étroitement soumises au climat (Bazzaz et Sombroek cités par Alhassane *et al.*, 2013 ; Yabi *et al.*, 2011). Par ailleurs, en raison du caractère essentiellement pluvial de l'agriculture béninoise, les rendements agricoles présentent une grande sensibilité aux fluctuations pluviométriques (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Yabi *et al.*, 2013).

La production arachidière qui ne fait pas exception à cette situation est ainsi vulnérable à la variabilité intra-saisonnière des précipitations (Yabi, 2013). Dans les régions à deux saisons de culture, la seconde saison devient de plus en plus incertaine du fait de l'arrêt précoce des pluies, de l'occurrence des poches de sécheresse au cœur de la saison, de la réduction de la durée de la saison culturale ou des forts abatements pluviométriques (Zakari *et al.*, 2012 ; Yabi, 2013 ; Issa *et al.*, 2017). Or, les productions de la seconde saison agricole revêtent une importance capitale pour les paysans dans la mesure où elles sont utilisées pendant la soudure alimentaire et comme semence pour la campagne agricole suivante (Yabi, 2013). En dépit de l'importance des investigations sur la variabilité climatique et son impact sur l'agriculture au Bénin, les

instabilités intra-saisonniers des pluies et leurs incidences sur la qualité des saisons agricoles dans les différentes régions restent encore à élucider. Or, une connaissance des dates de début et de fin saison de saison, des risques des débuts tardifs et des fins précoces, peut aider les agriculteurs dans le choix des périodes de semis et des variétés (d'arachide notamment) à semer pour minimiser les impacts causés par les risques climatiques (Diop, 1996 ; Balme *et al.*, 2005 ; Sané *et al.*, 2008).

La présente recherche vise donc à analyser les manifestations de l'instabilité pluviométrique de la seconde saison agricole et leurs implications sur la production arachidière dans la Commune de Djidja, un des principaux greniers du sud-Bénin.

1. Milieu de recherche essentiellement agricole

Située au nord-ouest du Département du Zou au centre-sud de la République du Bénin précisément entre 7°10' et 7°45' de latitude nord, 1°40' et 2°15' de longitude est, la Commune de Djidja (figure 1) couvre une superficie estimée à 2184 km².

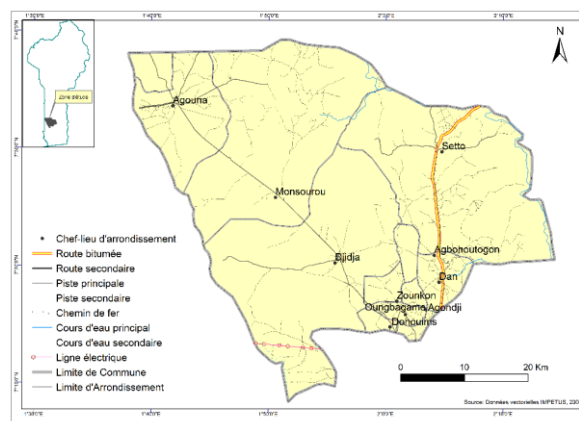


Figure 1. Situation géographique de la Commune de Djidja

En 2013, cette commune abritait une population totale de 123542 habitants avec une densité moyenne de 57 hbts/km², ce qui indique que les terres agricoles sont relativement disponibles. Du point de vue administratif, la commune de Djidja est subdivisée en 12 arrondissements et 79 villages.

Sur le plan climatique la Commune est située à lisière nord du climat subéquatorial. Elle connaît tantôt un régime bimodal caractéristique du climat subéquatorial avec quatre (4) saisons dont deux (2) pluvieuses et deux (2) sèches, et tantôt un régime unimodal à base large (8 à 9 mois pluvieux) caractéristique du climat soudanien humide avec pluviosité moyenne annuelle est de 1150 mm (1981-2010). Quel que soit le cas de figure, les producteurs arrivent à pratiquer deux campagnes agricoles par an, la première de plus longue durée correspond à la grande saison pluvieuse et la seconde de plus courte durée correspond à la petite saison pluvieuse. En ce qui concerne la température, sa valeur moyenne à l'échelle annuelle est de 27,6° C. Les maximas sont enregistrés entre février et mars et sont de l'ordre de 36° C et 37° C. Les minima varient de 22° C à 25° C au cours des mois de juillet et novembre. Quant à l'insolation, sa durée est d'environ 2268 heures d'ensoleillement par an. La durée journalière moyenne est de sept heures de novembre à avril et de quatre heures de juin à septembre.

