



AIC TOULOUSE 2022

35^{ème} colloque annuel
de l'Association Internationale
de Climatologie

**CENTRE INTERNATIONAL
DE CONFÉRENCES**

6-9 JUILLET 2022
Météo-France, Toulouse, FRANCE

Le changement climatique, les risques et l'adaptation.

ACTES DU COLLOQUE

TOME 1

Éditeurs scientifiques

Jean-Michel SOUBEYROUX - *Météo-France*

Dominique SERÇA - *Université Toulouse III Paul Sabatier*

LE MOT DES ORGANISATEURS

Après l'annulation du 33^e colloque AIC de Rennes 2020 pour cause de COVID et l'organisation en distanciel du 34^e colloque AIC de Casablanca 2021, la 35^e édition du colloque AIC à Toulouse en 2022 est d'abord marquée par le plaisir de pouvoir se retrouver ensemble entre collègues et amis de l'association pour partager les résultats de nos travaux scientifiques mais aussi nos combats pour une meilleure prise en compte du changement climatique dans notre société.

L'organisation du 35^e colloque, lancée dès l'été 2020, a été préparée avec la volonté de rassemblement des différents laboratoires travaillant sur le climat à Toulouse autour de Météo-France (Direction de la Climatologie et des Services Climatiques) et de l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (Laboratoire d'Aérodynamique de l'Observation Midi Pyrénées). Ainsi le CESBIO a activement participé à l'organisation grâce à Lionel JARLAN que nous remercions vivement, tandis que l'Université Toulouse 2 Jean Jaurès a soutenu l'organisation du colloque et s'est impliquée dans les activités du Comité Scientifique.

Conscients de l'ampleur de la tâche d'organisation d'un tel événement et du niveau d'excellence développée au fil des années, nous avons voulu aussi nous entourer de l'expérience des membres du bureau de l'AIC en la personne de Valérie BONNARDOT et Sandra ROME qui nous ont accompagné et conseillé au quotidien. Nous les remercions très vivement.

Du point de vue logistique, le 35^e colloque de l'AIC se déroulera dans les locaux du Centre International de Conférences de la Métropole à Toulouse, gracieusement mis à disposition par Météo-France et s'appuie sur la maîtrise de l'organisation de tels événements de l'ensemble de son personnel, à commencer par Philippe CAILLE son responsable et Isabelle VARIN, sa précieuse assistante.

L'organisation du colloque a aussi bénéficié de l'appui d'importants sponsors parmi lesquels on souhaite particulièrement remercier la Mairie de Toulouse, la région Occitanie, l'Université Paul Sabatier ainsi que l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). L'organisation de l'excursion scientifique à l'Observatoire du Pic du Midi (berceau de l'observatoire météorologique en France dès 1881) a été facilitée par l'Observatoire Midi Pyrénées (OMP), notamment pour la possibilité de visite personnalisée avec les chercheurs présents sur le site.

Le thème principal du colloque sur le changement climatique, les risques et l'adaptation s'inscrit dans l'actualité scientifique très riche des douze derniers mois ayant vu la publication de trois rapports du GIEC, la très importante COP26 de Glasgow et de nombreux débats sur l'urgence climatique insuffisamment prise en compte par nos dirigeants. Il donne une opportunité unique de regard international sur cette question dans un contexte de multiplication d'événements extrêmes tels que canicules aujourd'hui associées aux dômes de chaleur tels que rencontrés l'été dernier au Canada ou sur le bassin Méditerranéen et leurs corollaires sous forme d'incendies dévastateurs, de pluies extrêmes ayant causé tant de victimes et de dégâts en Europe (Allemagne et Belgique), aux Etats Unis (New York) et en Chine, les cyclones tropicaux mais aussi de démarches innovantes d'adaptation à l'échelle des territoires.

Les autres thématiques retenues pour le colloque dans le contexte notamment des différents thèmes de recherche sur le climat à Toulouse ont été l'observation et la modélisation du climat, la télédétection, le climat urbain, le climat de montagne, climat et santé, l'hydroclimatologie, l'agroclimatologie ainsi que climat, qualité de l'air et énergie.

L'appel à communication a recueilli 185 propositions provenant de 17 pays différents répartis sur 3 continents : Europe, Afrique et l'Amérique. 170 propositions ont été soumises au processus de revue piloté par un comité scientifique international de 55 membres provenant de 15 pays.

Au final, 114 communications ont été retenues pour être publiées dans les actes, ainsi que deux conférences invitées sur les thèmes principaux du colloque :

- une première par Hervé DOUVILLE, chercheur sur le climat au CNRM, sur la question de la place de l'eau dans les politiques de lutte contre le changement climatique
- une deuxième par David SALAS Y MELIA, Responsable du Laboratoire sur le climat (GMGEC) au CNRM et membre du bureau du Réseau d'Expertise sur le Changement Climatique en Occitanie (RECO), dédiée aux rôles et fonctionnement des structures interface « recherche - décision ».

Nous ne pouvons pas terminer cette présentation du 35^e colloque sans mentionner l'exigence de parité homme-femme qui nous a guidé aux différentes étapes de l'organisation et s'est traduite notamment à travers la composition du comité d'organisation et l'attribution des présidences de séance des différentes sessions.

En vous souhaitant une bonne lecture.

Jean-Michel SOUBEYROUX
Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques)

et

Dominique SERCA
Université Toulouse III, Paul Sabatier, Laboratoire d'Aérodynamique

COMITÉ SCIENTIFIQUE

Nous remercions vivement tous les membres du comité scientifique pour leur dévouement à relire de manière attentive les textes qui leur ont été confiés et sans qui, ces actes n'auraient pas eu une aussi grande qualité scientifique.

Nathalie BARETTE	Daniel JOLY
Habib BENBOUBAKER	Pierre KASTENDEUCH
Sylvain BIGOT	Saida KERMADI
Valérie BONNARDOT	Aude LEMONSU
Élodie BRICHE	Renan LE ROUX
Pierre CAMBERLIN	Malika MADELIN
Olivier CANTAT	Panagiotis MAHERAS
Pierre CARREGA	Nicolas MARTIN
Dana Oprea CONSTANTIN	Francisco MENDONCA
Lola CORRE	Zora MHEDHBI
Salem DAHECH	Vincent MORON
Fabiana Ely DEISE	Olivier PLANCHON
Sébastien DOUTRELOUP	Hervé QUENOL
Gilles DROGUE	Yves RICHARD
Agathe DROIN	Sandra ROME
Vincent DUBREUIL	David SALAS Y MELIA
Taoufik ELMELKI	Abdelmalik SALOU
Wilfried ENLICHER	Dominique SERÇA
Joan ESTRANY	Fabien SOLMON
Pierre ETCHEVERS	Jean-Michel SOUBEYROUX
Jean-Michel FALLOT	Laurent TERRAY
Guillaume FORTIN	Myriam TRABOULSI
Mercedes FOURMENT	Albin ULLMAN
Sinda HAOUES JOUVE	Marc VANDIEPENBECK
Julia HIDALGO	Expedit VISSIN
Iulian HOLOBĂCĂ	Liliana ZAHARIA
Lionel JARLAN	

COMITÉ D'ORGANISATION

Jean-Michel **SOUBEYROUX**
Météo-France
Direction de la Climatologie et des Services
Climatiques

Dominique **SERÇA**
Université Toulouse III, Paul Sabatier
Laboratoire d'Aérodynamique

Valérie **BONNARDOT**
Université Rennes 2
UMR 6554 LETG

Lionel **JARLAN**
Institut de Recherches pour le Développement et
Centre d'Études Spatiales de la Biosphère

Philippe **CAILLE**
Météo-France
Direction de la Communication

Sandra **ROME**
Université Grenoble Alpes

Agathe **DROUIN**
Météo-France
Direction de la Climatologie et des
Services Climatiques

Isabelle **VARIN**
Météo-France
Direction de la Communication

PARTICIPANTS



INTRODUCTION

L'EAU RESTE L'ANGLE MORT DES POLITIQUES DE LUTTE FACE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Hervé DOUVILLE

page 12

SESSION OBSERVATION ET MODÈLES

ÉVOLUTION PASSÉE ET FUTURE DES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES SUR LES RÉGIONS MÉDITERRANÉENNES

Jean Michel SOUBEYROUX, Brigitte DUBUISSON, Viviane GOUGET, Raphaëlle SAMACOITS

page 21

ÉVOLUTION DE LA COUVERTURE NUAGEUSE BASSE DE SAISON SÈCHE SUR LA FAÇADE ATLANTIQUE DE L'AFRIQUE CENTRALE DE L'ÉCHELLE DIURNE À INTERANNUELLE

Vincent MORON, Raffael AELLIG, Lewis BACKITA, Alexandre BERGER, Sylvain BIGOT, Pierre CAMBERLIN, Thierry CASTEL, Olivier CHAMPAGNE, Andreas FINK, Peter KNIPPERTZ, Jean Damien MALOBA MAKANGA, Armand MARISCAL, Béatrice MOREL, Amine OUHECHOU, Julien PERGAUD, Nathalie PHILIPPON, Gaston SAMBA, Geneviève SEZE

page 27

LES TORNADES EN FRANCE : ÉTUDE SPATIO-TEMPORELLE D'UN PHÉNOMÈNE SOUS-ESTIMÉ

Mathieu LACROIX, Saïda KERMADI, Agnès TAMBURINI, Benoît THOMÉ

page 31

ESSAI D'ÉTUDE DES TYPES DE CIRCULATION À DIFFÉRENTES ALTITUDES : L'EXEMPLE DE BEYROUTH

Myriam TRABOULSI, Konstantia TOLIKA, Christina ANAGNOSTOPOULOU, IOANNIS TEGOULIAS, Panagiotis MAHERAS

page 40

LES OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES DE DUHAMEL DU MONCEAU DE 1740 À 1780

Daniel ROUSSEAU

page 46

CLIMATOLOGIE DES TROMBES EN FRANCE : CONTEXTE MÉTÉOROLOGIQUE

François PAUL

page 53

PROJECTIONS CLIMATIQUES CMIP6 À L'ÉCHELLE DU SUD-OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE : ÉVOLUTION DES CONTRAINTES THERMO-PLUVIOMÉTRIQUES POUR LES PRINCIPAUX AGROSYSTÈMES ASSOCIANT CACAO, HÉVÉA, PALMIER À HUILE ET MANIOC

Sylvain BIGOT, Dominique DUMAS, Télesphore Y. BROU, Dabissi D. NOUFE, Pauline DIBI, Kouadio N'DA, Stéphanie D. K. HOUPHLET, François MUNOZ, Arona DIEDHIOU, Christian CILAS

page 60

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES EXTRÊMES DE TEMPÉRATURES AU MAROC

Wahib HAMMOUDY, Rachid ILMEN, Mohamed SINAN

page 67

ANALYSE DES ONDES D'EST AFRICAINES ET SURVENANCE DES PLUIES DURANT LA CIRCULATION DE LA MOUSSON EN AFRIQUE DE L'OUEST

Edgard Arcade DANNOU, Japhet KODJA, Arnaud Valéry Vidéssé HOUETO, Ernest AMOUSSOU, Constant HOUNDENOU, Expédit Wilfried VISSIN, Justin NOUKPOZOUNKOU

page 75

LA FIABILITÉ DES DONNÉES D'INTENSITÉ OBTENUES PAR RECONNAISSANCES AÉRIENNES DANS LES TYPHONS DES CATÉGORIES 4 ET 5 (1980-1987)

Karl HOARAU, Mark LANDER, Freddy VINET, Chip GUARD, Roger EDSON

page 80

ANALYSE DES TENDANCES PLUVIOMETRIQUES DES DONNEES HOMOGENEISEES DU RESEAU D'OBSERVATION CLIMATIQUE DE LA REGION FES-MEKNES (MAROC)

Mohamed HANCHANE¹, Redouane KESSABI¹, Jose A GUIJARRO²

page 85

ÉVOLUTION DU NIVEAU D'EAU DANS LES PRINCIPAUX BASSINS D'EAUX SOUTERRAINS DU MONDE ET IMPACTS POTENTIELS SUR LES POPULATIONS

Maya COSTANTINI, Jeanne COLIN, Bertrand DECHARME

page 91

ATTITUDE ET PERCEPTION DES COMMUNAUTÉS VOISINES DES AIRES PROTÉGÉES SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE : IMPLICATION À LA CONSERVATION

Hajaniaina RASOLOARISON, Nirhy RABIBISOA

page 97

EVALUATION OF CLIMATE CHANGE IMPACT ON SOIL EROSION IN ROMANIA

Cristian PATRICHE, Rosca BOGDAN, Radu Gabriel PIRNAU, Liviu Mihai IRIMIA

page 105

MINIMUM AIR TEMPERATURES GOING TO EXTREMES IN BRAȘOV CITY (ROMANIA)

Raul-Gabriel ILEA, Nicoleta IONAC, Dana-Maria CONSTANTIN (OPREA), Elena GRIGORE

page 111

LA SURVEILLANCE DU CLIMAT PLANÉTAIRE AVEC LE SMOC

Régis JUVANON DU VACHAT

page 118

PROJECTIONS DU CONFORT THERMIQUE DURANT LE XXIÈME SIÈCLE À NICE PAR DOWNSCALING STATISTIQUE

Nicolas MARTIN

page 124

NUMERICAL SIMULATION USING WRF MODEL OF THE JANUARY 2002 OFF-SEASON EXTREME CLIMATE EVENT OVER WESTERN SAHEL

Abdoulaye SARR

page 131

VARIABILITÉ DES PRÉCIPITATIONS DANS LE SUD DU BRÉSIL ET SON ASSOCIATION AVEC DIFFÉRENTS TYPES D'EL NIÑO – OSCILLATION AUSTRALE (ENSO)

Gabriela GOUDARD, Leila LIMBERGER, Francisco MENDONÇA

page 136

**ÉVALUATION DU MODÈLE ARÔME POUR APPRÉHENDER L'ÉVOLUTION PASSÉE ET
FUTURE DU CLIMAT DANS LES ALPES FRANÇAISES**

Diego MONTEIRO, Cécile CAILLAUD, Raphaëlle SAMACOÏTS, Matthieu LAFAYSSE, Samuel MORIN

page 143

LA VIGNE EN BRETAGNE SOUS OBSERVATION CLIMATIQUE

Valérie BONNARDOT, Jeanne THIBAUT, Théo PETITJEAN, Cyril TISSOT, Hervé QUENOL

page 150

**USING KÖPPEN CLIMATE CLASSIFICATION AS A DIAGNOSTIC TOOL TO QUANTIFY
CLIMATE VARIATION IN SOUTHWEST BULGARIA**

Hristo POPOV

page 157

**QUELLE CONFIANCE ACCORDER AUX DONNÉES CMIP-6 POUR L'ESTIMATION DES
PRÉCIPITATIONS ?**

Jean Claude BERGES

page 164

ÉVOLUTION PASSÉE ET FUTURE DES VAGUES DE CHALEUR EN FRANCE

Michel SCHNEIDER, Lola CORRE

page 171

SESSION TÉLÉDÉTECTION

MAPPING THE SPATIAL-TEMPORAL VEGETATION RESPONSE TO DROUGHTS IN NORTHERN ITALY

Alice BARONETTI, Matia MENICHINI, Antonello PROVENZALE

page 177

VARIABILITÉ INTERANNUELLE DU RAYONNEMENT SOLAIRE INCIDENT SUR LA FAÇADE ATLANTIQUE D'AFRIQUE CENTRALE.

Amine OUHECHOU, Nathalie PHILIPPON, Béatrice MOREL

page 183

UTILISATION DE L'IMAGERIE RADAR (SENTINEL 1 ET 3) POUR LA SURVEILLANCE DU LAC D'AYAMÉ DANS LE SUD-EST DE LA CÔTE D'IVOIRE

Télesphore Y. BROU, Dabissi NOUFE, Dominique DUMAS, Sylvain BIGOT, Pauline DIBI-ANO

page 189

RAINFALL EXTREMES IN NORTHERN CHILE: CLIMATOLOGY, TRENDS, AND ECOSYSTEM RESPONSES IN SALT MARSH REGIONS

Pablo SARRICOLEA¹, Hugo ROMERO¹, Vincent DUBREUIL², Pedro MUTTI³, Damien ARVOR²

page 198

RÉSILIENCE ET ADAPTATION DES TERRITOIRES AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES EXEMPLE DE LA GESTION DU RUISSELLEMENT EN ESPACE RURAL DANS L'AUDE

Sébastien LE CORRE, Gwendoline BLANCHET, Pauline GUNTZBURGER, Hélène DE BOISSEZON, Nancy OLIVETO ERVITI, Adrien SOLACROUP, Fabien DALLOCCHIO, Nathalie CLARENC

page 203

ESTIMATION DES TEMPÉRATURES DE SURFACES(LST) À SFAX (TUNISIE) EN ÉTÉ : EXEMPLES DU 26 JUILLET ET DU 11 AOÛT 2021

Hamdi EUCHI, Salem DAHECH

page 210

LA MESURE DU DÉSÉQUILIBRE ÉNERGÉTIQUE PLANÉTAIRE PAR GÉODÉSIE SPATIALE POUR CONTRAINDRE LE BILAN D'ÉNERGIE GLOBAL ET ESTIMER LA SENSIBILITÉ CLIMATIQUE

Jonathan CHENAL, Benoît MEYSSIGNAC, Alejandro BLAZQUEZ, Robin GUILLAUME-CASTEL

page 217

A SURFACE ALBEDO PRODUCT AT HIGH SPATIAL RESOLUTION FROM A COMBINATION OF SENTINEL-2 AND SENTINEL-3 DATA: TEMPORAL MONITORING OF AGRICULTURAL ALBEDO AND CARBON FLUXES

Jérémy AUCLAIR, Jean-Louis ROUJEAN, Eric CESCHIA, Morgan FERLICOQ, Julien MICHEL, Pierre MISCHLER, Jonathan LEON TAVARES

page 224

CARACTÉRISATION DES IMPACTS DES VARIABILITÉS CLIMATIQUES SUR LA SÈCHERESSE AGRICOLE - CAS DU BASSIN DE LA MOYENNE MOULOUIYA - MAROC

Nezha LGHABI, Mohamed LAMAAMRI, Abdelkhalek GHAZI, Khaoula FARIS

page 231

**CONTRIBUTION DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE À L'ÉTUDE DES INCENDIES
CATASTROPHIQUES DE 2021 DANS UN CONTEXTE MÉDITERRANÉEN DE CHANGEMENT
CLIMATIQUE : CAS DE L'INCENDIE DE JBEL SOUGNA AU RIF MAROCAIN**

El houcine LAKHOUAJA, ESSALEK B., NAHLI A. ET HANCHANE M

page 238

**POTENTIEL DES INDICES SPECTRAUX POUR LE SUIVI EN TEMPS QUASI-REEL DU RISQUE
DE LA SECHERESSE AUTOMNALE DANS LE BASSIN VERSANT DE MAJERDA (TUNISIE)**

Mustapha MJEJRA

page 245

**ÉVALUATION DE LA SÉCHERESSE CLIMATIQUE ET DE SON IMPACT SUR LE PLAN D'EAU
DU BARRAGE HASSAN ADDAKHIL (MAROC)**

Abderrazzak SADIKI, Mohamed HANCHANE

page 252

L'EAU RESTE L'ANGLE MORT DES POLITIQUES DE LUTTE FACE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE

WATER REMAINS A BLIND SPOT IN CLIMATE CHANGE POLICIES

Hervé DOUVILLE¹

¹ *Météo-France/CNRM/GMGEC, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France
(herve.douville@meteo.fr)*

Résumé : Pour la première fois dans le dernier rapport en date du GIEC, l'eau a fait l'objet d'un chapitre dédié dans chacun des groupes de travail 1 (AR6 WG1 Chapter 8) et 2 (AR6 WG2 Chapter 4). Néanmoins, je suggère ici que l'eau n'a pas encore reçu toute l'attention qu'elle mérite dans les politiques de lutte face au changement climatique pour au moins quatre raisons : 1) l'accent historique mis sur les changements de température a encore été renforcé par l'utilisation de niveaux de réchauffement global, 2) les aérosols anthropiques puis l'attention croissante accordée aux phénomènes météorologiques extrêmes ont eu pour effet collatéral d'occulter des évolutions à bas bruit mais tout aussi préoccupantes sur les ressources en eau, 3) le rôle de l'eau dans les stratégies d'adaptation n'a pas encore été reconnu de manière adéquate, 4) la faisabilité et l'efficacité de certaines stratégies d'atténuation dépendent fortement de l'évolution des ressources en eau.

Mots-Clés : changement climatique, eau, adaptation, atténuation

Abstract: For the first time in the latest IPCC report, water has been given a dedicated chapter in each of the Working Groups 1 (AR6 WG1 Chapter 8) and 2 (AR6 WG2 Chapter 4). Nevertheless, I argue here that water has not yet received the attention it deserves in climate change policies for at least four reasons: 1) the historical focus on temperature change has been further reinforced by the use of global warming levels, 2) anthropogenic aerosols and the increasing attention to extreme weather events has had the collateral effect of obscuring low-key but equally worrying changes in water resources, 3) the role of water in adaptation strategies has not yet been adequately recognised, 4) the feasibility and effectiveness of some mitigation strategies is highly dependent on changes in water resources.

Keywords : climate change, water, adaptation, mitigation

Introduction

Cette contribution est largement inspirée d'un article de synthèse sollicité par la revue interdisciplinaire PLOS Water (Douville et al., 2022a) en vue de sensibiliser un peu plus les scientifiques, le GIEC et les décideurs à la complexité des questions associées aux changements du cycle de l'eau. Il n'engage pas la responsabilité de l'ensemble des auteurs du dernier rapport du GIEC et ne porte pas sur le sujet majeur de l'évolution des précipitations extrêmes (cf. Chapitre 11 de l'AR6 WG1). Contrairement à la vision dominante au sein du GIEC, la question de la sensibilité climatique n'est pas réductible à celle des changements de température et la question des changements hydrologiques ne relève pas uniquement des stratégies d'adaptation. Il est donc urgent de (re)penser les multiples dimensions et interactions du cycle de l'eau, de sorte que les politiques de lutte face au changement climatique soient plus pertinentes et plus résilientes face aux dérèglements climatiques, aussi bien sur le plan mondial qu'à l'échelle régionale.

1. La température globale ne dit pas tout

Il est important que les scientifiques s'accordent sur la meilleure manière d'informer les décideurs sur l'évolution attendue du climat et de ses manifestations les plus extrêmes à l'échelle régionale. Pour la première fois dans l'histoire du GIEC, les projections mondiales de la température moyenne globale

n'ont pas été basées sur les sorties brutes des modèles, mais sur des projections contraintes via la compréhension des processus de rétroaction, les enregistrements paléoclimatiques et/ou le réchauffement historique observé (ex : Sherwood et al., 2020). Un sous-ensemble de modèles CMIP6 a notamment été considéré comme "trop chaud" au cours des dernières décennies pour être aussi crédibles que les autres dans les scénarios du 21^{ème} siècle (ex : Ribes et al., 2021). Cette révolution silencieuse signe la fin de la "démocratie des modèles", du moins en ce qui concerne les projections du réchauffement global et l'élévation du niveau de la mer.

Face à ces avancées récentes, certains scientifiques ont appelé la communauté de recherche sur le climat à éliminer ou pondérer les projections fournies par les modèles suspectés de surestimer le réchauffement global (Hausfather et al., 2022). Ils semblent ainsi sous-estimer la complexité du problème et le fait que de nombreux changements du cycle de l'eau ne dépendent pas seulement du niveau moyen de réchauffement global, mais aussi de la répartition spatiale du réchauffement global et d'un ajustement de l'atmosphère et de la végétation à l'accroissement du CO₂ atmosphérique (ex : Douville et John, 2021 ; Fig. 1).

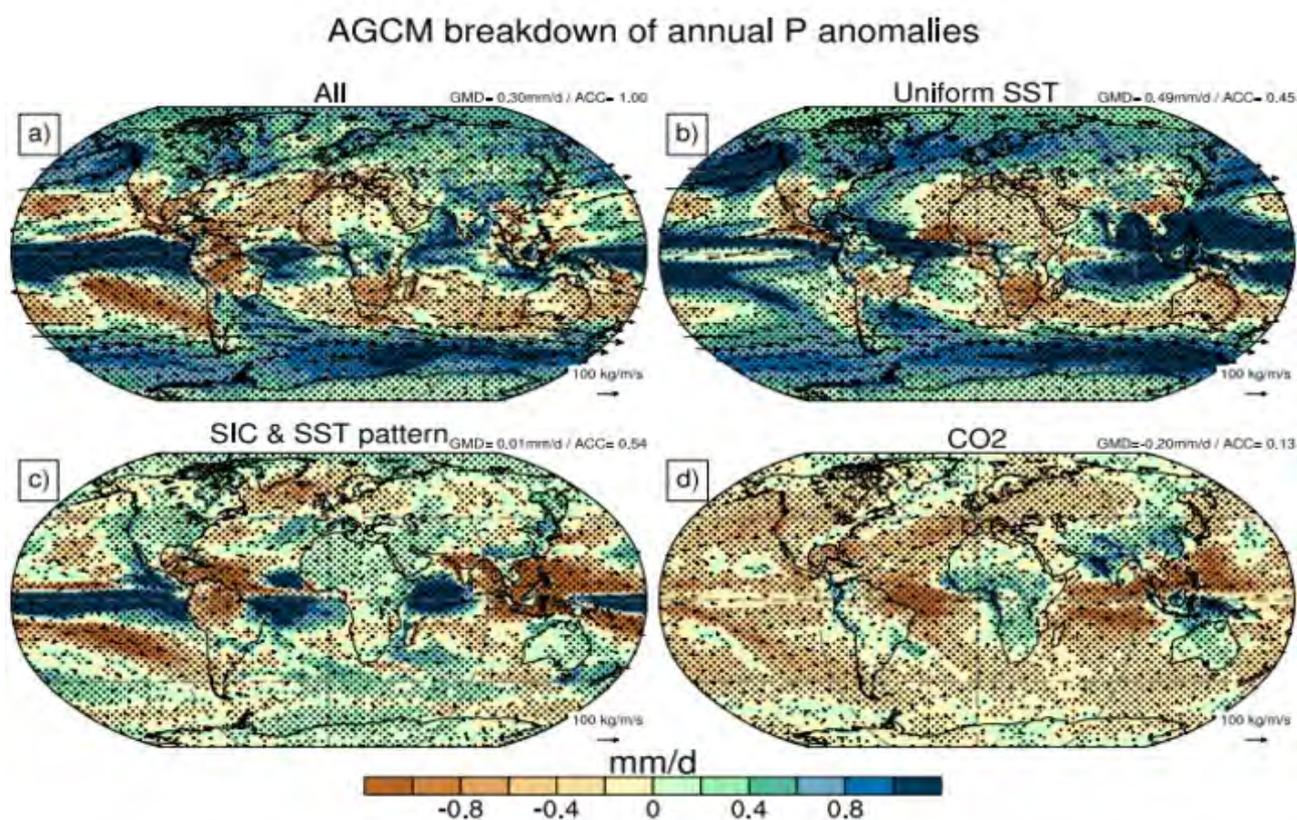


Figure 1. Ventilation de la réponse climatologique (année 111-500) de la moyenne annuelle des précipitations (mm/jour) à un quadruplement du CO₂ atmosphérique dans le modèle couplé CNRM-CM6-1 en utilisant des paires d'expériences purement atmosphériques permettant a) de reproduire la réponse du modèle couplé, puis d'isoler b) la réponse à un réchauffement uniforme de l'océan, c) la réponse à la structure spatiale des anomalies de température de surface de la mer, et d) la réponse à l'accroissement du CO₂ atmosphérique (sans modification des conditions aux limites océaniques). Les pointillés mettent en évidence les zones où les différences sont significatives (niveau 5%). Les vecteurs représentent le transport horizontal d'humidité intégré verticalement (kg/m/s). GMD désigne la valeur moyenne globale des changements de précipitation. ACC indique la corrélation spatiale avec les anomalies totales montrées dans le panneau a). *Source : Douville et John (2021).*

Hausfather et al. (2022) suggèrent par ailleurs de suivre l'exemple du sixième rapport du GIEC et de baser les analyses du changement climatique sur les anomalies correspondant à différents niveaux de réchauffement global (GWL), plutôt qu'à des scénarios d'émissions et des horizons temporels associés. Par exemple, au lieu d'évaluer les changements dans les précipitations pour un scénario d'émissions donné d'ici à 2100, les chercheurs peuvent faire état de changements à des niveaux de réchauffement global de 1.5, 2, 3 et 4°C. Cette option reflète non seulement le discours politique dominant autour des objectifs de l'accord de Paris, mais elle constitue également un moyen de comparer les résultats des modèles indépendamment des scénarios d'émissions. Cependant, elle ne change en rien la nécessité de sélectionner ou de pondérer les modèles de climat car le choix du scénario ou celui du niveau de réchauffement global reste bien souvent anecdotique par rapport aux (autres) incertitudes de modélisation (Douville et al., 2021 ; Fig. 2).

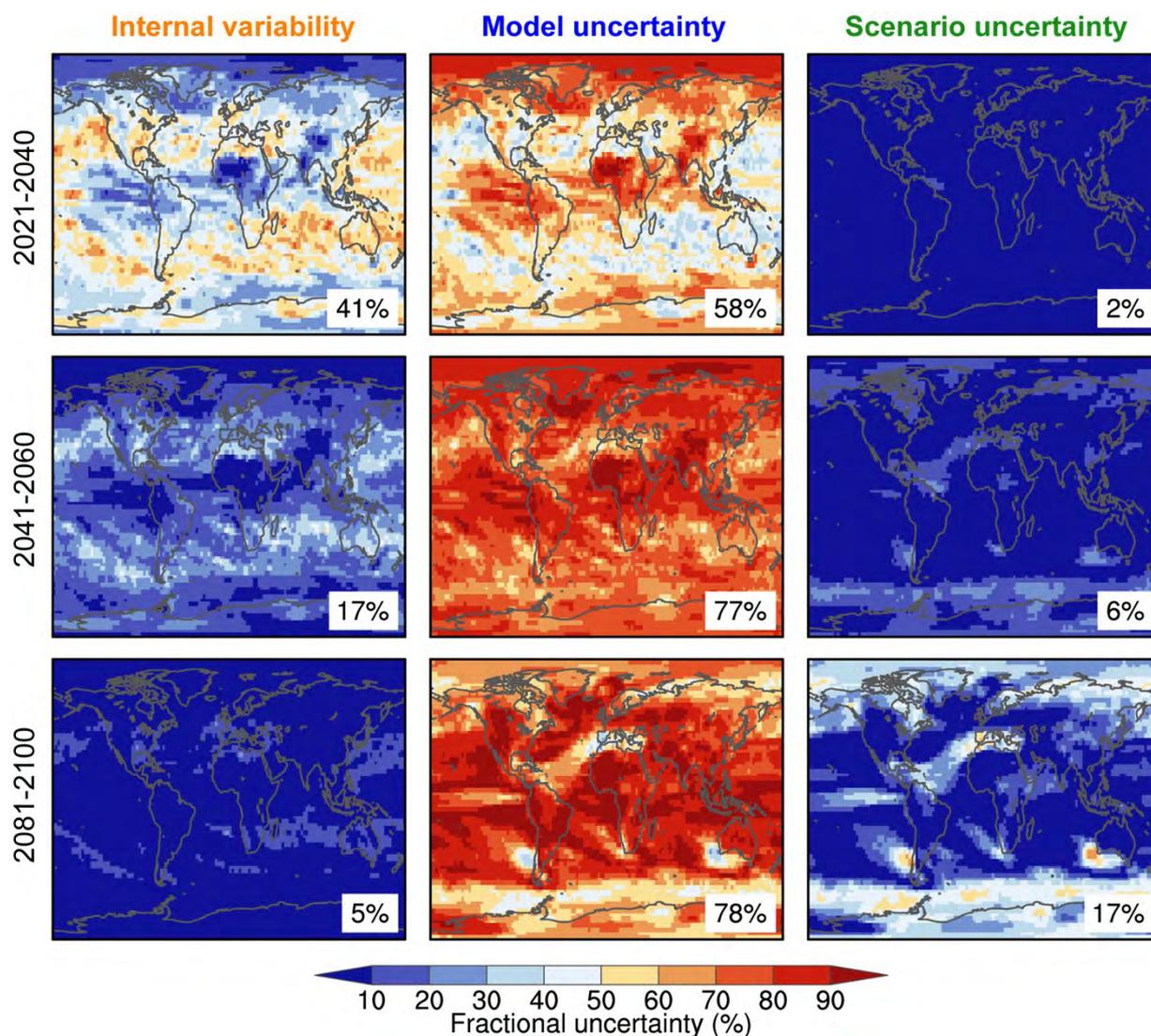


Figure 2. Distribution géographique du pourcentage de variance expliquée par les trois sources d'incertitude dans les projections CMIP6 des changements de précipitations moyennes sur 20 ans en 2021-2040 (en haut), 2041-2060 (au milieu) et 2081-2100 (en bas) par rapport à la période de référence 1995-2014 : Variabilité climatique interne (à gauche), incertitude de la réponse du modèle (au milieu) et incertitude du scénario (à droite), en considérant quatre scénarios de concentration plausibles : SSP1-2,6, SSP2-4,5, SSP3-7,0 et SSP5-8,5). Les chiffres en pourcentage indiquent la valeur moyenne globale pondérée par zone pour chaque carte.
Source : Douville et al. (2021)

En d'autres termes, le fait de contraindre la sensibilité climatique et/ou les projections du réchauffement global ne contribuera pas à limiter fortement les incertitudes sur de nombreux changements hydrologiques qui ne sont pas seulement d'origine thermodynamique mais dépendent aussi fortement de la circulation atmosphérique (ex: Elbaum et al., 2022; Herrera-Lormendez et al., 2022). Il ne s'agit pas ici de nier l'importance du progrès et des retombées (ex : Douville et al., 2022b; Ribes et al. ; 2022) liés aux contraintes observationnelles sur le réchauffement global, mais de souligner la nécessité de mettre en œuvre d'autres contraintes potentiellement plus appropriées pour affiner le diagnostic concernant l'évolution à moyen et long terme du cycle hydrologique, les fluctuations à court-terme (d'ici 2040) pouvant être par ailleurs fortement influencée par la variabilité interne du climat (cf. premier panneau de la Fig. 2).

2. Des changements à bas bruit mais à forts impacts

Selon le chapitre 8 du 1^{er} groupe de travail (WG1) du dernier rapport en date du GIEC (Douville et al., 2021), il est très probable (« very likely ») que le cycle global de l'eau se soit intensifié depuis au moins 1980, ce qui se traduit par exemple par une augmentation des flux d'humidité atmosphérique et une amplification des hétérogénéités spatiales dans le déséquilibre entre précipitation et évaporation. Ces changements de long terme, induits par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, ont longtemps été plus ou moins compensés par la réponse du cycle hydrologique à la pollution atmosphérique (« aérosols anthropiques »). La teneur totale en vapeur d'eau de l'atmosphère n'a ainsi augmenté fortement qu'à partir du milieu des années 1980 (Douville et al., 2022), ce qui correspond à une rétroaction fortement positive sur le réchauffement global et se traduit notamment par un accroissement de l'intensité des précipitations extrêmes dans la plupart des régions du globe (Seneviratne et al., 2021; John et al., 2022).

La question de savoir si l'accroissement d'intensité des phénomènes précipitants les plus violents (notamment infra-quotidiens) peut aller au-delà de 6-7% par °C de réchauffement (ainsi que le prévoit la relation de Clausius-Clapeyron pour le contenu maximal en vapeur d'eau) est légitime, ne serait-ce qu'en raison d'une amplification possible de la réponse thermodynamique par des phénomènes dynamiques de méso-échelle. Si elle peut justifier la mise en œuvre de modèles (régionaux voire globaux) à très haute résolution, elle ne doit pas occulter les impacts potentiels de nombreux autres changements « à bas bruit » qui apparaissent également dans les projections. Selon l'AR6 WG1, il est notamment fort probable que le réchauffement anthropique entraîne une augmentation de la demande évaporative de l'atmosphère, avec des conséquences importantes sur le nombre, le rythme et la gravité des épisodes de sécheresse hydrologique et agricole. Des périodes de sécheresse plus longues sont par ailleurs prévues dans le cadre d'une poursuite attendue du réchauffement climatique, ce qui pourrait avoir un impact négatif sur les cultures pérennes et les forêts (Wainwright et al., 2022). Le réchauffement en surface, plus important sur les continents que sur les océans, modifie la circulation atmosphérique et réduit l'humidité relative à la surface des continents, ce qui contribue fortement à l'assèchement des sols qui pourrait être sous-estimé par de nombreux modèles de climat (ex: Douville et Plazotta, 2017).

Au-delà de cet assèchement prévisible mais dont l'intensité est encore incertaine, l'AR6 WG1 souligne que l'augmentation des précipitations globales induite par le réchauffement climatique s'effectue à un rythme beaucoup plus faible que l'accroissement de la vapeur d'eau atmosphérique. Par conséquent, il n'y a pas d'accélération globale du cycle de l'eau mais une intensification, incluant plus de variabilité et plus d'événements extrêmes, ce qui conduira à une plus forte volatilité des ressources en eau (Douville et al., 2021; Swain et al., 2018). Sous les tropiques, la variabilité

interannuelle des précipitations et du ruissellement sur continent devrait ainsi augmenter plus rapidement que les valeurs en moyenne saisonnière (Fig. 3). La variabilité intra-saisonnière devrait également augmenter, avec moins de jours de pluie mais une augmentation de l'intensité moyenne quotidienne des précipitations dans de nombreuses régions. Bien que le paradigme jusqu'ici largement utilisé selon lequel "wet gets wetter and dry gets drier" apparaisse comme trop simplifié, la conclusion selon laquelle l'eau deviendra encore plus abondante lorsqu'elle est en excès et encore plus rare lorsqu'elle est en déficit reste globalement justifiée (Douville et al., 2021).