La géomorphologie est peu accidentée et correspond à un plateau de terre de barre d'une altitude moyenne de 150 m, situé au sud. Dans la partie nord il y a la pénéplaine cristalline d'altitude moyenne comprise entre 200 et 300 m. S'agissant des composantes pédologiques, la

Commune de Djidja est marquée par la présence de sols ferrallitiques (5 %), de sols ferrugineux tropicaux (90 %), de vertisols et de sols hydromorphes (5 %).

2. Données et méthodes

Les données utilisées concernent les pluies journalières de la station synoptique de Bohicon (la plus proche de Djidja) pour la période 1941-2016. Elles sont fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie (Météo-Bénin). En outre, des informations concernant le calendrier des activités culturales de la seconde saison ont été obtenues auprès des techniciens en charge de l'encadrement rural. De plus, les perceptions / connaissances paysannes relatives à l'instabilité de la durée de la seconde saison agricole (démarrage, fin, séquences sèches), les incidences sur la production vivrière ont fait l'objet d'échanges.

La combinaison de la méthode de Franquin P. (1969), avec les critères de Guèye et Sivakumar cités par Yabi (2013) ainsi que le calendrier agricole traditionnel a permis de déterminer le début et la fin de la saison agricole. Le début de la seconde saison agricole (DSA) commence lorsqu'après la seconde décade du mois d'août, dans l'intervalle de 3 jours le cumul pluviométrique précipité atteint au moins 20 mm sans qu'il ne soit suivi pendant les 30 jours suivants d'une séquence sèche excédant 10 jours. Un démarrage est considéré comme précoce lorsqu'il intervient 2 semaines avant la date moyenne. Il est considéré comme tardif lorsqu'il intervient 2 semaines après la date moyenne.

La fin de la seconde saison agricole (FSA) correspond au jour où, après le 30 septembre, il n'y a plus de pluie pendant deux décades consécutives. Elle est considérée comme précoce lorsqu'elle intervient 2 semaines avant la date moyenne et comme tardive quand elle arrive deux semaines après la date moyenne. La longueur de la saison pluvieuse (LSA) correspond à la différence en jours entre les dates de début et de fin de la saison agricole. La comparaison de la DSA avec la durée du cycle végétatif (DCV) de l'arachide a donc permis de mieux apprécier la vulnérabilité de l'espèce à l'instabilité de la seconde saison agricole.

Par ailleurs, l'analyse fréquentielle du DSA a été faite aux fréquences 8 années sur 10 ; 5 années sur 10 et 2 années sur 10 en calculant la fréquence cumulée (Zakari *et al.*, 2012) :

$$F(x) = (i-0,5) / N$$

Dans cette équation, i = rang de l'observation et N = nombre d'observations. Cette analyse a permis de mieux comprendre le niveau de risque encouru par période de semis.

Quant aux informations agro-climatiques (perceptions paysannes sur les risques climatiques et les mesures d'adaptation) obtenues auprès des producteurs, elles ont été traitées grâce à l'utilisation des outils comme la fréquence, le pourcentage et les représentations graphiques.

L'application de la démarche méthodologique décrite ci-haut a permis d'obtenir quelques résultats relatifs à la variabilité de la durée de la seconde saison agricole et de ses incidences sur la production vivrière.

Le test de Pettitt (1979) est utilisé pour apprécier la tendance des LSA et pour identifier d'éventuelles ruptures.

3. Résultats

3.1 Instabilité de la seconde saison agricole

Dans la Commune de Djidja, l'instabilité de la seconde saison agricole se manifeste par une forte variabilité du début et de la fin des pluies (figure 2).

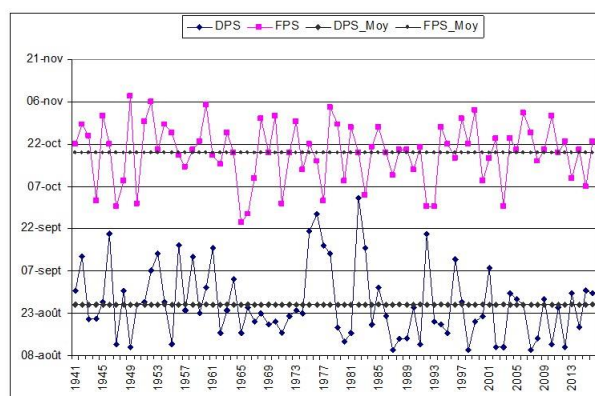


Figure 2. Variabilité interannuelle du début et de la fin de la seconde saison agricole
Source de données : Météo-Bénin

La figure 2 montre que les dates de démarrage et de fin de la seconde saison évoluent en dents de scie, sans aucune périodicité apparente. Au seuil de significativité de 5 %, le test de Pettitt n'a pas indiqué une rupture ni une tendance significative. Il est donc difficile, voire impossible de prévoir avec certitude les périodes de démarrage et de fin de saison agricole, ce qui rend incertaine le déroulement des activités de la campagne agricole. Le tableau 1 donne plus de précisions sur les irrégularités qui affectent le démarrage et la fin de la seconde saison agricole.

Tableau 1. Synthèse des statistiques relatives au début et à la fin de la saison agricole

	Début de saison	Fin de saison	Longueur de saison
Date moyenne	26 août	19 octobre	54 jours
Ecart type	11 jours	13 jours	13 jours
Rapidité record	10 août (1987, 1998 et 2007)	24 septembre (1965)	10 jours (1992)
Retard record	03 octobre (1987)	8 novembre (1949)	89 jours (1949)
Nombre précocité	13 années	25 années	-
Nombre tardif	20 années	5 années	-
2 années sur 10	16 août	29 octobre	74 jours
5 années sur 10	16 août	10 octobre	55 jours
8 années sur 10	7 septembre	10 octobre	33 jours
Début tardif et fin précocité	14 années		

Source des données : Météo-Bénin (1941-2016)

En moyenne la seconde saison agricole commence à la 3^{ème} décade du mois d'août alors que la fin intervient à la 2^{ème} décade du mois d'octobre. La longueur moyenne de la seconde saison agricole est donc d'environ 05 décades et demie. Mais ces valeurs moyennes cachent des disparités. En effet, pour 8 années sur 10, la seconde saison agricole ne dure que 33 jours ; le démarrage et la fin se situent respectivement au début de septembre et au début octobre.

S'agissant des débuts tardifs et des fins précoces (qui entraînent le raccourcissement de la durée de saison agricole), ils ont affecté respectivement 20 et 25 années. Les deux anomalies ont affecté simultanément 14 années. Il convient de signaler que les décennies 1990 et 2000 caractérisées par une reprise des cumuls pluviométriques annuels, n'ont pas été épargnées par les irrégularités relatives à la durée de la seconde saison agricole.

3.2 Incidence de l'irrégularité de la longueur de la saison sur la production vivrière

Sur la période étudiée, la durée moyenne des LSA est 54 jours avec un écart type de 13 jours. A la probabilité de 80 % (fréquence de 8 années sur 10), cette valeur chute à 33 jours. La valeur moyenne des LSA est déjà insuffisante pour les cultures vivrières les plus pratiquées dans le milieu au cours de la seconde campagne agricole. Il s'agit en effet du maïs, de l'arachide, du

niébé, de la tomate dont la durée de cycle culturale varie de 90 (variétés à cycle court) à 120 voire 140 jours (variétés à cycle long), qui sont les plus concernées selon les statistiques agricoles confirmées par les enquêtes de terrain.

Le rapprochement des durées de la croissance des cultures (cycle végétatif long et cycle végétatif court) concernées avec les longueurs des saisons agricoles (figure 3) ont permis de mieux apprécier leur vulnérabilité.