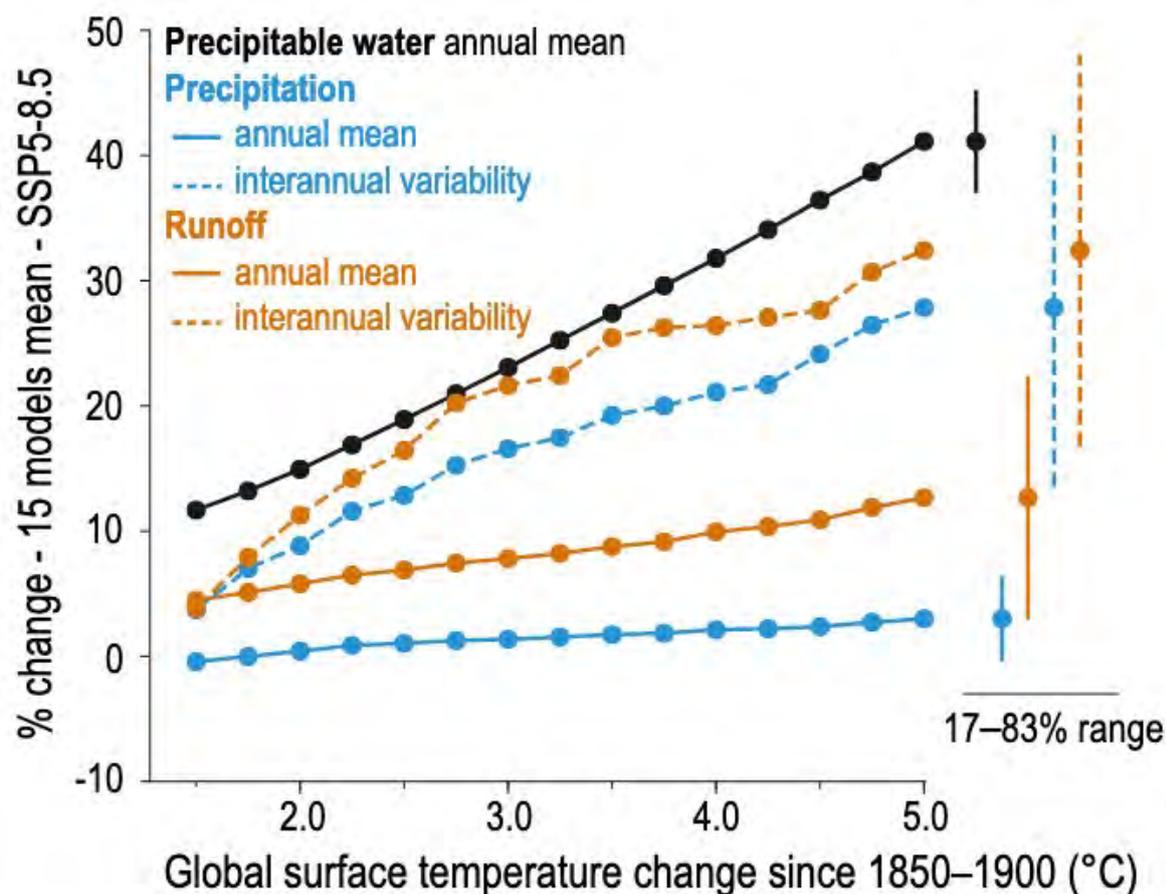


Figure 3. Synthèse des changements hydrologiques projetés sur les continents tropicaux par rapport à 1850-1900 en fonction de l'augmentation des niveaux de réchauffement global (GWL): changement relatif (%) de la moyenne annuelle de l'eau précipitable totale (en noir), des précipitations (en bleu), du ruissellement (en orange), et de l'écart type (c'est-à-dire de la variabilité) des précipitations (pointillés bleus) et du ruissellement (pointillés oranges), sur la base d'un sous-ensemble de modèles CMIP6 qui ont atteint un niveau de réchauffement de 5°C au-dessus de la moyenne 1850-1900 dans le scénario SSP5-8.5. Source : GIEC AR6 WG1 Figure TS.12.

3. Des stratégies et des études d'adaptation insuffisantes

Selon le chapitre 4 de l'AR6 WG2 (Caretta et Mukherji et al., 2022), l'augmentation prévue de la population humaine et de la demande mondiale en eau, notamment pour l'irrigation, devrait entraîner des prélèvements d'eau encore plus importants au cours des prochaines décennies. Ces conditions mettront en danger la sécurité alimentaire et énergétique étant donné que 80 % de la consommation d'eau va à l'agriculture, que 50 % de la production alimentaire mondiale est irriguée et que 19 % de la production mondiale d'électricité thermique provient de 10 % des bassins les plus stressés sur le plan hydrique (Qin et al., 2019). En outre, compte tenu de la croissance

démographique prévue dans les villes, les modèles montrent que plus de 440 millions de citoyens seront confrontés à une « insécurité de l'eau » d'ici à 2050. Les villes des « pays du Sud » (global South) seront particulièrement à risque car la plupart des habitants n'ont pas accès aux infrastructures d'eau et d'assainissement. Par conséquent, l'augmentation de la demande en eau en conjonction avec l'évolution du cycle de l'eau évaluée par le WG1 posera des risques majeurs pour la sécurité de l'approvisionnement en eau d'ici le milieu du 21^{ème} siècle. L'intensification du cycle de l'eau ne sera pas nécessairement la principale menace pour les ressources en eau à l'échelle régionale (notamment en cas de forte atténuation des émissions de gaz à effet de serre), mais elle exacerbera les vulnérabilités existantes liées à l'eau et causées par d'autres facteurs socio-économiques. Parmi les autres impacts du réchauffement climatique qui tiennent à la quantité et la qualité des ressources en eau, on peut également citer les effets sur la santé humaine, les modifications des habitats naturels, et les multiples atteintes à la biodiversité (Caretta et Mukherji et al., 2022).

Le changement climatique n'est pas ressenti de la même manière par toutes les populations. L'origine géographique, le sexe et la classe sociale sont des éléments constitutifs de la vulnérabilité au changement climatique. Dans de nombreux pays, les femmes qui sont globalement les principales pourvoyeuses d'eau domestique ont vu leur charge augmenter dans la gestion de l'eau en raison des impacts directs du changement climatique (inondations et sécheresses). Les femmes, en particulier dans les pays du Sud, ont connu une baisse de la disponibilité de l'eau, ce qui a entraîné un allongement des distances de marche jusqu'aux sources d'eau, des temps d'attente plus longs et, par conséquent, moins de temps disponible pour l'éducation et la génération de revenus.

L'adaptation joue et jouera de plus en plus un rôle crucial dans la réduction des impacts de l'insécurité hydrique induite par le changement climatique. Son importance augmentera avec chaque demi-degré de réchauffement supplémentaire. Cependant, son efficacité est limitée par les ressources financières et technologiques et par un manque de volonté politique. Les vulnérabilités différenciées au changement climatique appellent des stratégies d'adaptation qui ne sont pas uniformes, mais qui reconnaissent la complexité des conditions contextuelles, socio-économiques pour les intégrer dans la conception de l'adaptation. Pour renforcer l'adaptation et garantir son efficacité, il faut que les populations concernées participent à la conception et à la planification (Caretta et Morgan, 2022). Par ailleurs, la littérature sur l'adaptation urbaine a tendance à être sous-représentée car l'accent est souvent mis sur les zones rurales. Ce « biais » compréhensible mériterait d'être corrigé d'ici la préparation du prochain rapport spécial du GIEC qui devrait être consacré au changement climatique dans les villes et aux mesures d'adaptation associées.

4. Des stratégies d'atténuation dont le potentiel est surestimé

L'approvisionnement en eau, en quantité et qualité suffisantes, est essentiel pour atteindre les objectifs de développement durable (ODD) et les transitions nécessaires à un développement résilient au changement climatique. Pourtant, de nombreuses mesures d'atténuation ont une forte empreinte hydrique, ce qui peut compromettre certains ODD et les bienfaits de l'adaptation (Caretta et al., 2022). La politique climatique mondiale, telle qu'elle se reflète dans les négociations internationales, reste largement axée sur l'atténuation du réchauffement climatique, sans tenir compte de ses impacts hydrologiques et de leurs conséquences éventuelles sur les options d'atténuation. L'Accord de Paris conclu lors de la COP21 en 2015 a conduit à des objectifs ambitieux en matière de limitation du réchauffement climatique, qui reposent sur une décarbonation du

secteur de l'énergie, mais aussi sur de fortes réductions des émissions de GES provenant du secteur agricole et d'autres formes de stockage et de gestion du carbone terrestre.

Les premier et deuxième groupes de travail du GIEC (WG1 et WG2) ne sont pas censés remettre en question la plausibilité des scénarios d'émissions illustratifs qui ont été envisagés dans leurs évaluations. Pourtant, certains considèrent désormais que le scénario des émissions de GES les plus élevées (SSP5-8.5) est incompatible avec les politiques actuelles et moins approprié pour prendre des décisions politiques. Étonnamment, la plausibilité des scénarios à forte atténuation (SSP1-1.9 et SSP1-2.6 dans le RE6) ne semble pas être aussi controversée malgré leurs hypothèses audacieuses sur notre capacité à compenser nos émissions résiduelles inévitables de GES par des émissions négatives de CO₂. En tant qu'auteur du WG1, mon objectif ici n'est pas d'évaluer la faisabilité de ces options d'atténuation (la tâche du WG3), mais de m'interroger sur leur résilience vis-à-vis des dérèglements climatiques en cours, notamment sur la base d'une contribution en tant qu'auteur contributeur au Chapitre 5 de l'AR6 WG1 (Cross-Chapter Box5.1).

Cette contribution rédigée à plusieurs mains a mis en évidence les compromis entre le carbone et l'eau découlant de l'utilisation d'options d'atténuation du changement climatique basées sur la stimulation des puits continentaux de carbone. Elle conclut avec un degré de confiance élevé que le puits net mondial de CO₂ terrestre est réduit à l'échelle interannuelle lorsque des réductions à l'échelle régionale de la disponibilité de l'eau associées à des sécheresses se produisent, en particulier dans les régions tropicales. Il est également très probable que le puits terrestre global deviendra moins efficace en raison de la limitation de l'humidité du sol et des conditions de sécheresse associées dans certaines régions dans le cadre de scénarios à fortes émissions. Ces conclusions préliminaires doivent donc nous rendre particulièrement vigilants quant à la possibilité de compenser des émissions résiduelles (ex : vols en avion) via la reforestation de régions potentiellement vulnérables aux sécheresses ou aux incendies.

L'eau est en première ligne du changement climatique non seulement parce qu'elle est le principal canal par lequel les effets du réchauffement climatique se font sentir sur les principaux moteurs de l'économie mondiale et sur de nombreux écosystèmes, mais aussi parce que des précipitations moins régulières, une évapotranspiration accrue et des ressources en eau plus volatiles exerceront une contrainte croissante sur les politiques d'atténuation. Les plans de réduction des émissions de GES du secteur de l'énergie reposent généralement sur l'hypothèse (optimiste ?) d'une disponibilité suffisante de l'eau pour une expansion massive de la capacité de production, le plus souvent sans tenir compte des contraintes géophysiques par exemple sur la production d'énergie hydraulique, mais aussi thermique et nucléaire (ex : refroidissement des centrales nucléaires en été).

On peut donc sans doute regretter que l'eau n'ait pas encore reçu une attention suffisante dans le troisième volet (WG3) du sixième rapport du GIEC, mais aussi que l'évaluation des cycles de l'énergie, de l'eau et du carbone selon trois chapitres distincts n'ait pas favorisé une vision plus intégrée au sein du WG1.

Conclusion

L'AR6 WG2 estime qu'environ la moitié des 8 milliards d'humains connaissent actuellement une grave pénurie d'eau pendant au moins un mois par an en raison de facteurs climatiques et non

climatiques. Par ailleurs, l'AR6 WG1 prévoit une intensification globale du cycle de l'eau qui devrait encore accroître les risques liés à l'excès ou la pénurie d'eau, notamment chez les populations les plus vulnérables et les plus exposées. Ces populations sont rarement celles qui ont le plus contribué aux émissions de gaz à effet de serre, d'où leur demande répétée de voir les pays riches contribuer financièrement à leurs efforts d'adaptation (et pas seulement d'atténuation). Alors que les négociations internationales sur le climat sont souvent bloquées sur cette question, l'importance de l'eau dans les stratégies d'adaptation et d'atténuation reste pourtant sous-estimée. Jusqu'à présent, environ 60 % de toutes les réponses d'adaptation concernent les risques liés à l'eau. Mais seulement 20 % de toutes les études de cas documentées ont évalué les résultats de ces réponses et leur adéquation à des niveaux de réchauffement climatique accrus, au moins au cours des deux prochaines décennies. Limiter le réchauffement de la planète à 1,5 °C réduirait les risques liés à l'eau dans toutes les régions et tous les secteurs. Mais le respect de l'Accord de Paris dépend fortement de stratégies d'atténuation visant à renforcer les puits terrestres de carbone, sans que l'efficacité de ces méthodes et leur résilience aux dérèglements climatiques d'ores et déjà inévitables ne soient correctement évaluées. Il est donc essentiel de développer une approche plus intégrée de l'eau et du changement climatique, qui permettrait aux scientifiques et aux décideurs politiques de "boucler la boucle" entre les options d'atténuation, les modifications du cycle de l'eau, les impacts hydrologiques et l'adaptation. L'eau est au cœur de nombreux Objectifs du Développement Durable (ODD) et pourrait de ce fait mériter un rapport spécial du GIEC impliquant tous les groupes de travail.

Remerciements : Je tiens à remercier tous mes collègues du CNRM et du GIEC qui ont rendu cet article possible, en particulier Richard Allan, Annalisa Cherchi, Paola Arias et Stéphane Sénési (pour le WG1) ainsi que Martina Angela Caretta, Aditi Mukherji et Richard Betts (pour le WG2).

Bibliographie

Caretta, M. A., Morgan, R.A. 2021. Special Issue on Indigenous knowledge for water-related climate adaptation, *Climate and Development*, **13:9**, 761-765, <https://doi.org/10.1080/17565529.2021.1993627>

Caretta, M.A. et al. (2022) AR6 WG2 Chapter 4 on Water. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. In Press

Douville, H., and M. Plazzotta (2017). Midlatitude Summer Drying: An Underestimated Threat in CMIP5 Models? *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 9967–9975. doi:10.1002/2017GL075353

Douville, H., K. Raghavan, J. Renwick, R.P. Allan, P.A. Arias, M. Barlow, R. Cerezo-Mota, A. Cherchi, T.Y. Gan, J. Gergis, D. Jiang, A. Khan, W. Pokam Mba, D. Rosenfeld, J. Tierney, and O. Zolina, 2021: Water Cycle Changes. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1055–1210, doi:10.1017/9781009157896.010.

Douville H. and A. John (2021) Fast adjustment versus slow SST-mediated response of daily precipitation statistics to abrupt 4xCO₂. *Clim. Dyn.*, **56**, 1083-1104, doi:10.1007/s00382-020-05522-w

Douville H., R.P. Allan, P.A. Arias, R. Betts, M.A. Caretta, A. Cherchi, A. Mukherji, K. Raghavan, J. Renwick, 2022a: Water remains a blind spot in climate change policies. *PLOS Water* (submitted)

- Douville H., S. Qasmi, A. Ribes, O. Bock, 2022b: Global warming at near-constant relative humidity further supported by recent observations. *Communications Earth & Environment* (accepté)
<https://www.researchsquare.com/article/rs-1616912/v1>
- Elbaum E., C.I. Garfinkel, O. Adam, E. Morin, D Rostkier-Edelstein, U. Dayan, 2022: Uncertainty in projected changes in precipitation minus evaporation: dominant role of dynamic circulation changes and weak role for thermodynamic changes. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2022GL097725
- Ficklin, D. L., Null, S. E., Abatzoglou, J. T., Novick, K. A., & Myers, D. T. (2022). Hydrological intensification will increase the complexity of water resource management. *Earth's Future*, **10**, doi :10.1029/2021EF002487
- John A., H. Douville, A. Ribes, P. Yiou (2022) CMIP6 model uncertainties in extreme precipitation projections. *Weather and Climate Extremes*. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100435>
- Hausfather, Z. et al. (2022) Climate simulations: recognize the 'hot model' problem, *Nature*, **605**, <https://www.nature.com/articles/d41586-022-01192-2>
- Herrera-Lormendez P., A John, H. Douville, J. Matschullat (2022) Projected changes in summer precipitation linked to changes in synoptic circulations over Europe : A CMIP6 perspective (under preparation).
- Qin, Y., Mueller, N. D., Siebert, S., Jackson, R. B., AghaKouchak, A., Zimmerman, J. B., ... and S. J. Davis, 2019. Flexibility and intensity of global water use, *Nature Sustainability*, **2** (6), 515-523
- Ribes, A., S. Qasmi, N. Gillett, 2021: Making climate projections conditional on historical observations. *Sc. Adv.*, **7**, eabc0671.
- Ribes A., J. Boé, S. Qasmi, B. Dubuisson, H. Douville, L. Terray (2022) An updated assessment of past and future warming over France based on a regional observational constraint. *Earth System Dynamics* (accepté).
- Wainwright, C., Allan, R., Black, E. (2022) Consistent trends in dry spell length in recent observations and future projections, *Geophys. Res. Lett.*, doi: 10.1029/2021GL097231

ÉVOLUTION PASSÉE ET FUTURE DES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES SUR LES RÉGIONS MÉDITERRANÉENNES

J.-M. SOUBEYROUX¹, B. DUBUISSON¹, V. GOUGET¹, R. SAMACOITS¹

¹ Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, Toulouse, France
jean-michel.soubeyroux@meteo.fr, brigitte.dubuisson@meteo.fr, viviane.gouget@meteo.fr,
raphaelle.samacoits@meteo.fr

Résumé : L'évolution passée et future des précipitations extrêmes en région Méditerranéenne (Département de l'Aude et ex région Languedoc-Roussillon) a été étudiée dans le cadre du projet FIAude. Sur la période 1961-2018, une tendance à la hausse de la fréquence, de la surface et des volumes précipités des événements de pluies extrêmes a été mise en évidence à partir des analyses spatialisées de précipitations quotidiennes Presclia sur la France pour des seuils élevés supérieurs à 150 mm/jour. En climat futur, à partir du jeu DRIAS-2020 sous scénario climatique RCP2.6, RCP4.5 ou RCP8.5, une hausse des intensités de pluies extrêmes est attendue en milieu de siècle de l'ordre de +7 % en valeur médiane mais jusqu'à +20 % dans les pires simulations.