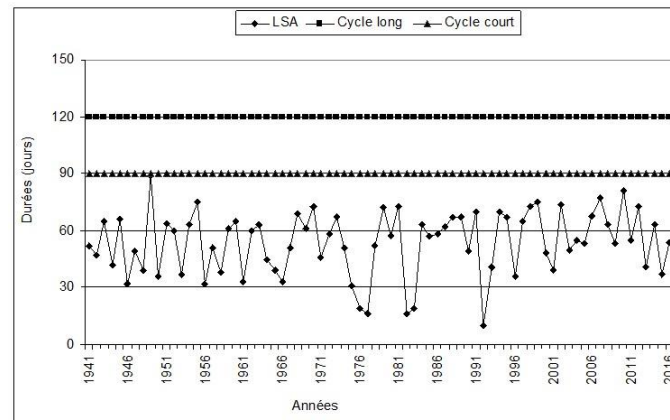


Figure 3. Comparaison de la longueur de la seconde saison agricole avec les durées de croissance des cultures (LSA = durée de la saison agricole)

Source de données : Météo-Bénin 2018 ; CIRAD/GRET, 2002 et Issa, 2012

La figure 3 montre que les longueurs de la seconde saison agricole sont très inférieures à la durée de croissance de variétés à cycle long. La seconde saison agricole la plus longue s'étend sur 89 jours (à peu près la moitié de la durée nécessaire). Il s'ensuit que la culture de ces variétés n'est pas possible pendant la seconde campagne agricole. Les investigations de terrain ont montré que les agents des services d'encadrement déconseillent vivement la culture de ces variétés durant cette période. La majorité des producteurs interrogés (76 %) ont confirmé qu'ils ne produisent plus ces variétés pendant cette seconde saison. Les rares producteurs (15 %) qui le font pratiquent la technique de 'cultures chevauchées' qui consiste à faire le semis de la seconde campagne vers la fin de la première campagne agricole avant les récoltes. L'objectif visé étant de gagner de temps et profiter des dernières pluies de la grande saison.

Même les variétés de culture à cycle court majoritairement cultivées par les producteurs ne trouvent toujours pas des conditions climatiques satisfaisantes en tout cas en ce qui concerne la durée de la saison culturale. Leur durée de croissance végétative est de 90 jours alors que la longueur moyenne de la seconde saison culturale est de 54 jours seulement soit une différence négative de plus de 30 jours. Mais selon les techniciens du service d'encadrement rural, les sols de la commune disposent d'une capacité de rétention en eau permettant aux plantes cultivées d'accéder à la ressource hydrique pendant 1 à 2 décades après les dernières pluies. Ainsi, une saison agricole de longueur supérieure ou égale à 70 jours peut permettre aux variétés à cycle végétatif court d'arriver à maturité. Par contre, lorsque la longueur de la saison agricole est inférieure à 60 jours, la production agricole est compromise voire impossible. Seules 13 sur 89 années (soit 13 %) ont une longueur de saison agricole atteignant les 70 jours tandis que 40 sur 89 (soit 45 %) ont une longueur de saison agricole inférieure à 60 jours.

Les analyses ont en outre, montré que toutes les années caractérisées par un début tardif et/ou une fin précoce ont systématiquement une longueur de saison agricole inférieure à 70 jours. Ainsi, un démarrage tardif ou une fin précoce de la saison compromet les cultures de la seconde saison. De même, les années de démarrage et de fin de la saison normales (interviennent à des

dates proches des valeurs moyennes) n'ont pas toujours eu la longueur de saison agricole atteignant les 70 jours.

D'après les enquêtes, l'instabilité de la seconde saison induit la baisse de rendements agricoles (95 %), la baisse des superficies emblavées (85 %), la mauvaise qualité des récoltes (70 %) et les récoltes difficiles surtout en ce qui concerne l'arachide. Les mesures d'adaptations mises en œuvre quant à elles concernent l'adoption des variétés culturales à cycle court (85 %), la technique de culture chevauchée (65 %), l'utilisation des engrais chimiques (45 %).