Mots-clés : précipitations extrêmes, tendances climatiques, changement climatique, régions méditerranéennes

Summary: Extreme precipitation trends and future changes in Mediterranean regions

The past and future evolution of extreme rainfall events in the Mediterranean region (Aude department and former Languedoc-Roussillon region) has been studied in the framework of the FIAude project. Over the period 1961-2018, an upward trend in the frequency, surface area and precipitation volumes of extreme rainfall events has been highlighted from spatialized precipitation Presclia analyses over France for high thresholds above 150 mm/day. In the future climate, based on the DRIAS-2020 dataset, under the RCP2.6, RCP4.5 or RCP8.5 climate scenario, an increase in extreme rainfall intensities is expected in the middle of the century of the order of +7% in median value but up to +20% in the worst simulations.

Keywords: *Extreme precipitation, trends, climate change, Mediterranean regions*

Introduction

Le climat des régions méditerranéennes se caractérise notamment par l'intensité remarquable des précipitations extrêmes qui peuvent régulièrement dépasser les 300 mm en 24h (source Météo France : site pluies extrêmes¹) et les inondations catastrophiques induites. Des travaux récents ont montré que le changement climatique avait aggravé l'intensité des pluies extrêmes à l'échelle des régions méditerranéennes (Ribes et al, 2019 ; Vautard et al, 2015) avec un taux d'augmentation voisin ou supérieur au taux de Clausius Clapeyron (+7 % par degré de réchauffement). En climat futur, le diagnostic apparaît plus incertain avec des tendances variables sur le bassin Méditerranéen (Tramblay et Somot, 2018 ; Zittis et al, 2021).

Le département de l'Aude a subi au cours de la dernière décennie une succession d'inondations catastrophiques dont notamment celles des 14 et 15 octobre 2018², ayant causé 15 victimes et plus de 250M€ de dégâts. Dans ce contexte, l'adaptation des territoires aux risques d'inondation a été identifiée comme un enjeu majeur par les différents acteurs du département. Le projet FIAude³, labellisé en 2020 par le Space Climate Observatory et soutenu par le Copernicus Climate Change Service, vise à développer des outils de gestion du territoire face aux inondations combinant imagerie satellitaire et données climatiques. Un focus particulier du projet concerne la caractérisation des

1 <http://pluiesextremes.meteo.fr/>

2 <http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Inondations-catastrophiques-sur-l-Aude.html>

3 <https://www.spaceclimateobservatory.org/fr/flaude-aude>

événements de précipitations extrêmes et leur évolution passée et future à l'échelle locale en tant que source essentielle de motivation des acteurs territoriaux.

Cet article présente d'abord les jeux de données et méthodes utilisés pour l'analyse à échelle fine de l'évolution des pluies extrêmes. Le diagnostic des tendances passées est ensuite discuté en comparant l'échelle départementale (le département de l'Aude), régionale (ex région Languedoc Roussillon) et celle de l'arc méditerranéen français (figure 1). En climat futur, le diagnostic s'appuie sur les nouvelles projections régionalisées DRIAS-2020 et considère les trois scénarios climatiques de faible émission (RCP2.6), d'émission modérée (RCP4.5) et de fortes émissions (RCP8.5) à l'horizon milieu de siècle, pertinent pour les acteurs du territoire.



figure 1 : Définition des trois zones considérées dans l'étude à partir du zonage départemental de la France : l'arc méditerranéen (à gauche), l'ex région Languedoc-Roussillon (au centre), le département de l'Aude (à droite)

1. Données et méthodes pour l'analyse des tendances

1.1 Présentation des jeux de données

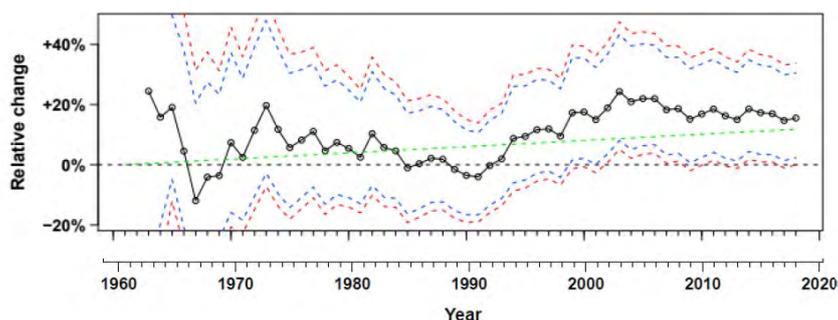
L'analyse Presclia (Soubeyroux et al, 2019) est un jeu de données pluviométriques à résolution kilométrique et au pas de temps quotidien sur la France disponible sur la période 1961-2018, issu d'une méthode géostatistique utilisant l'ensemble des données pluviométriques de la base de données climatologiques de Météo-France et une ébauche basée sur la climatologie Aurelhy par type de temps.

1.2 Indicateurs pris en compte

L'évolution des pluies extrêmes est considérée à partir de la pluie quotidienne maximale annuelle (Rx1d), normalisée par sa valeur moyenne sur 1961-2018 et agrégée sur les zones d'intérêt. Des indicateurs événementiels des pluies extrêmes représentant la surface des épisodes ou les volumes précipités pour différents seuils (supérieurs à 60 mm, valeur moyenne du Rx1d sur les zones) sont aussi étudiés.

2. Analyse des tendances sur les précipitations extrêmes

L'analyse des tendances (figure 2) est d'abord réalisée à partir des valeurs annuelles normalisées. Sur la zone Méditerranéenne, l'augmentation des précipitations extrêmes est de +15 % sur la période 1961-2018 avec un intervalle de confiance à 90 % (+2 % ; +30%), cohérente avec le taux de croissance de Clausius Clapeyron). Les tendances sont également à la hausse mais moins fortes sur le Languedoc Roussillon +6 % (-10 % ; +24%) ainsi que sur l'Aude +8 % (-18% ; +43%), où les intervalles de confiance sont beaucoup plus larges, ne permettant pas de mettre en évidence une évolution significative avec une confiance de 90 %.



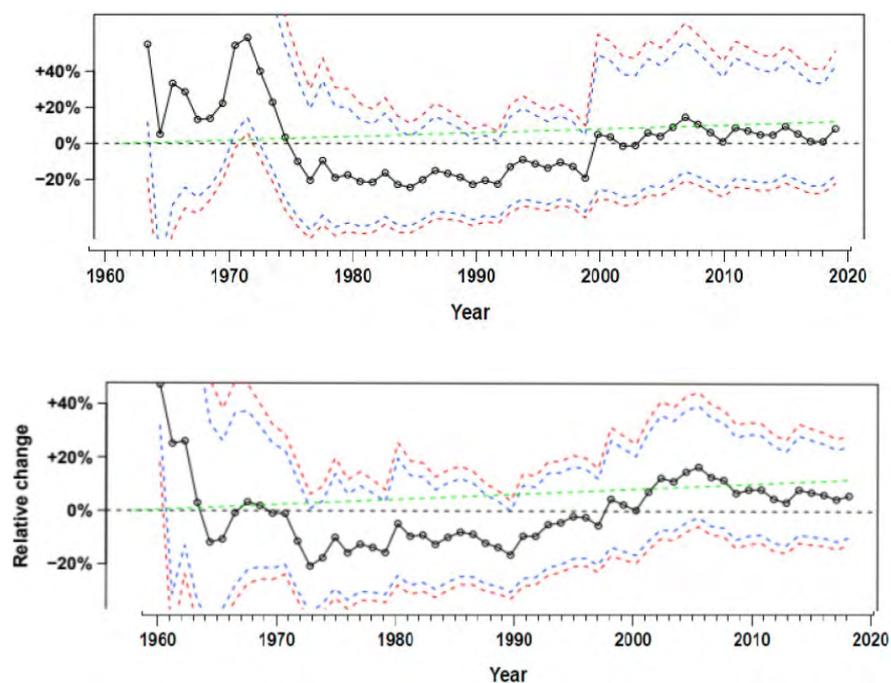


figure 2 : Évolution des pluies extrêmes en termes de tendance relative considérée depuis 1961 avec les intervalles de confiance à 90 % et 95 % en haut pour la zone Méditerranée, au milieu pour le Languedoc Roussillon, en bas pour l'Aude. Le taux de croissance de Clausius Clapeyron est en vert.

L'évolution des surfaces des événements est aussi un indicateur important pour représenter l'impact des événements. La figure 3 représente la p-value du test statistique sur la tendance des surfaces calculée pour différents seuils sur une période glissante débutant en 1961.

On observe que le seuil associé à une tendance significative dépend de l'échelle spatiale : plus élevée sur l'Aude (180mm) que sur le Languedoc-Roussillon (150mm) et la zone Méditerranée (100mm).

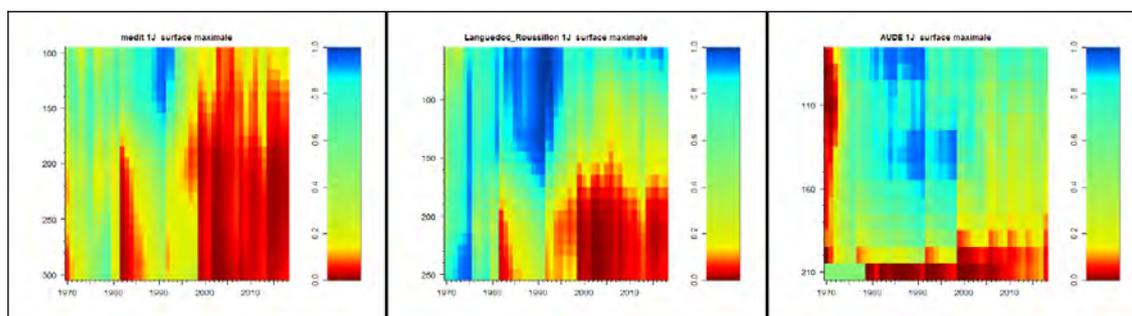


figure 3 : Significativité selon la p-value de l'évolution des surfaces des événements au-dessus d'un seuil (axe des ordonnées) selon une période glissante depuis 1961 (axe des abscisses). Couleur rouge pour la significativité à 95 % (p-value inférieure à 0,05)

3. Evolution des précipitations extrêmes en climat futur

3.1 Données et indicateurs :

Les données de climat futur considérées sont issues du jeu de données DRIAS-2020 (Soubeyrou et al, 2020), sous-ensemble de projections climatiques régionalisées Euro-cordex, sélectionné pour couvrir les incertitudes des modèles climatiques sur les changements attendus de température et précipitation en France (12 simulations couvrant la période 1970-2100) et corrigé par la méthode statistique Adamont appliquée à la réanalyse Safran (voir rapport DRIAS-2020⁴). Dans le cadre de notre étude, nous utilisons les données corrigées de précipitations pour les trois scénarios climatiques d'émission de gaz à effet de serre : faible (RCP2.6), modéré (RCP4.5) et fort (RCP 8.5) sur la zone Languedoc-Roussillon et l'horizon milieu de siècle, échéance d'intérêt majeur pour les acteurs de l'adaptation.

3.2 Analyse des résultats

L'évolution des précipitations extrêmes (RX1d) est représentée pour chaque simulation climatique en fonction du taux de réchauffement annuel sur la zone d'étude (figure 4).

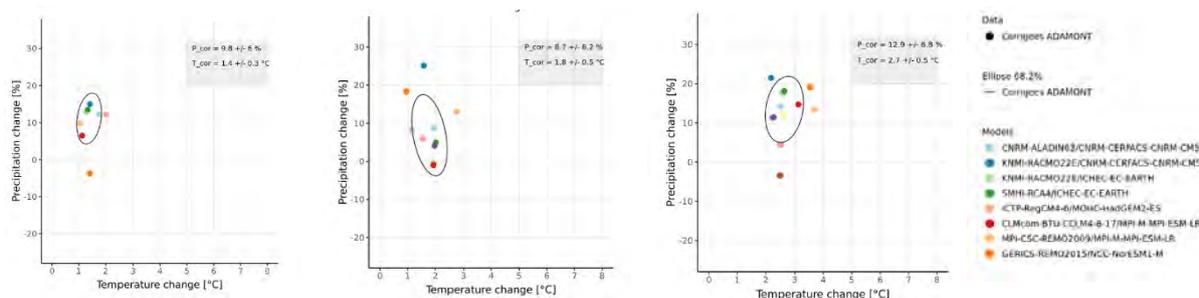


figure 4 : Évolution des pluies extrêmes en fonction de l'évolution des températures (référence 1976-2005) à partir du jeu DRIAS-2020 pour l'horizon milieu de siècle et le RCP2.6 (à gauche), le RCP4.5 (au milieu), le RCP8.5 (à droite)

Le taux moyen d'augmentation des précipitations extrêmes s'avère peu dépendant du scénario climatique, (valeur médiane de +9,8 % en RCP2.6, +8,7 % en RCP4.5, +12,9 % en RCP8.5) ni du taux de réchauffement. Pour un réchauffement entre +1°C et +2°C, ces taux d'augmentation des précipitations extrêmes restent globalement conformes au taux de Clausius Clapeyron. Certaines simulations présentent toutefois des augmentations approchant ou dépassant +20 % en RCP4.5 et

4 DRIAS : <http://www.drias-climat.fr/document/rapport-DRIAS-2020-red3-2.pdf>

RCP8.5. A l'échelle régionale, aucune structure spatiale n'est clairement identifiable sur les médianes des ensembles des différents RCP (figure 5).

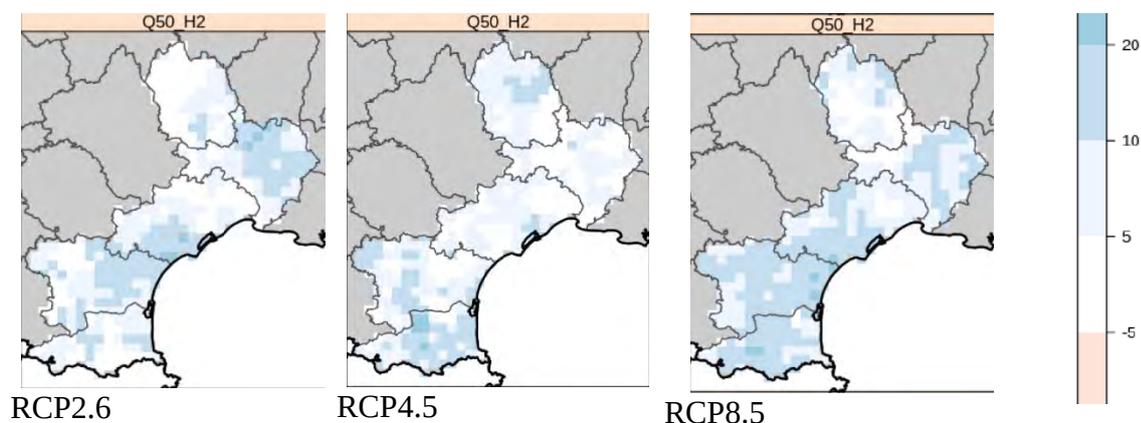


figure 5 : Évolution relative en % des pluies extrêmes (indicateur RX1d) à l'horizon milieu de siècle pour les médianes des ensembles des simulations DRIAS-2020 pour les RCP2.6 à gauche, RCP4.5 au centre, RCP8.5 à droite.

4. Conclusion et perspectives

La connaissance de l'évolution observée et à venir des pluies extrêmes sur les régions Méditerranéennes et notamment le département de l'Aude, durement touché ces dernières années, est un élément essentiel pour la mobilisation des acteurs et le dimensionnement des actions d'adaptation. Les analyses sur les pluies extrêmes passées indiquent des taux d'augmentation de l'intensité maximale des pluies extrêmes entre +6 % et +15 % mais les incertitudes augmentent fortement à échelle fine. La surface des évènements montre un signal d'augmentation plus robuste que la seule intensité des pluies extrêmes. A l'horizon milieu de siècle, les simulations de l'ensemble DRIAS-2020 annoncent des augmentations des précipitations extrêmes assez homogènes entre RCP et sur le territoire de l'ordre de +9 % à +12 %, compatibles avec la loi de Clausius Clapeyron.

Toutefois, ces diagnostics méritent d'être affinés. Pour les données passées, il est notamment nécessaire de s'intéresser aux précipitations des pas de temps infra quotidiens, représentatifs des pluies convectives susceptibles d'être plus affectés par le réchauffement climatique que les précipitations quotidiennes. Pour les projections climatiques, les simulations actuelles du jeu DRIAS-2020 à résolution 12km sont également peu adaptées pour représenter les processus convectifs en jeu dans les épisodes méditerranéens. On fonde des espoirs importants de progrès sur les nouveaux ensembles de simulations résolvant la convection (Convection Permitting Models) dont les premiers résultats commencent à être disponibles (Luu et al, 2020).

5. Bibliographie

- Luu, L. N., Vautard, R., Yiou, P., and Soubeyrou, J.-M.: Evaluation of convection-permitting extreme precipitation simulations for the south of France, *Earth Syst. Dynam. Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/esd-2020-77>, in review, 2020.
- Ribes A., Thao S., Vautard R., Dubuisson B., Somot S., Colin J., Planton S., Soubeyrou J.-M., 2018. Observed increase of extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Climate Dynamics*. Doi: 10.1007/s00382-018-4179-2 CLDY-D-17-00226
- Soubeyrou, JM, Lassegues, P, Simon, P, Canellas, C, 2019, La méthode Prescilia de spatialisation quotidienne des précipitations à partir de types de temps, XXXI^e colloque de l'Assoc Internat de Climatologie, pp 517-522
- Soubeyrou, JM, Bernus, S, Corre, L, Gouget, V, Kerdoncuff, M, Somot, S, Tocquer, F, 2020, Le nouveau jeu de simulations climatiques régionalisées sur la France pour le service DRIAS, XXXIII^e colloque de l'Assoc Internat de Climatologie, pp 637-642

- Trambly, Y., Somot, S. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Climatic Change* **151**, 289–302 (2018). <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5>
- Vautard R, Yiou P, van Oldenborgh GJ, Lenderink G, Thao S, Ribes A, Planton S, Dubuisson B, Soubeyroux JM (2015) Extreme fall 2014 precipitation in the cévennes mountains. *Bull Am Meteorol Soc* 96(12): S56–S60
- Zittis, George & Bruggeman, Adriana & Lelieveld, Jos. (2021). Revisiting future extreme precipitation trends in the Mediterranean. *Weather and Climate Extremes*. 34. 100380. 10.1016/j.wace.2021.100380.

EVOLUTION DE LA COUVERTURE NUAGEUSE BASSE DE SAISON SÈCHE SUR LA FAÇADE ATLANTIQUE DE L'AFRIQUE CENTRALE DE L'ÉCHELLE DIURNE À INTERANNUELLE

Vincent MORON¹, Raffael AELLIG², Lewis BACKITA³, Alexandre BERGER⁴, Sylvain BIGOT⁵, Pierre CAMBERLIN⁴, Thierry CASTEL⁴, Olivier CHAMPAGNE⁵, Andreas FINK², Peter KNIPPERTZ², Jean Damien MALOBA MAKANGA³, Armand MARISCAL⁵, Béatrice MOREL⁶, Amine OUHECHOU⁵, Julien PERGAUD⁴, Nathalie PHILIPPON⁵, Gaston SAMBA⁷, Geneviève SEZE⁸

¹ CEREGE, Aix Marseille Université, Aix en Provence, France, moron@cerege.fr

² IMK, Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe, Allemagne

³ LANASPET, Université Omar Bongo, Libreville, Gabon

⁴ CRC-BIOGEOSCIENCES, Université Bourgogne Franche Comté, Dijon, France

⁵ IGE, Université Grenoble Alpes, Grenoble, France

⁶ LE2P, Université de La Réunion, Saint Denis, France

⁷ CREE, Université Marien Ngouabi, Brazzaville, République du Congo

⁸ LMD, Sciences Sorbonne Université, Paris, France

Résumé : Malgré son importance bioclimatique, peu d'études se sont intéressées à la couverture nuageuse basse stratiforme de saison sèche (juin-septembre) de la façade Atlantique de l'Afrique Centrale. Grâce à des données in-situ documentant la période 1971-2019, nous montrons que cette couverture nuageuse est sous-estimée par les observations satellites SAFNWC et les modèles CMIP6. Nous identifions trois types de journées : claires, nuageuses la nuit et totalement nuageuses, ces dernières étant plus fréquentes sur la côte et l'intérieur, au vent des Monts de Cristal et de Chaillu. A l'échelle interannuelle, les anomalies de température dans l'Atlantique tropical Sud, le Pacifique équatorial et le bassin du Congo, en modulant les cellules méridienne et zonale de circulation jouent sur la stabilité des basses couches, le cisaillement vertical et in-fine la fréquence des journées les plus nuageuses.

Mots-Clés : Afrique Centrale – nuages bas – cycle diurne – modèles CMIP6

Abstract: Evolution of dry season low cloud cover over the Atlantic coast of Central Africa from diurnal to interannual scale

Despite its bioclimatic importance, few studies have focused on the stratiform low-level cloud cover of the dry season (June-September) of the Atlantic coast of Central Africa. Using in-situ data documenting the period 1971-2019, we show that this cloud cover is underestimated by SAFNWC satellite observations and CMIP6 models. We identify three types of days: clear, cloudy at night and totally cloudy, the latter being more frequent on the coast and inland, to the windward of the Cristal and Chaillu Mountains. On an interannual scale, temperature anomalies in the South Tropical Atlantic, the equatorial Pacific and the Congo Basin, by modulating the meridional and zonal circulation cells, influence the stability of the lower layers, the vertical shear and ultimately the frequency of the cloudiest days.

Keywords : Central Africa - low clouds - diurnal cycle - CMIP6 models

Introduction

La façade Atlantique de l'Afrique Centrale (principalement de l'extrême sud du Cameroun au SW de la république du Congo, jusque vers 14°E) présente une saison sèche très marquée (<1mm/mois en moyenne), centrée sur juin-septembre et combinée à une couverture nuageuse basse persistante. La fraction élevée de nuages bas (> 70 % Dommo et al., 2018), limite fortement le rayonnement solaire incident en surface (Philippon et al., 2019, 2022), diminuant fortement l'amplitude diurne des températures et le taux d'évapotranspiration (Philippon et al., 2019). Ceci a des impacts majeurs sur le fonctionnement et la composition des forêts (Réjou-Méchain et al. 2021). Une forêt ombrophile est

ainsi présente sur ce secteur, bien que les précipitations annuelles y soient bien plus faibles que dans d'autres secteurs forestiers équatoriaux comme l'Amazonie ou Bornéo. Malgré cette importance bioclimatique, peu d'études se sont intéressées à cette couverture nuageuse basse de saison sèche, en particulier son évolution de l'échelle diurne à saisonnière, sa variabilité interannuelle et la capacité des estimations satellites, des réanalyses et des modèles climatiques globaux à la représenter. De premiers éléments de réponse obtenus dans le cadre du projet ANR-DFG franco-allemand « DYVALOCCA » (Dynamics, Variability and bioclimatic effects of Low Clouds in Western Central Africa) sont présentés ici.

1. Climatologie des nuages bas de saison sèche

1.1. Observations in-situ

La principale source de données de couverture nuageuse basse observée utilisée est la base EECRA (Eastman et Warren, 2014). Elle fournit la fraction (en octas) et le type de nuages bas (9 types comprenant cumulus, stratocumulus, stratus, et cumulonimbus). Les données aux heures synoptiques principales (00, 06, 12, et 18 UTC) et intermédiaires (03, 09, 15, 21 UTC) ont été extraites pour 88 stations sur la fenêtre spatiale 7°N-7°S/5°-18° (Cameroun, Gabon, République du Congo, figure 1) et la période 1971-2009. Les bases SYNOP, MIDAS (Met Office, 2012), ISD (Smith et al., 2011) et AMMA (Fleury et al., 2011) ont également été utilisées pour combler les lacunes d'EECRA et étendre les données tri-horaires jusqu'en 2019 (Champagne et al., 2022 ; Moron et al., 2022).

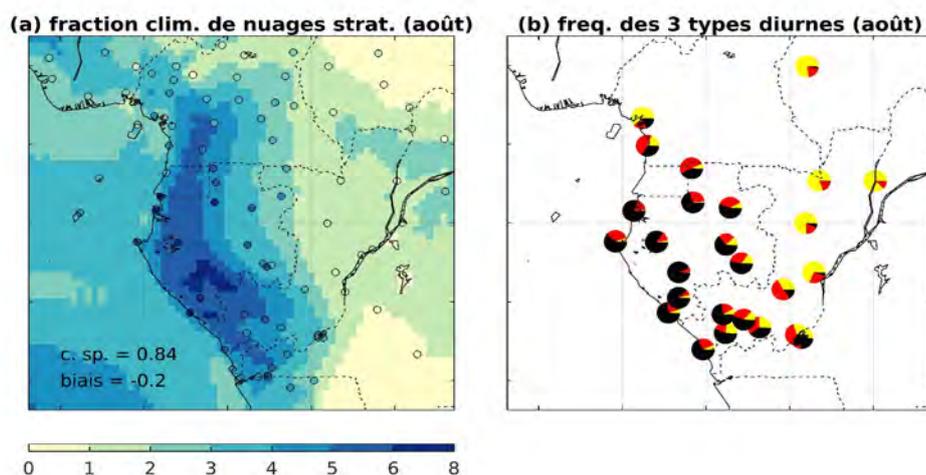


figure 1. a) fraction moyenne de nuages stratiformes en août calculée à partir des données aux stations (cercles) et des réanalyses ERA-5 (aplats). c.sp correspond à la corrélation spatiale entre stations et pixels ERA-5, et biais au biais dans ERA-5. b) fréquence des 3 types de cycles diurnes aux stations en août.

En saison sèche (juin-septembre), la nuit, les stratocumulus sont dominants avec une fréquence de 66 % et des niveaux d'octas supérieurs à 5, puis les cumulonimbus (15 %). Pendant la journée, bien que moins dominants, les stratocumulus restent les plus fréquents (40%) suivis des cumulus (26%) en couverture moins compacte (3-7 octas) et d'une association cumulus-stratocumulus (17 %). Ces fréquences sont également modulées dans l'espace avec un net gradient est-ouest (figure 1a) : sur les plaines côtières et versants au vent des massifs (Mt de Cristal, massif du Chaillu) la fréquence des nuages bas dépasse 70 % contre 40 % sous le vent des massifs et sur les plateaux intérieurs.

Une classification dynamique (K-means) appliquée à la fraction de la nébulosité basse stratiforme (les bases de nuages cumuliformes sont mises à zéro) permet d'extraire 3 types de journées en fonction de son évolution au cours du cycle diurne (figure 2) : peu stratiformes (avec plutôt des types

cumuléiformes notamment la journée), très nuageuses toute la journée, et très nuageuses la nuit seulement. Les journées très nuageuses et claires montrent des signatures spatiales et temporelles opposées : les premières sont très fréquentes en juillet-août, coeur de la saison sèche, de la zone côtière du Gabon au SW de la République du Congo (Moron et al., 2022). Les secondes sont bien plus présentes au nord de 2°N et à l'est de 14°E, surtout en mai-juin et en septembre-octobre. Les journées où le plafond stratiforme s'éclaircit partiellement durant la seconde moitié de la journée forment une transition spatio-temporelle entre le coeur gabonais, plutôt très nuageux, et les marges, le plus souvent claires.

1.2. Estimations satellites SAFNWC

La classification nuageuse du SAFNWC (Derrien et Le Gléau, 2005), dérivée des acquisitions du satellite MétéoSat Seconde Génération fournit des données au pas de temps de 15min et à la résolution de 5km sur la période 2008-2021. La confrontation avec les observations montre qu'elle sous-estime très fortement la couverture nuageuse basse. Cette sous-estimation est particulièrement prononcée la nuit en présence de stratocumulus, et de jour en présence de cumulus. Une majorité des ciels couverts en nuages bas sont classés « ciels clairs » par l'algorithme si bien qu'il n'est pas possible d'extraire des cycles diurnes de la couverture nuageuse basse proches des observations à partir des estimations du SAFNWC (Champagne et al. 2022).

1.3. Réanalyses ERA-5 et simulations CMIP6

La fraction de couverture nuageuse basse est également extraite des réanalyses ERA-5 et des simulations CMIP6 (couplées et type AMIP – Atmospheric Model Inter-comparison Project, Eyring et al., 2016) pour 8 modèles climatiques globaux (Camberlin et al., 2022). Les réanalyses ERA-5 ont tendance à légèrement surestimer cette fraction nuageuse notamment sur l'est du Cameroun et le nord de la République du Congo (figure 1a, 40 vs 20% dans les observations). Ceci s'explique probablement par le fait que dans ERA-5 les nuages bas incluent les nuages convectifs dont la base est relativement basse. Or ces nuages convectifs sont plus fréquents sur les marges nord et est de la région en cette saison. Malgré ce biais, ERA-5 reproduit très bien la variabilité interannuelle de la couverture nuageuse basse à l'échelle régionale.

Concernant les simulations CMIP6, la tendance générale est à la sous-estimation de la couverture nuageuse basse pour la région mais la diminution à l'est de 14°-15°E est correctement reproduite. La sous-estimation est cependant plus marquée dans les simulations couplées que dans les simulations forcées par les températures océaniques (type AMIP). Cette sous-estimation est en partie liée au biais chaud connu des modèles CMIP (Richter et Tokinaga, 2020), dans l'Atlantique équatorial est. Cependant, la sous-estimation de la couverture nuageuse n'est pas directement proportionnelle à l'amplitude de ce biais chaud.

2. Variabilité interannuelle des nuages bas de saison sèche

La variabilité interannuelle de la couverture nuageuse basse sur la période 1971-2019 est analysée sur la base des anomalies dans la fréquence des 3 types de jours au cours des bimestres mai-juin (début), juillet-août (coeur) et septembre-octobre (fin de saison). Les modes de variabilité extraits sont corrélés aux champs synchrones de température de surface de la mer et continentale (HadCRU v5), de précipitations (GPCP) et de dynamique atmosphérique (ERA-5). Les résultats obtenus suggèrent que les principaux facteurs de la variabilité interannuelle de la couverture nuageuse basse résident dans les températures de surface de la mer sur l'Atlantique tropical sud et équatorial, et

secondairement dans le Pacifique équatorial, ceci via la modulation des cellules de circulation méridienne et zonale.

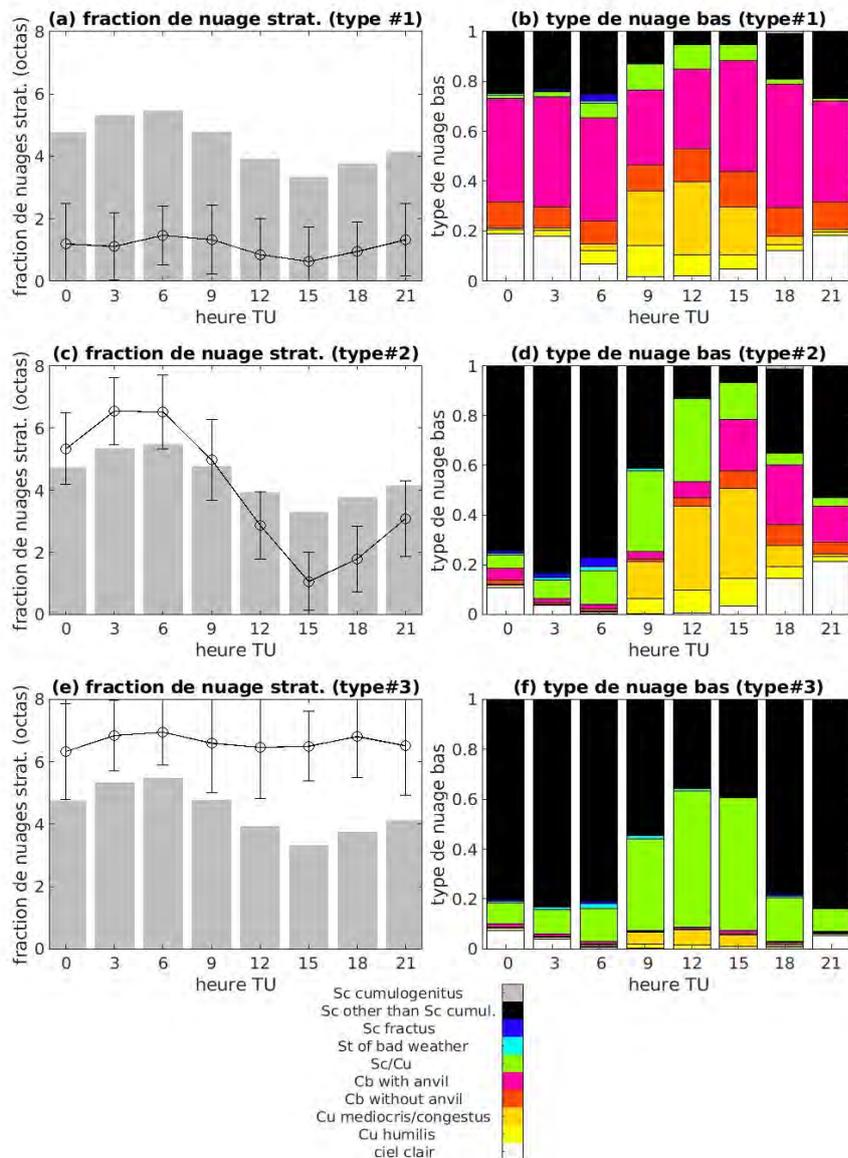


figure 2. (gauche) fraction de nuages stratiformes moyenne tri-horaire (barres grises avec 0.5 écart-type sous la forme d'un trait vertical) superposée avec la fraction de nuages stratiformes de 3 types de journées définies par une classification dynamique. (droite) : fréquence relative des 9 types de nuages bas pour les 3 types de journées. Les classes sont définies à partir de ~ 23000 jours-stations possédant des données de fraction nuageuse et le type de nuages bas sur 8 créneaux tri-horaires.

Ainsi, le type très nuageux est favorisé par des températures de surface de la mer anormalement basses sur l'Atlantique tropical sud et équatorial. De telles anomalies augmentent la stabilité et l'inversion thermique de basses couches et renforcent la composante zonale du vent en surface via le renforcement du gradient de température entre Atlantique équatorial et bassin du Congo. Une cellule méridienne relie également la couverture nuageuse basse avec la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) ouest-Africaine et dans l'Atlantique tropical, le type le plus nuageux étant alors plus fréquent quand la ZCIT est plutôt au nord de sa position normale. Ces relations sont plus fortes en début (mai-juin) et fin

de saison (septembre-octobre) qu'au coeur de la saison (juillet-août). En effet en coeur de saison, les températures dans l'Atlantique tropical sud et équatorial sont alors inférieures à 24°C-25°C en moyenne, si bien que les anomalies chaudes impactent moins l'inversion thermique de basses couches qu'au début ou à la fin de la saison. En juillet-août, le type le plus nuageux est également favorisé en conditions chaudes de l'El Niño Southern Oscillation (ENSO) : l'augmentation des températures dans la moyenne troposphère et le renforcement des vents d'est alors observés augmentent la stabilité dans les basses couches et le cisaillement vertical. La fin de saison (septembre-octobre) se caractérise enfin par une tendance à la hausse de la couverture nuageuse basse (Moron et al., 2022).

Si les réanalyses ERA-5 reproduisent correctement la variabilité interannuelle de la couverture nuageuse basse (coefficient de corrélation compris entre 0.7 et 0.8 à l'échelle régionale), les résultats sont plus contrastés pour les simulations CMIP6 type AMIP des 8 modèles retenus (figure 3). Seuls trois modèles montrent des corrélations supérieures à 0.6, et deux autres montrent des corrélations inférieures à 0.2 voire négatives (Camberlin et al., 2022).

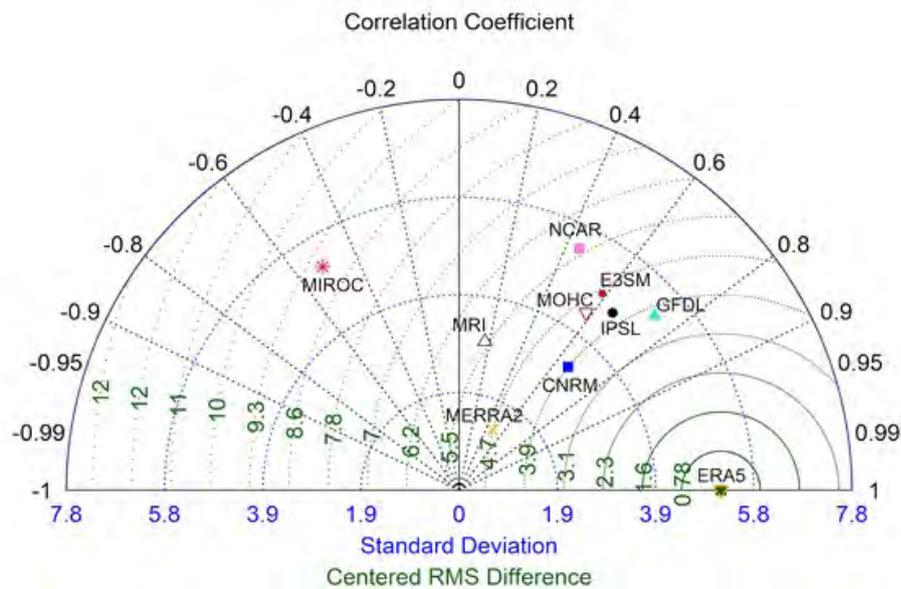


Figure 3: Diagramme de Taylor de la nébulosité basse dans le Nord-Ouest du Gabon (juin-septembre 1979–2014) dans les modèles CMIP6 (simulations type AMIP) et les réanalyses MERRA2. Les données ERA5 sont la référence. Pointillés noirs : corrélations. Pointillés bleus : écarts-types. Courbes vertes : erreur quadratique.