Conclusion

Même s'il n'y a pas de tendance significative, la variabilité intra-saisonnière des pluies de la seconde saison se manifeste notamment par la forte occurrence des démarrages tardifs et/ou des fins précoces des pluies, induisant le raccourcissement de la durée de ladite saison. Un tel contexte compromet sérieusement la production vivrière de la seconde campagne agricole avec des risques d'insécurité alimentaire et d'indisponibilité de semences pour la grande campagne suivante.

Ces résultats suggèrent que les politiques et projets de développement agricole intègrent davantage les incertitudes pluviométriques intra-saisonnières qui paraissent très déterminants pour une bonne campagne agricole.

Références bibliographiques

- Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans Bénin central et septentrional : Etude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de doctorat nouveau régime. Paris IV-Sorbonne. 428 p.
- Alhassane A., Salack S., LY M., LonA I., Traore S. et Sarr B., 2013 : Évolution des risques agro-climatiques associés aux tendances récentes du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. *Sécheresse*, 24 : 282-93.
- Balme M., Galle S. Lebel T., 2005 : Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Sécheresse*, 16 (1) : 15-22.
- Boko M., 1988 : *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d'Etat ès lettres, Dijon 607 p.
- Diop M., 1996 : A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, 7 : 7-15.
- Issa M-Sani, Zakari S., Yabi I. et Afouda F., 2017. Vulnérabilité de la production agricole face à l'instabilité intra-saisonnière des pluies dans le Département du Borgou au Bénin. *Revue de géographie du laboratoire Leïdi*, Saint Louis, Sénégal, 16, 211-227.
- Sané T., Diop M. et Sagna P., 2008 : Etude de la qualité de la saison des pluvieuse en Haute-Casamance (Sud Sénégal). *Sécheresse*, 19 (1) : 23-28.
- Yabi I., Chabi Ayédèguè P. B. et Wokou G. C., 2013. Perturbations pluviométriques de la seconde saison agricole dans le Département des collines au Bénin. *Revue de Géographie de Lomé*, n° 10, 142-153.
- Yabi I., Ogouwalé E., Afouda F. et Boko M., 2011. Contraintes climatiques et développement agricole au Bénin. *Annales de la Faculté des Lettres, Arts et Sciences Humaine (FLASH) de l'Université d'Abomey-Calavi (Bénin)*, 17(2), 13-30.
- Yabi I., 2013. Incidences de la variabilité de la durée de la seconde saison agricole sur la production de l'arachide dans la commune de Savalou au Bénin. *Revue de géographie du laboratoire Leïdi*, Saint Louis, Sénégal, 11, 58-74.
- Zakari S., Yabi I. Ogouwalé E. et Boko M., 2012. Analyse de quelques caractéristiques de la saison des pluies dans le Département du Borgou (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Actes du XXV^{ème} Colloque de l'AIC*, Grenoble, France, pp. 693-698.