Conclusion

Les premiers résultats du projet franco-allemand DYVALOCCA (Camberlin et al., 2022 ; Champagne et al., 2022 ; Moron et al., 2022) mettent en évidence différents éléments concernant (1) les variations spatio-temporelles de la couverture nuageuse basse de saison sèche sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale, (2) leur représentation par les estimations satellites, les réanalyses et les modèles climatiques globaux, et (3) les facteurs atmosphériques et océaniques à grande échelle expliquant ces variations. Une campagne de terrain au Gabon prévue en juillet 2022 permettra de compléter ces analyses par des éléments

sur les processus en jeu dans la couche limite pour expliquer les évolutions diurnes de la couverture nuageuse basse encore mal comprises.

Remerciement : le projet DYVALOCCA (<https://dyvalocca.osug.fr/>) est financé par l'ANR (ANR-19-CE01-0021) et la DFG (DFG FI 786/5-1). Il s'inscrit dans le Laboratoire Mixte International « DYCOFAC » de l'IRD (<https://www.lmi-dycofac.org/>).

Bibliographie

Camberlin P., Togbeji C.F., Pergaud J., Berger A., Aellig R., Fink A.H., Knippertz P., Moron V., et Philippon N., 2022: The Representation of Dry-Season Low-Level Clouds Over Western Equatorial Africa in Reanalyses and Historical CMIP6 Simulations. *Climate Dynamics*, soumis.

Champagne O., Aellig R., Fink A.H., Philippon N., Camberlin P., Moron V., Knippertz P., Sèze G., et van der Linden R., 2022 : Climatology of low-level clouds over Western equatorial Africa based on ground observations and satellites, *J. Climate*, soumis.

Derrien M., et Le Gléau H., 2005: MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. Remote Sens*, **26**, 4707–4732.

Dommo A., Philippon N., Vondou D.A., Sèze G., et Eastman R., 2018: The June–September Low Cloud Cover in Western Central Africa: Mean Spatial Distribution and Diurnal Evolution, and Associated Atmospheric Dynamics. *J. Climate*, **31**, 9585–9603.

Eastman R., et Warren S.G., 2014: Diurnal Cycles of Cumulus, Cumulonimbus, Stratus, Stratocumulus, and Fog from Surface Observations over Land and Ocean. *J. Climate*, **27**, 2386–2404.

Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., et Taylor K.E., 2016 : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9**, 1937–1958.

Fleury L., Boichard J.-L., Brissebrat G., Cloché S., Eymard L., Mastrorillo L., Moulaye O., Ramage K., Asencio N., Coppeaux J., Devic, M.-P., Favot F., Ginoux K., Lafore J.-P., Polcher J., Redelsperger J.-L., Roussot O. et Tytéca M., 2011: AMMA information system: an efficient cross-disciplinary tool and a legacy for forthcoming projects. *Atmosph. Sci. Lett.*, **12**, 149-154.

Met Office, 2012: Met Office Integrated Data Archive System (MIDAS) Land and Marine Surface Stations Data (1853-current). <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/220a65615218d5c9cc9e4785a3234bd0>

Moron V., Camberlin P., Aellig R., Champagne O., Fink A.H., Knippertz P., et Philippon N. (2022) Interannual variability of low-level cloud cover over western equatorial Africa. *J. Climate*, soumis.

Philippon N., Cornu G., Monteil L., Gond V., Moron V., Pergaud J., Sèze G., Bigot S., Camberlin P., Doumenge C., Fayolle A., et Ngomanda A., 2019: The light-deficient climates of western Central African evergreen forests. *Environ. Res. Lett.*, **14**, 034007.

Réjou-Méchain M, Mortier F, Bastin JF et al., 2021 : Unveiling African rainforest composition and vulnerability to global change. *Nature*, **593**, 90–94.

Richter I., et Tokinaga H., 2020 : An overview of the performance of CMIP6 models in the tropical Atlantic: mean state, variability, and remote impacts. *Climate Dynamics*, **55**, 2579–2601.

Smith A., Lott, N., et Vose R., 2011. The Integrated Surface Database: Recent Developments and Partnerships. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **92**, 704–708.

LES TORNADES EN FRANCE : ÉTUDE SPATIO-TEMPORELLE D'UN PHÉNOMÈNE SOUS-ESTIMÉ

Matthieu LACROIX ¹, Saïda KERMADI ¹, Agnès TAMBURINI ², Benoît THOMÉ ²

(1) Université de Lyon, 5 Avenue Pierre Mendès, 69500 Bron, France. matthieu.lacroix@univ-lyon2.fr

(2) DIRECTION INTER-RÉGIONALE CENTRE-EST, MÉTÉO-FRANCE, 18 AVENUE LOUIS MOUILLARD, 69500 BRON, FRANCE

Résumé : Chaque année, la France connaît environ 22 tornades d'intensité faible à modérée. Leur distribution spatio-temporelle, ainsi que les raisons pour lesquelles elles sévissent dans certaines zones plus que d'autres, reste une interrogation majeure dans la compréhension de ces phénomènes. Le but principal de cette étude est d'améliorer nos connaissances climatiques des tornades en France, non seulement dans leur répartition spatio-temporelle, mais également dans leur évolution sur le court, moyen et long terme en relation avec le changement climatique. Si l'étude temporelle, notamment mensuelle, a permis de mettre en valeur une concentration de tornades durant la saison chaude, leur répartition spatiale reste tributaire de certains facteurs géographiques ; c'est ce que nous montrerons dans cette étude.

Mots-Clés : Tornades, répartition spatio-temporelle, France, SIG.

Abstract: Each year, France experiences about 22 tornadoes of low to moderate intensity. Their spatio-temporal distribution, as well as the reasons why they occur in certain areas more than others, remains a major question in the understanding of these phenomena. The main aim of this study is to improve our climatic knowledge of tornadoes in France, not only in their spatio-temporal distribution, but also in their short, medium and long-term evolution in relation to climate change. If the temporal study, particularly monthly, has made it possible to highlight a concentration of tornadoes during the warm season, their spatial distribution remains dependent on certain geographical factors; this is what we will show in this study.

Keywords: Tornado, spatio-temporal distribution, France, GIS.

Introduction

Les tornades sont des évènements météorologiques extrêmes, qui ont lieu à toute période de l'année, sur divers continents. Bien que les États-Unis soient le lieu de toutes les attentions pour les recherches sur ces phénomènes, l'Europe, pionnière dans ces recherches au XIX^e siècle, se retrouve délaissée. La France est un pays très varié : avec un relief diversifié et plusieurs domaines climatiques, elle se prête bien à une étude de ces phénomènes. Néanmoins, les tornades restent des phénomènes sous-estimés aussi bien en France qu'en Europe ; aucun système d'alerte ou de prévention n'est disponible. Pour comprendre l'évolution spatio-temporelle de ces phénomènes dans un futur proche, il est donc primordial de faire un état actuel des tornades en France. Cette étude permettra d'une part de caractériser l'aléa tornadique en France, et d'autre part de poser les bases pour une étude potentielle en lien avec le changement climatique.

D'un point de vue historique, les tornades en France ont été étudiées à plusieurs reprises : Jean-Charles Peltier en 1840, Alfred Wegener en 1917, et plus récemment Jean Dessens et John Snow en 1989. Les recherches de ces deux derniers climatologues ont permis de distinguer les régions de France les plus touchées par ces phénomènes. On y trouve notamment l'ouest de la France (Poitou-Charentes), la région Parisienne mais également les Hauts-de-France.

Afin de mettre à jour cette climatologie des tornades, qui comportait 107 observations, nous avons eu recours à l'utilisation d'un Système d'Information Géographique et de plusieurs bases de données : la Base de Donnée des Évènements Marquants (BDEM) de Météo-France, celle de l'ESSL (European Severe Storm Laboratory) et celle de Keraunos (bureau d'étude spécialisé dans les phénomènes météorologiques violents).

1. Méthodologie et mise en place d'une base de données sous SIG

Pour étudier la répartition spatio-temporelle des tornades en France, il convient d'analyser ces phénomènes dans un Système d'Information Géographique. Nous avons rassemblé une base de données, la plus complète possible, sur une longue période. C'est donc la période 1811 à 2020 qui a été retenue. Cette période permet de comptabiliser un certain nombre de tornades, même s'il est compliqué d'avoir un aperçu convenable de ces phénomènes dans le temps. En effet, les tornades sont des phénomènes difficiles à observer. Ils sont généralement petits, ne dure pas longtemps (quelques minutes généralement) et leur caractérisation en tant que tornade est soumise à une enquête. Cette enquête permet de conclure si les vents sont tourbillonnaires ou non, permettant de différencier les tornades d'autres phénomènes venteux.

Pour mener à bien la constitution d'une base de données complète, trois sources ont donc été croisées.

Pour commencer, il a fallu implémenter les données de la base des événements marquants (BDEM) de Météo-France dans un SIG. Cette base de données interne rassemble plus de 18 000 faits météorologiques notables, tels que les pluies intenses, les canicules ou encore, ce qui nous intéresse, les tornades et autres épisodes venteux en tout genre. Sur les 668 potentielles occurrences listées comme suite à la requête « tornade », un tri et une vérification ont été effectués, permettant de valider 426 signalements de la base. Ces vérifications ont été faites grâce à la BD complète sur la France de Keraunos et aux ressources fournies par la BDEM à chaque événement (coupures de journaux, rapports météorologiques, enquêtes de terrain). D'autre part, pour compléter ces observations, une demande a été faite auprès du European Severe Storm Laboratory (ESSL) pour récupérer les données de leur base. Cet organisme, fondé en 2006 et référent dans ce domaine, rassemble une base de données à l'échelle Européenne sur les tornades, la grêle ou encore les coups de vent.

À la suite de cette demande, 482 phénomènes ont été partagés en format géographique à l'échelle de la France, ce qui a permis, après suppression des doublons, un ajout de 304 nouvelles observations. La base de données finale est portée donc à 730 événements. Leur représentation est ponctuelle, la précision de leur position allant de quelques dizaines de mètres à une centaine de mètres pour les plus incertaines. Le point donné représente le lieu de formation de la tornade, qui est le point de contact entre le sol et le tuba en rotation. Dans cette base de données, la quasi-totalité des tornades est caractérisée par une date, une heure de formation, une trajectoire et une largeur. Les trajectoires ont été obtenues d'après les rapports d'enquêtes de Keraunos et Météo-France, et numérisées sur un fond de carte Open Street Map. Quant à l'échelle d'intensité, avec Fujita ou Fujita améliorée, elle est renseignée lorsque celle-ci est disponible.

L'analyse spatiale est faite sous le logiciel libre Qgis 3. Ce logiciel regroupe tous les outils nécessaires à de telles analyses. L'outil carte de chaleur a notamment été utilisé.

2. Résultat et analyse des tornades en France

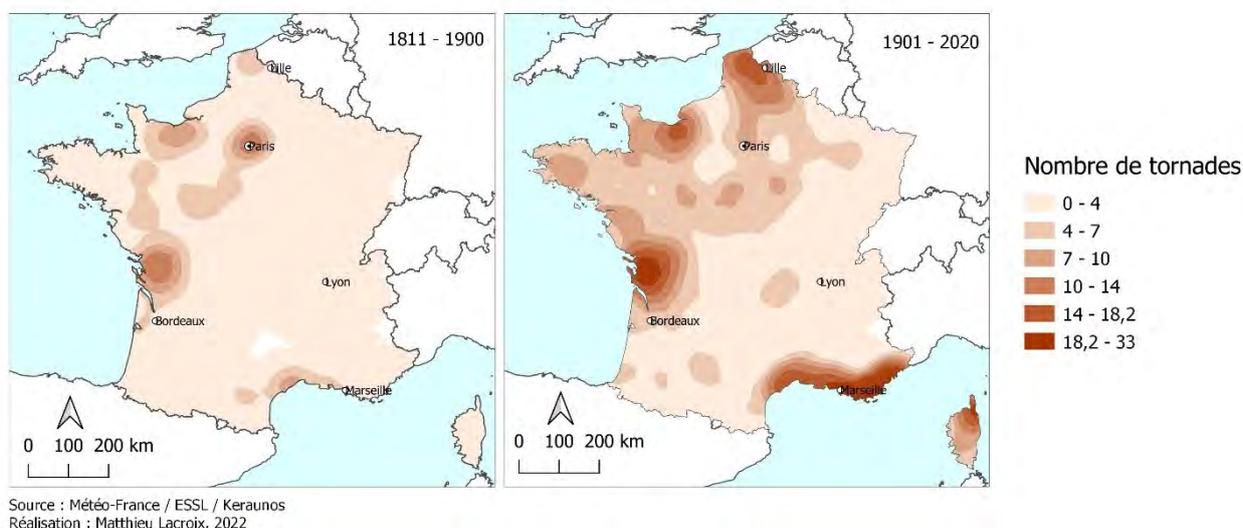


figure 1. Densité de tornades en France. Densité pour un rayon de 75 km, évolution par siècle.

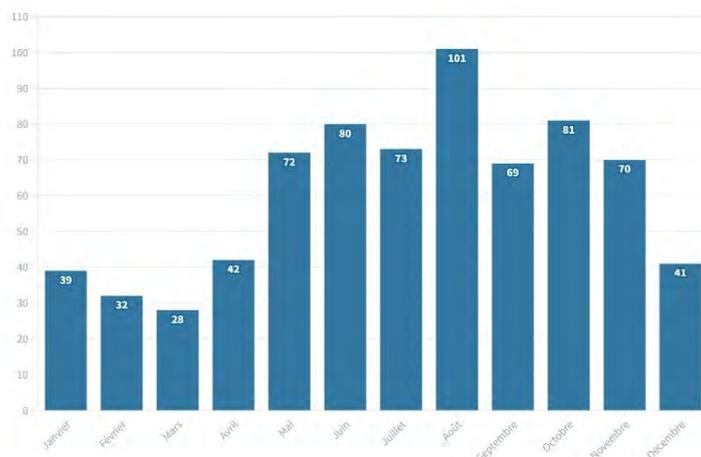
2.1. Répartition spatiale des tornades en France

Afin de faire ressortir les zones à forte densité, nous avons utilisé la technique dite des « points chauds » qui consiste à analyser des entités spatiales par rapport à leurs voisins en fonction d'une distance, ici un rayon de 75 km. Cette distance permet d'avoir un compromis entre un lissage des données (simplification des données lorsque le rayon choisi est trop grand) et des données comportant une multitude de détails si le rayon pris en compte est trop petit. Ce rayon de 75 km permet d'avoir des résultats plus précis sans toutefois être trop simplifiés. Il permet notamment de faire apparaître de petits clusters qui sont effacés si le rayon est important. La figure 1 ci-dessous présente les densités de tornades pour les périodes 1811-1900 et 1901 à 2020.

Comme nous pouvons le voir sur ces deux cartes, certaines zones se dégagent bien par rapport aux autres. Pour la période 1800-1900, comportant 49 observations, quatre zones se détachent avec une densité supérieure à 10 tornades pour ladite période. Dans ces zones se retrouvent Paris et la région Île-de-France, la Basse-Normandie, la zone occidentale du Poitou-Charentes et la zone méridionale, notamment le département de l'Hérault. Pour la seconde période, de 681 observations, les mêmes zones, citées ci-dessus, sont accentuées avec des densités importantes allant de 18 à 33 tornades par endroits.

La comparaison des deux cartes permet de mettre en évidence plusieurs constats. Le premier étant que quatre zones distinctes se détachent clairement quelques soit les époques : il s'agit du nord de la France, dites région des Hauts-de-France, la basse Normandie, la région du Poitou-Charentes, et enfin le littoral autour de la méditerranée. L'autre fait intéressant est la concentration autour de la région parisienne, notamment, entre 1811 et 1900.

Ces répartitions sont influencées par des facteurs spatiaux telles la topographie, l'occupation des sols, les variations mensuelles ou saisonnières. Ces facteurs spatio-temporels seront analysés dans le point ci-dessous.



Source : Météo-France, ESSL, Keraunos • Matthieu Lacroix, 2021
Université Lumière Lyon 2

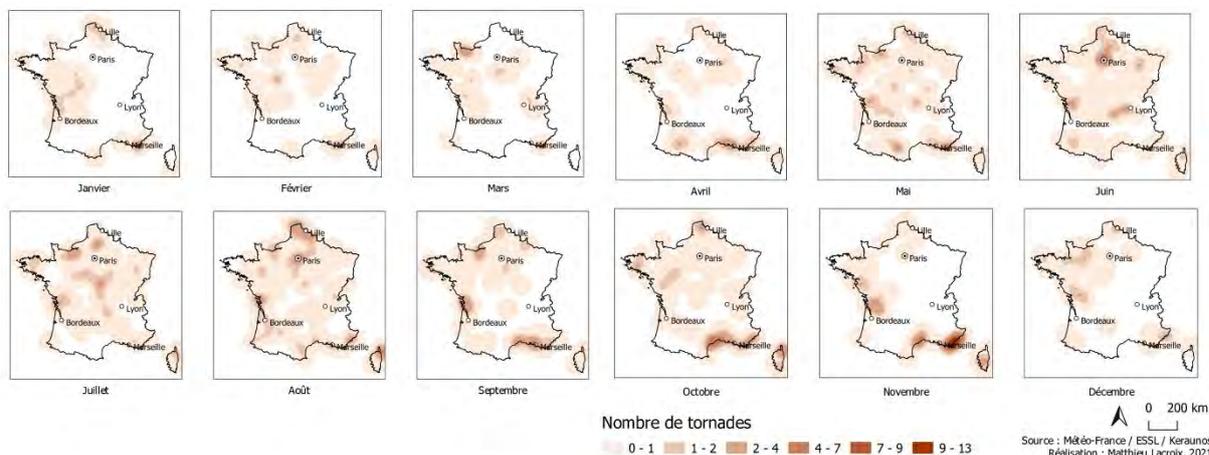
figure 2. Nombre de tornades par mois en France.

2.2. Analyse des variations mensuelles et saisonnières des tornades

Après la présentation spatiale des tornades, ce deuxième point se concentre sur leur évolution temporelle. La figure 2, présentant leur répartition mensuelle, montre une distribution inégale. Les tornades sont plus présentes durant les mois les plus chauds de l'année (juin-juillet-août) que durant la période froide (décembre, janvier, février). Un maximum de 101 observations est relevé pour le mois d'août, suivi du mois d'octobre avec 81 observations. À l'inverse, les mois les plus froids connaissent peu de tornades : c'est le cas des mois de janvier, février et mars avec respectivement 39, 32 et 28 évènements. D'une manière générale, les périodes chaudes, propices aux développements d'orages en France, sont favorables à la formation des tornades.

Si la répartition mensuelle permet de comprendre leur temporalité, la figure 3 permet d'observer les changements spatiaux au fil des mois.

Ces changements spatio-temporels sont corrélés aux masses d'air prédominantes de la période. La saison froide, avec plus de masses d'air froides et de perturbations, est peu caractérisée par ces phénomènes, alors que celle chaude avec plus de masses d'air tropical est plus propice au développement des tornades. D'autre part, l'analyse spatio-temporelle de ces tornades montre une certaine relation avec la carte des zones climatiques définies par Joly *et al.* En 2010.