LISTE DES AUTEURS

ABBASSI M.....	549	CHAAOUAN J.....	409
ABDERRAHMEN A.....	549	CHARFI S.....	341
ACQUAOTTA F.....	157	CHORI M.....	447
ADDOUR.....	469	CODET-HACHE O.....	253
ADETONA L.....	3	COHEN M.....	39
AFFIAN K.....	133	CONSTANTIN (OPREA) D.M.....	543
AFOUDA F.....	585	CROITORU A.E.....	511
AGNOLIN E.....	335	CURT T.....	169
AGUERBI JAOUADI H.....	241	DA ROCHA G.....	353
AHOUANSOU-MONTCHO S.....	297	DAHECH S.....	347, 359
AKOGNONGBE A.....	27	DAHMAN A.....	33
AL ATRACH M.....	127	DEKOUTSIDIS G.....	391
ALEXE M.....	385	DEREX L.....	561
ALLECHY F.B.....	133	DIEDHIOU A.....	259
ALONSO L.....	427	DIOMANDE B.....	309
ALVES M.P.A.....	139	DIOP L.....	505
AMOUSSOU E.....	27, 277, 297, 303	DJAMAN K.....	505
ANAGNOSTOPOULOU C.....	487, 523, 537	DJOSSOU R.....	145
ANDRIAMAMPIHANTONA F.....	45	DODET M.F.....	253
ATCHADE G.....	145	DOSSOU Y.....	309
ATIYE Y.E.....	145	DOTSEVI D.A.....	277
AUBERT J.F.....	83	DOUGNON D.L.....	145
AVAHOUI C.N.N.....	303	DOUGUÉDROIT A.....	453
AVILA F.....	151	DUBREUIL V.....	83, 247, 353
BACCAR A.....	199	DUDEK J.....	253
BAHOU A.....	463	DUMAS D.....	169
BARONETTI A.....	157	DUPUIS V.....	377
BASTIN S.....	39	EL FELLAH B.....	101
BATABLINLE L.....	9, 27	EL FILALI A.....	459
BEAUVAIS F.....	71	EL KHOURY C.....	561
BECHI G.....	309	EL MELKI T.....	163
BELHAJ KHEDHER C.....	163	ELY D.F.....	493
BEN BOUBAKER H.....	241	EMERY J.....	253
BEN FRAJ T.....	549	ESSALEK B.....	463
BEN OUEZDOU H.....	549	EUCHI H.....	347, 359
BEZERRA B.....	247	FALEH A.....	409
BIEMI J.....	283	FALLOT J.M.....	549
BIGOT S.....	169	FEHRI N.....	127, 199
BITS A E.....	441	FEIDAS H.....	391
BODIAN A.....	505	FERNANDES DE OLIVEIRA M.M.....	555
BOIS B.....	181	FILALI A.....	15
BOKO M.....	297	FLOCAS H.....	441
BONNARDOT V.....	83	FRATIANNI S.....	157
BOUAZIZ R.....	77	FREYSSENGE J.....	561
BOUBEKRI A.....	15	GAVRILESCU C.....	181
BOUKHIDOUS M.....	265	GAVROUZOU M.....	397
BOURGOU-ABDAOUI M.....	241	GBADAMASSI F.....	3
BRAKI E.....	537	GBALOU D.....	309
BROU T.....	169	GHRIBI M.....	359
CALIANNO M.....	549	GKIKAS A.....	397
CANELLAS C.....	517	GONZÁLEZ-HIDALGO J.C.....	157
CANTAT O.....	71	GOUDARD G.....	187
CARABLAISA S.....	175	GRANJON L.....	253
CASTEL T.....	181	GRECU F.....	175
CASTELHANO F.....	223	GRIGORE E.....	543
CELESTIN M.....	9	HADJINICOLAOU P.....	529