Source : Météo-France / ESSL / Keraunos
Réalisation : Matthieu Lacroix, 2021

figure 3. Répartition spatiale mensuelle des tornades en France.

Ainsi, les périodes les plus froides dégagent une répartition globale dans l'ouest de la France, sous un climat d'influence océanique, généralement humide et plus doux que la partie orientale, continentale et plus sèche. La période chaude voit l'émergence de zones à l'intérieur des terres et du sud de la France. De manière globale, toute la France peut être touchée entre juin et août. Quant à la période automnale, les mois d'octobre et novembre mettent en évidence une forte augmentation sur la côte méditerranéenne. Cette période de l'année, favorable à des épisodes méditerranéens et à la formation de nombreux orages est caractérisé, également, par la formation de nombreuses trombes marines. Ces dernières, poussées par les vents du sud, continuent leur progression sur terre en se transformant en tornades.

2.3. Étude des trajectoires des tornades

Il est primordial de pouvoir analyser les trajectoires de ces phénomènes. Pour l'analyse, 303 trajectoires ont pu être numérisées avec une précision de quelques centaines, voire dizaines de mètres. Cette précision est rendue possible grâce à différentes sources, telles que les rapports d'enquêtes de Keraunos, ou encore des rapports plus anciens de Météo-France disponibles dans la BDEM. Il en résulte la carte présentée en figure 4 ci-dessous.

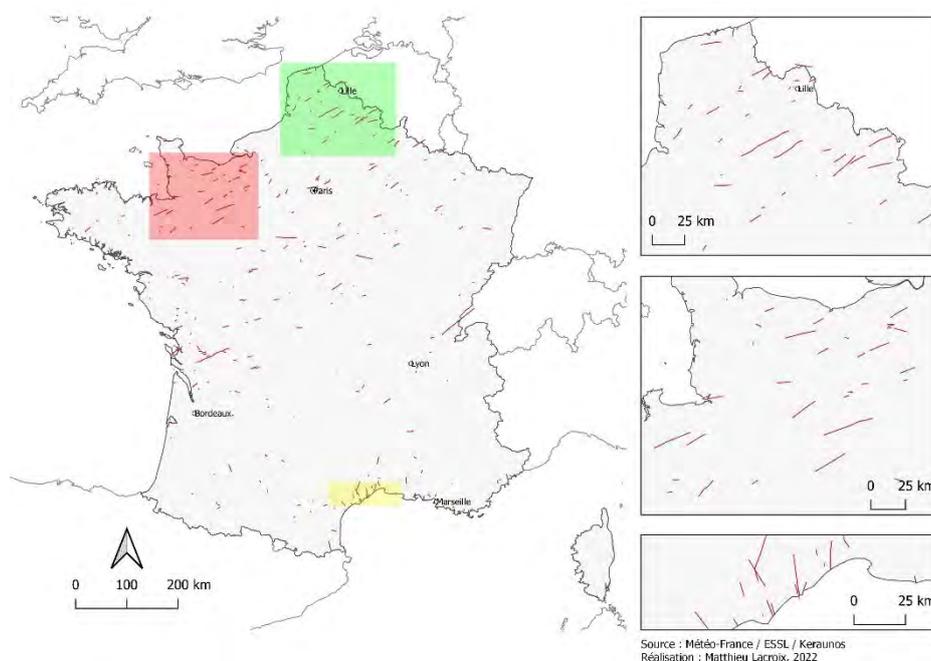


figure 4. Trajectoires des tornades en France.

Sur cette carte, on observe que les trajectoires des tornades ont une tendance similaire, arborant une trajectoire sud-ouest - nord-est pour la partie du quart Ouest de la France, et une trajectoire sud-nord pour la partie méditerranéenne. Ces deux trajectoires s'expliquent en partie par les flux dominants de la saison. Une fois de plus, les trajectoires des trombes marines ayant une continuité sur la terre ferme sont visibles dans le carton du bas. Les trajectoires permettent de mieux appréhender les dynamiques atmosphériques en jeu.

2.4. Les tornades en Europe

Pour finir cette analyse des tornades, nous présentons ci-dessous un petit aperçu de ce phénomène en Europe. La figure 5 présentant la densité des tornades en Europe, met en évidence le

cas de la zone septentrionale de la France. Cette zone n'est pas un cas isolé, elle est la continuité méridionale de la zone tornadique des pays Belgique, Pays-Bas et Allemagne. Plusieurs zones, plus ou moins grandes, voient le retour régulier de tornades pour la période 1900-2020. C'est le cas en particulier du centre de l'Angleterre, de la plaine du Pô ou encore de la zone du nord de l'Europe cité précédemment.

Toutefois, cela restera à approfondir dans de prochaines études.

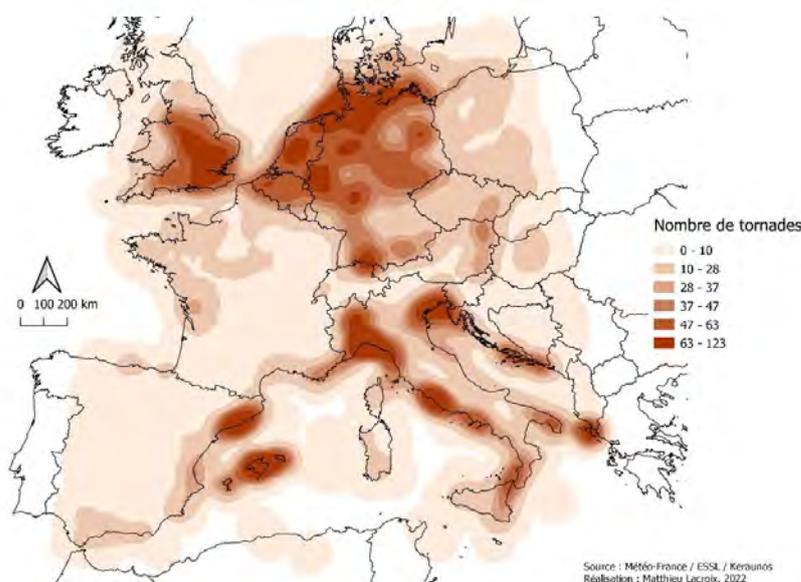


figure 5. Densité de tornades en Europe de l'Ouest.

Conclusion et perspectives

Cette approche de la climatologie des tornades en France permet d'aborder de nombreux aspects du phénomène : répartition spatiale et temporelle, densité ou encore répartition mensuelle. La complémentarité des trois bases de données utilisées a permis le rassemblement d'un nombre de phénomènes conséquent. Cela a permis une analyse spatiale et temporelle satisfaisante, faisant ressortir les zones des plus aux moins touchées de France. Des clusters ont été identifiés et des zones propices à ces phénomènes se détachent.

Avec 22 tornades par an en moyenne sur les 20 dernières années, aucune tendance ne se dégage encore sur l'évolution de ce phénomène ; pour manque de recul sur les bases de données actuelles. Si on se base sur les deux dernières décennies, l'année 2000 a connu 15 recensements, alors que l'année 2018 fut l'année la plus tornadique avec 77 cas confirmés de tornades. C'est également l'année la plus chaude en France depuis 1900, avec une moyenne de 13,9°C (soit 1,4°C de plus que la période 1981-2000). Une année marquée par des canicules et une sécheresse prolongée.

Avant les années 2000, le recensement de ces phénomènes ponctuels était compliqué, notamment par le manque de moyens pour faire remonter ces informations. Les moyens de communication ayant explosé depuis le début 2000, les recensements sont plus simples, et l'information, partagée notamment à travers les réseaux sociaux, entraîne une augmentation des observations de tornades. Il s'agit d'une évolution qui n'est pas à négliger lorsque nous étudions des données sur des phénomènes tels que ceux-ci. L'accentuation de ces moyens de communication entraîne une augmentation de l'information, mais est-ce pour autant qu'il y a une accentuation de ces phénomènes ?

Bibliographie

Antonescu B., Schultz D., Holzer A. et Groenemeijer P., 2017 : Tornadoes in Europe: An Underestimated Threat, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98.4**, 713–28.

Dessens J. et Snow J., 1989 : Tornadoes in France, *Weather and Forecasting*, **4.2**, 110–32.

Elsner J., Michaels L., Scheitlin K. et Elsner I., 2013 : The Decreasing Population Bias in Tornado Reports across the Central Plains, *Weather, Climate, and Society*, **5.3**, 221–32.

Groenemeijer P. et Kühne T., 2014 : A Climatology of Tornadoes in Europe: Results from the European Severe Weather Database, *Monthly Weather Review*, **142.12**, 4775–90.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhès J., Hilal M. et al., 2010 : Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : Revue européenne de géographie / European journal of geography*, 1-23.

Matsangouras, Ioannis, Nastos, Bluestein et Sioutas, 2014 : A Climatology of Tornadic Activity over Greece Based on Historical Records, *International Journal of Climatology*, **34**, 2538–55.

Rauhala J. et Schultz D., 2009 : Severe Thunderstorm and Tornado Warnings in Europe, *Atmospheric Research - ATMOS RES*, **93**.

Razavi A. et Sarkar P., 2018 : Laboratory Study of Topographic Effects on the Near-Surface Tornado Flow Field, *Boundary-Layer Meteorology*, **168.2**, 189–212.

ESSAI D'ÉTUDE DES TYPES DE CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE À DIFFÉRENTES ALTITUDES : L'EXEMPLE DE BEYROUTH

M. TRABOULSI ^(1,2), K. TOLIKA ⁽³⁾, Ch. ANAGNOSTOPOULOU ⁽³⁾, I. TEGOULIAS ^(4,3) et P. MAHERAS ⁽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

^{4.} ELGA - Meteorological Applications Center, International Airport Macedonia, 55103 Thessaloniki, Greece

Résumé : Ce travail a pour objectif l'étude des liens entre les types de circulation atmosphérique à différentes altitudes et les précipitations au-dessus de Beyrouth (Liban) pour la période 1959-2016. Les corrélations et les tendances des précipitations et les fréquences des types de circulation sont explorées. Cette étude montre qu'il y a une tendance croissante à l'apparition anticyclonique, alors que les fréquences des types de circulation cyclonique sont à tous les niveaux en baisse. Les pourcentages de précipitations, ainsi que le nombre de jours pluvieux que l'on obtient pour les mêmes types de circulation cyclonique dépendent des niveaux des hauteurs géopotentielles. Enfin, les corrélations les plus élevées apparaissent entre les fréquences des types de circulation des surfaces les plus voisines.

Mots clés : types de circulation, précipitations, tendance, Beyrouth-AIB.

Abstract: Study of the circulation types at different altitudes: The Beirut example. The aims of this work is to study the links between the types of atmospheric circulation at different altitudes and precipitation over Beirut (Lebanon) for the period 1959-2016. Correlations and trends in precipitation and frequencies of circulation types are explored. This study shows that there is an increasing trend of anticyclonic types over the region, while cyclonic patterns are at all levels decreasing. The percentages of precipitation and the number of rainy days obtained for the same types of cyclonic circulation depend on the levels of the geopotential heights. The highest correlations occur between the frequencies of the most neighboring surface circulation types.

Keywords: circulation types, precipitation, trend, Beirut-AIB.

Introduction

Le Liban comme toute la région de la Méditerranée orientale est une zone qui se trouve dans un abri météorologique (loin des perturbations du front polaire), la situation atmosphérique en altitude étant dès lors déterminante (Blanchet, 1976 ; Traboulsi, 2004). Il est en effet connu que la classification de la circulation atmosphérique en types synoptiques ou météorologiques peut être utilisée pour comprendre les relations entre la circulation atmosphérique à grande échelle et les variables climatiques. C'est ainsi que de nombreuses études ont été publiées en partant de l'hypothèse qu'il existe une variabilité régionale des éléments climatiques qui peut être identifiée par les schémas de la circulation. Citons à cet égard les études intéressantes le Liban et qui concernent soit les précipitations moyennes (Traboulsi *et al.*, 2019) et extrêmes (Traboulsi *et al.*, 2020) à Beyrouth, soit les changements des températures à Beyrouth (Traboulsi *et al.*, 2021). Les études mentionnées ci-dessus ont mis en relation la variabilité des éléments climatiques avec les types de circulation obtenus pour la surface de 500 hPa par l'application de la méthode objective de classification développée par Anagnostopoulou *et al.* (2009), applicable partout dans le monde. Dans ce travail nous reprenons la même méthode utilisée dans les travaux cités mais pour différentes surfaces géopotentielles.

1. Données et méthodes

Pour ce travail visant à comprendre le lien entre la tendance des précipitations et les types de circulation à différentes surfaces géopotentielles, deux ensembles de données différentes sont utilisés, pour la période 1958-2016 : précipitations quotidiennes de la station de Beyrouth (elles proviennent du service météorologique du Liban), et hauteurs géopotentielles quotidiennes pour les surfaces 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa qui sont issues des Réanalyses NCEP/NCAR obtenues sur une maille de 2°5. Un système de classification des types de circulation a été adapté et appliqué à Beyrouth, à la suite des travaux de Traboulsi *et al.* (2019, 2020 et 2021) 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.

La présente étude propose, dans un premier temps, une classification des types de circulation pour les surfaces 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa en utilisant les anomalies des hauteurs géopotentielles et l'analyse de leurs fréquences et de leurs tendances (Anagnostopoulou *et al.*, 2009). En effet, l'utilisation des anomalies des hauteurs géopotentielles élimine la saisonnalité, et les centres d'action principaux, anticyclones ou dépressions, sont facilement détectables. Dans un deuxième temps, nous proposons l'étude des précipitations à Beyrouth en relation avec les types de circulation aux différentes hauteurs géopotentielles pour ces mêmes surfaces ainsi que leurs tendances. Enfin, dans un troisième temps, nous abordons les corrélations entre les fréquences des types de circulation pour les différents niveaux d'altitude. Le but final est, dans la mesure du possible, l'analyse des avantages et des désavantages des différentes surfaces géopotentielles pour l'étude des relations entre les précipitations et les types de circulation à Beyrouth.

2. Résultats

2.1. Fréquences élevées des types anticycloniques

Les fréquences relatives des 12 types de circulation divisées en groupes anticycloniques et cycloniques aux quatre hauteurs géopotentielles sont présentées dans le tableau 1. Comme le montre ce tableau, à l'échelle annuelle les types anticycloniques présentent des fréquences légèrement(?) plus élevées que celles des types cycloniques, la surface de 850 hPa connaît le maximum des fréquences anticycloniques (55,2 %) tandis que la surface de 1000 hPa présente le minimum de fréquences (52,0 %). En hiver et au printemps, alors que ces pourcentages sont très proches pour tous les niveaux géopotentiels, les types cycloniques sont plus fréquents que les types anticycloniques ; la surface de 500 hPa présente en hiver le maximum des fréquences (59,3 %) tandis que, pour le printemps, c'est la surface de 1000 hPa qui présente ce maximum de fréquences (58,5 %). En automne et en été, les types anticycloniques apparaissent largement majoritaires, surtout en été ; la surface de 850 hPa connaît le maximum de fréquences tant pour l'été (74,6 %) que pour l'automne (61,1 %).

Tableau 1 : Fréquences saisonnières et annuelles des types de circulation (en pourcentage) à Beyrouth-AIB (1958-59 / 2015-16) pour les niveaux 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa et 1000 hPa.

	500 hPa	500 hPa	700 hPa	700 hPa	850 hPa	850 hPa	1000 hPa	1000 hPa
	Anticyclo	Cyclo	Anticyclo	Cyclo	Anticyclo	Cyclo	Anticyclo	Cyclo
Année	53,8	46,2	54,7	45,3	55,2	44,8	52,0	48,0
Automne	58,8	41,2	60,5	39,5	61,1	38,9	55,4	44,6
Hiver	40,7	59,3	42,2	57,8	43,3	56,7	41,3	58,7
Printem.	43,2	56,8	42,5	57,5	41,7	58,3	41,5	58,5
Été	72,2	27,8	73,3	26,7	74,6	25,4	69,5	30,5

Enfin, en ce qui concerne les fréquences individuelles des types, en règle générale (avec cependant quelques exceptions), on observe une baisse progressive, de bas en haut (de la surface

1000 hPa vers 500 hPa), des fréquences des types cycloniques (Csw et Cse) et anticycloniques (Ase) dont le centre se trouve au sud du Liban, en faveur des types (hausse des fréquences de bas en haut) dont le centre se trouve au nord du pays (résultat non illustré).

2.2. Corrélations temporelles entre les champs moyens des types de circulation anticycloniques et cycloniques

Le coefficient de corrélation temporelle sur la période 1958-2016 (CC) entre les champs moyens (anticycloniques et cycloniques) des types de circulation pour les quatre hauteurs géopotentielle a été calculé, individuellement pour chaque saison. Les résultats de l'analyse de corrélation sont présentés dans les tableaux 2 et 3. La corrélation entre les types anticycloniques (entre eux) (ou cycloniques) de toutes les surfaces indique des signes positifs, tandis que la corrélation entre anticycloniques et cycloniques (ou l'inverse) indique des signes négatifs. L'analyse de corrélation se réfère aux valeurs absolues. Les types de circulation hivernale à 1000 hPa présentent des coefficients de corrélation qui varient entre 0,567 et 0,930 avec les types de circulation des autres surfaces. Les coefficients de corrélation au printemps présentent des valeurs inférieures à celles de l'hiver, ils varient entre 0,481 et 0,925. Il est à noter que les valeurs les plus élevées des CC tant pour l'hiver que pour le printemps apparaissent entre les surfaces les plus voisines (hiver = 0,922 entre les types cycloniques de 700 hPa et 500 hPa).

Tableau 2 : Coefficients de corrélation entre les types cycloniques et anticycloniques des quatre classifications pour l'hiver (en grisé) et le printemps (en gras).

	Print.	500 hPa		700 hPa		850 hPa		1000 hPa	
		Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo
500 hPa	Anticyclo.	1	-1	0,925	-0,925	0,768	-0,768	0,481	-0,481
	Cyclo.	-0,999	1	-1	1	-0,913	0,913	-0,670	0,670
700 hPa	Anticyclo.	0,922	-0,919	1	-1	0,913	-0,913	0,670	-0,670
	Cyclo.	-0,923	0,922	-0,999	1	-0,913	0,913	-0,670	0,670
850 hPa	Anticyclo.	0,782	-0,777	0,921	-0,918	1	-1	0,869	-0,869s
	Cyclo.	-0,782	0,779	-0,922	0,920	-1,00	1	-0,869	0,869
1000 hPa	Anticyclo.	0,576	-0,567	0,757	-0,750	0,92	-0,921	1	-1
	Cyclo.	-0,580	0,572	-0,761	0,755	-0,93	0,925	-0,999	1

Tableau 3 : Coefficients de corrélation entre les types cycloniques et anticycloniques des quatre classifications pour l'automne (en gras) et l'été (en grisé).