HAMMOUDY W.	33	MARTIN PH.	499
HANCHANE M.	469	MASTERE M.	101
HATZAKI M.	441	MBADINGA I.	217
HATZIANASTASSIOU N.	397	MBADINGA IGALY E.	327
HEDIBLE S.C.	365	MBANI MFOUTOU C.	315
HENIA L.	193	MELEC D.	83
HENRY S.T.	475	MEME K.	83
HLAOUI Z.	193	MENDONÇA F.	475
HMIDI N.	199	MENDONÇA F.	223, 353, 555
HODOR N.	567	MENDONÇA F.A.	187
HOLOBĂCĂ I.H.	385, 481	MILANO M.	549
HOUNDENOU C.	27, 277, 297	MJEJRA M.	229
HOUNDOLO N.R.	63	MOREIRA A.B.	235
HOURS T.	205	MORIN G.	573
HSAINÉ M.	33	MORON V.	259
IBIASSI MAHOUNGOU G.	315	MOUILLOT F.	163
ILMEN R.	33	MRABTI M. (1)	241
INDJIELEY M.	217, 327	MURARA P.	335
IOANA-TOROIMAC G.	543	MUTTI P.	247
ISSA M.S.	585	MYRIOUNIS C.	119
IVAN K.	385	N'GUESSAN B.V.H.	133
JANICOT S.	259	N'GUESSAN BI V.H.	283
JUVANON DU VACHAT R.	21	NAHLI A.	463
KAIS H.	371	NASCIMENTO J.R.L.	139
KANJAA R.	15, 459	NDIAYE P.M.	505
KARACOSTAS T.	415	NÓBREGA R.S.	235
KARROUK M.S.	409	OBDA K.	469
KARTSIOS S.	421	OGA Y.M.S.	283
KATRAGKOU E.	415, 421	ONTEL I.	543
KERMADI S.	205	OUATTAB M.	33
KINGSTON D.	321	OUDIN L.	39
KLANGIDOU M.	529	OUESLATI B.	259
KODJA D.J.	27	OUVRIÉ M.	181
KOLA E.	89, 107	PATUREL J.E.	27
KOROLOGOU M.	403	PAVLIDIS V.	415
KOUMASSI D.	211	PERGAUD J.	253
KOUMASSI H.	145	PILABINA S.	89, 107
KOUROUTZOGLOU J.	441	PILLOT L.	253
KPAN O.J.G.	283	PINNA T.	39
KUTIEL H.	321	POHL B.	253, 259
LAKHOUAJA H.	409	PRESVELOU I.	421
LARMURE A.	181	PROESTOS Y.	529
LASSEGRES P.	517	QUÉNOL H.	113, 573
LAWIN A.E.	9	RAKOTOARISOA D.	45
LAZOGLOU G.	487	RANDRIAMIFIDISON R.F.A.	45
LE ROUX R.	113, 573	RAYMOND F.	259
LE TREUT H.	39	RAZANAKA S.	169
LELIEVELD J.	529	REGA M.	253
LIMBERGER L.	493	RENARD F.	427, 561
LUIZ G.C.P.	95	REYNARD E.	549
MADÉLIN M.	377	RICHARD Y.	181, 253
MADÉLINE P.	71	ROMÃO P.A.	95
MAHE G.	27, 297	ROME S.	259
MAHERAS P.	523	RONCHAIL J.	39
MALOBA M.	217	ROUSSEAU D.	51
MALOBA MAKANGA J.D.	327	ROUSSEL I.	57
MANIAKA F.W.	315	RUDEVA I.	441
MAQUAIRE O.	101	SALINGER J.	321
MARINICĂ A.F.	543	SALOU I.	15, 33, 459, 463
MARINICĂ I.	543	SAMAALI H.	229

SARRAS CHR.....	403	TRABOULSI M.	523
SBAI A.....	265	TSIAVAHANANAHARY T.J.....	45
SCHOTT AM.	561	TSIKERDEKIS A.....	119
SCRIPCĂ A.S.	511	TSIROGIANNIS I.	119
SEBBAR A.....	33, 459	TUDOSE T.....	567
SILVEIRA R.B.....	139	VAIRET T.....	253
SIMON P.....	517	VAN VLIET-LANOE B.....	101
SIOUTAS M.....	579	VARRAS G.....	119
SKOULIKARIS C.	487	VELIKOU K.	433
SMIHROY.....	459	VERGER A.C.....	83
SOHOUNOU M.	145	VICENTE-SERRANO S.M.	157
SOUBEYROUX J.M.	517	VIGNINOU T.....	63
STURMAN A.	573	VISSIN E.W.....	27, 145, 297, 365
TABOU T.....	289	VLASSI AD.	403
TAPE S.P.....	271	VODOUNOU J.B.	3
TAZAROURTE K.	561	WANDERLEY L.S.A.....	235
TEODOR M.	175	YABI L.....	63, 89, 107, 277, 289, 585
THÉVENIN D.	253	YAPI A.F.	133, 283
THÉVENIN T.....	253	YOUAN TA M.....	133
TIȘCOVSCHI A.A.	543	ZAHARIA L.....	543
TISSOT C.....	113	ZAKARI S.....	289, 585
TOLIKA K.	433, 447, 523	ZAMPARONI C.A.P.	235
TOSSOULEGUE S.....	365	ZANIS P.....	119, 415
TOTIN G.F.....	297	ZITTIS G.....	529
TOTIN VODOUNON S.H.....	277, 297, 303		