	Autom.	500 hPa		700 hPa		850 hPa		1000 hPa	
		Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo
Ete	Anti	1	-1	0,887	-0,887	0,659	-0,659	0,298	-0,298
500 hPa	Cyclo	-1	1	-0,887	0,887	-0,659	0,659	-0,298	0,298
	Anti	0,885	-0,885	1	-1	0,898	-0,898	0,619	-0,619
700 hPa	Cyclo	-0,885	0,885	-1	1	-0,898	0,898	-0,619	0,619
	Anti	0,664	-0,664	0,905	-0,905	1	-1	0,847	-0,847
850 hPa	Cyclo	-0,655	0,655	-0,904	0,904	-0,999	1	-0,847	0,847
	Anti	0,418	-0,418	0,725	-0,725	0,913	-0,912	1	-1
1000 hPa	Cyclo	-0,42	0,418	-0,725	0,725	-0,913	0,912	-1	1

Les valeurs des CC pour l'été et l'automne apparaissent relativement inférieures à celles de l'hiver et du printemps. La quantification a été faite par la comparaison entre les valeurs maximales et minimales de CC. Ces valeurs varient entre 0,912 et 0,418 pour l'été et entre 0,887 et 0,298 pour l'automne. Encore une fois les valeurs les plus élevées des CC apparaissent entre les surfaces les plus voisines (tableau 3).

2.3. Tendances des types de circulation et des précipitations

Les tendances des types de circulation apparaissent partout significatives au seuil de 0,05 (test de Mann Kendall : $K_{test} > 2$ voire 3 dans la plupart des cas. A savoir la tendance est significative au seuil de 5 % si K_{test} est supérieur ou égal à 1,95 en valeur absolue). , positives pour les anticycloniques et négatives pour les cycloniques (tableau 4) excepté en été pour les types cycloniques de la surface 1000 hPa.

Tableau 4 : Tendances saisonnières et annuelles des types de circulation à Beyrouth-AIB (1958-59/2015-16) pour les niveaux 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa et 1000 hPa.

	500 hPa	500 hPa	700 hPa	700 hPa	850 hPa	850 hPa	1000 hPa	1000 hPa
	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo
Année	+	-*	+	-*	+	-*	+	
Automne	+	-*	+	-*	+	-*	+	-*
Hiver	+	-*	+	-*	+	-*	+	-*
Printem.	+	-*	+	-*	+	-*	+	-*
Été	+	-*	+	-*	+	-*	+	-

Les hauteurs des précipitations annuelles et saisonnières (en pourcentages) des types cycloniques (tableau 5) connaissent une baisse progressive des niveaux supérieurs (500 hPa) aux niveaux inférieurs (1000 hPa) et, au contraire, les précipitations anticycloniques présentent une hausse des surfaces supérieures aux surfaces inférieures. À l'échelle saisonnière, le printemps connaît partout le pourcentage le plus élevé des précipitations cycloniques (97,1 %) suivi par l'hiver (93,6 %). Au contraire, l'été présente partout le maximum des pourcentages des précipitations anticycloniques ; ce pourcentage connaît une hausse progressive des niveaux supérieurs (37 %, à 500 hPa) aux niveaux inférieurs (56,7 % à 1000 hPa) ; ce dernier pourcentage est supérieur à celui des types cycloniques (43,3 %) pour la même saison et la même surface. En ce qui concerne les apports des précipitations des types cycloniques individuels, il est évident que le type C dont le centre se trouve sur le Liban (Traboulsi *et al*, 2019) présente les hauteurs maximales moyennes (par comparaison avec celles des autres types de circulation ,p.e. pour la surface de 500hpa et pour l'hiver, le type C=36,8% et le second type C_{sw}=20,5%) pour toutes les saisons et toutes les surfaces (résultat non illustré) suivi par le type C_{se} pour les deux premières surfaces (1000 et 850 hPa) et par le type C_{sw} pour les deux surfaces plus élevées (700 et 500 hPa) pour toutes les saisons excepté l'été. L'automne est la saison qui connaît le pourcentage le plus élevé pour le type C dans toutes les surfaces (excepté l'été pour la surface de 700 hPa) sachant que la surface de 700 hPa enregistre le pourcentage le plus élevé des précipitations annuelles (43,4 %) pour ce même type C.

Tableau 5 : Hauteurs saisonnières et annuelles des précipitations (en pourcentage) à Beyrouth-AIB (1958-59/2015-16) pour les niveaux 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa et 1000 hPa.

	500 hPa	500 hPa	700 hPa	700 hPa	850 hPa	850 hPa	1000 hPa	1000 hPa
	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo
Année	6,1	93,9	6,7	93,3	10,5	87,4	16,6	83,4
Automne	7,2	92,8	7,6	92,4	11,6	88,4	19,7	80,3
Hiver	6,4	93,6	7,2	92,8	11,2	88,8	15,8	84,2
Printemps	2,9	97,1	3,4	96,6	6,3	93,7	14,7	85,3
Été	37,0	63,0	41,4	58,6	41,6	58,4	56,7	43,3

Les tendances des hauteurs des précipitations anticycloniques, tant à échelle annuelle que saisonnière, pour toutes les surfaces apparaissent positives et significatives au seuil de 5 % selon le test de Mann-Kendall, à l'exception de l'été (tableau 6). Au contraire, les hauteurs des précipitations cycloniques pour l'année, pour toutes les saisons et pour toutes les surfaces présentent des

tendances négatives significatives au seuil de 5 %, excepté les précipitations cycloniques de l'automne des surfaces 500 hPa et 700 hPa qui connaissent des tendances positives non significatives (tableau 6). Il est à noter que ces derniers résultats sont en accord avec les résultats des travaux antérieurs concernant le même sujet (Traboulsi *et al.*, 2019).

Tableau 6 : Tendances saisonnières et annuelles des hauteurs de précipitations à Beyrouth-AIB (1958-59/2015-16) pour les niveaux 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa et 1000 hPa.

	500 hPa	500 hPa	700 hPa	700 hPa	850 hPa	850 hPa	1000 hPa	1000 hPa
	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo
Année	+*	_*	+*	_*	+*	_*	+*	_*
Automne	+*	+	+*	+	+*	-	+*	-
Hiver	+*	-	+*	-	+*	_*	+*	_*
Printem.	+*	_*	+*	_*	+*	_*	+*	_*
Été	+	_*	+	_*	+	_*	+	_*

Enfin, les tendances saisonnières et annuelles du nombre de jours des précipitations pour toutes les surfaces, en règle générale, ne diffèrent pas beaucoup des tendances des hauteurs. C'est ainsi que l'on observe presque partout des tendances positives significatives des jours de pluies anticycloniques et au contraire des tendances négatives des jours de pluie cycloniques avec quelques exceptions particulièrement en été (tableau 7).

Tableau 7 : Tendances saisonnières et annuelles des nombres de jours de précipitations à Beyrouth-AIB (1958-59 /2015-16) pour les niveaux 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa et 1000 hPa.

	500 hPa	500 hPa	700 hPa	700 hPa	850 hPa	850 hPa	1000 hPa	1000 hPa
	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo	Anti	Cyclo
Année	+*	_*	+*	_*	+*	_*	+*	_*
Automne	+	_*	+	_*	+*	_*	+	_*
Hiver	+*	_*	+*	_*	+*	_*	+*	_*
Printem.	+*	_*	+*	_*	+*	_*	+*	_*
Été	+	_*	+	_*	+	_*	+	+

3. Conclusion et discussion

Un système de classification des types de circulation a été adapté et appliqué à Beyrouth, à la suite des travaux de Traboulsi *et al.* (2019, 2020 et 2021) et une étude comparative entre différentes hauteurs géopotentielles (1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa) a été réalisée. Les résultats les plus importants sont les suivants :

- Les fréquences des types anticycloniques à l'échelle annuelle sont partout plus élevées que celles des types cycloniques, mais à l'échelle saisonnière, au printemps et en hiver, les types cycloniques sont, dans toutes les surfaces, largement supérieurs à celles des types anticycloniques.
- Les coefficients de corrélation les plus élevés entre les types de circulation, cycloniques ou anticycloniques, apparaissent entre les surfaces les plus voisines surtout en hiver et au printemps.
- La tendance généralisée négative des précipitations cycloniques, pour toutes les saisons et les surfaces, semble être responsable de la baisse significative des précipitations saisonnières et annuelles à Beyrouth car la tendance positive des précipitations anticycloniques ne peut pas compenser, ne serait-ce que partiellement, la baisse des pluies cycloniques.
- La tendance généralisée positive et significative des types anticycloniques mais surtout la tendance négative et significative des types cycloniques dans tous les niveaux de l'atmosphère confirme l'hypothèse que, en Méditerranée orientale, il y a un déplacement progressif vers le nord des trajectoires cycloniques (Maheras *et al.*, 2002) qui se traduit par la tendance négative et significative des précipitations à Beyrouth et également en Grèce (Maheras *et al.*, 2004).

• La baisse progressive de fréquences de bas en haut (de 1000 hPa à 500 hPa) d'un certain types cycloniques dont le centre se trouve au sud de Liban en faveur des types cycloniques dont le centre se trouve au nord du pays est en accord avec l'hypothèse que les dépressions de Chypre sont caractérisées par des champs barocliniques remarquablement plus forts comparés à d'autres dépressions de la région méditerranéenne (Maheras *et al.*, 2002). Ce fait, comme nous l'avons déjà analysé, s'exprime par les hauteurs de pluie plus élevées dans les basses surfaces (1000 et 850 hPa) lors du type Cse à cause des fréquences plus fortes et au contraire des hauteurs de pluie plus élevées dans les hautes surfaces (700 et 500 hPa) lors du type Cne.

Les travaux antérieurs concernent uniquement la surface de 500hpa. Donc, les résultats de ce travail sont originaux surtout en ce qui concerne la comparaison des résultats parmi les différentes surfaces. Ces résultats vraiment confirment les résultats des travaux antérieurs concernant la méditerranée orientale.

• Enfin, dans le futur, on se propose d'appliquer aux résultats déjà obtenus des méthodes de statistiques plus avancées et plus sophistiquées afin d'avoir des réponses plus claires en ce qui concerne les avantages et les désavantages de la méthode d'étude des types de circulations aux différentes surfaces d'altitude.

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**, p. 3-15.

Blanchet G., 1976 : *Le temps au Liban, approche d'une climatologie synoptique*. Thèse de 3^e cycle, Lyon. T. 1 : 477 p. (texte et tabl.), T. II : (Atlas).

Maheras P., Flocas H.A., Patrikas I., 2002 : On the vertical structure of composite surface cyclones in the Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology* **71**, p. 199-217.

Maheras P., Tolika K., Anagnostopoulou Ch., Patrikas I., Flocas H.A., 2004 : On the relationships between circulation types and changes in variability in Greece. *International Journal of Climatology*, **24**, p. 1695-1712.

Traboulsi M., 2004 : *Les précipitations au Proche-Orient, variabilité spatio-temporelle et relations avec la dynamique de l'atmosphère (1960-61/1989-90)*. Atelier National de reproduction des thèses. Lille, 233 p. ISBN : 2-7295-6191-9.

Traboulsi M., Tolika K., Anagnostopoulou C., Maheras P., 2019 : Les précipitations à Beyrouth et leurs relations avec les types de circulation atmosphérique. Actes du XXXII^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Thessaloniki 2019, p. 523-528.

Traboulsi M., Tolika K., Anagnostopoulou C., Maheras P., 2020 : Les précipitations extrêmes à Beyrouth et leurs relations avec les types de circulation atmosphérique. Actes du XXXIII^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rennes 2020, p. 685-690.

Traboulsi M., Tolika K., Anagnostopoulou C., Maheras P., 2021 : Les changements de températures extrêmes à Beyrouth et leurs relations avec les types de circulation atmosphérique. Actes du XXXIV^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Casablanca 2021, en publication.

LES OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES DE DUHAMEL DU MONCEAU DE 1740 À 1780

Daniel ROUSSEAU

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

Résumé : Henri-Louis Duhamel du Monceau a publié les observations réalisées dans son domaine près de Pithiviers de 1740 à 1780. Parmi celles-ci figurent des mesures de température effectuées 3 fois par jour de 1748 à 1780. Après avoir été numérisées, les mesures de température ont été calibrées en °C, vérifiées et complétées pour réaliser une série complète des températures journalières utilisable pour l'étude de l'évolution du climat. La calibration, la vérification et la complétude des mesures de températures ont été réalisées grâce à la comparaison aux mesures effectuées par d'autres savants à la même époque à Paris. A titre d'exemple, les vagues de froid les plus intenses de la période 1748-1780 sont identifiées et leurs caractéristiques précisées (date, durée, intensité).

Mots clés : mesures anciennes, histoire du climat, série de température, grands froids.

Abstract: Henri-Louis Duhamel du Monceau published the observations done in his domain near Pithiviers from 1740 to 1780. Among these are temperature measurements done 3 times a day from 1748 to 1780. After being digitized, the measurements temperature measurements were calibrated in °C, checked and supplemented to produce a complete series of daily temperatures that can be used for the study of climate change. The calibration, verification and completeness of the temperature measurements were carried out through comparison to measurements done at the same time by other scientists in the Paris area. As an example, the most intense cold spells of the period 1748-1780 are identified and their characteristics specified (date, duration, intensity).

Keywords: temperature series, ancient measurements, climate history, climatic change, extreme cold

Introduction

Le champ des activités scientifiques et techniques d'Henri-Louis Duhamel du Monceau (1700-1780), membre de l'Académie Royale des Sciences qu'il présida par 3 fois, est particulièrement vaste. Il concerne les activités navales (il fut inspecteur général de la Marine), l'hygiène, l'agriculture, la botanique, la physiologie végétale, la physique et la chimie (Condorcet, 1782). A l'instar de Réaumur, son aîné et collègue à l'Académie, Duhamel du Monceau est aussi l'un des premiers observateurs météorologues assidus. Il publia les mesures météorologiques qu'il effectuait avec l'aide de son frère puis de son neveu dans son domaine de Denainvilliers près de Pithiviers sur une très longue période, en vue de son application à l'agriculture, secteur qui l'intéressait particulièrement.

De 1741 à 1781, Henri-Louis Duhamel du Monceau présenta chaque année à l'Académie Royale des Sciences un mémoire intitulé « Observations botanico-météorologiques faites au château de Denainvilliers, proche Pluviers en Gâtinois » concernant les observations effectuées l'année précédente (Duhamel du Monceau, 1741 à 1781 excepté 1761). Ces mémoires publiées par l'Académie sont aujourd'hui aisément consultables dans la bibliothèque numérique Gallica de la Bibliothèque Nationale de France. Les mesures ayant été effectuées dans les mêmes conditions sur plus de 40 ans près de Pithiviers (anciennement Pluviers) à 80 km au sud de Paris sont une référence

exceptionnelle pour l'observation du climat sur cette période et de ses conséquences sur l'agriculture.

Les publications des observations annuelles de Duhamel ont pris la suite dans les mémoires de l'Académie de celles que son collègue Réaumur avait publiées chaque année de 1735 à 1740. Réaumur n'en a pas moins continué à réaliser des observations, qu'il n'a pas publiés, mais dont le manuscrit a heureusement été conservé par l'Académie des Sciences (Rousseau, 2019). De 1740 à 1747 Duhamel n'a pas, malheureusement, publié l'intégralité de ses mesures météorologiques, ce qu'il fera ensuite à partir de 1748. Pour toute la période de 1740 à 1780 nous disposons heureusement de mesures continues à Paris à laquelle celles de Duhamel peuvent être confrontées (figure 1).

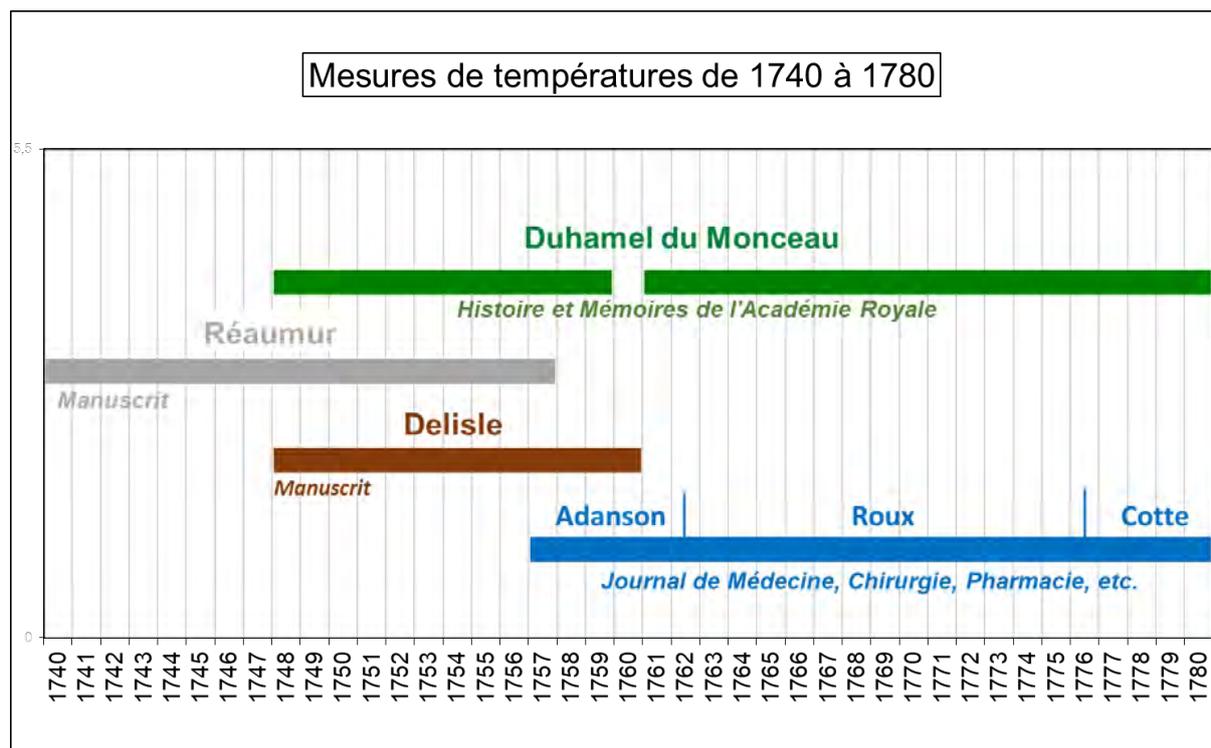


figure 1. Chronologie des mesures de température conservées jusqu'à nos jours. Les mesures de Duhamel du Monceau ont été réalisées près de Pithiviers. Celles de Réaumur (qui débuta ses mesures en 1732) et celles de Delisle, dont chacun des manuscrits ont été conservés, ainsi que celles des correspondants du Journal de Médecine (successivement Adanson, Roux et Cotte) ont été réalisées dans la région parisienne.

1. Observations botanico-météorologiques de 1740 à 1747

De 1740 à 1747 les mesures météorologiques ne sont pas retranscrites jour par jour, mais seulement lors d'évènements météorologiques particuliers comme les vagues de froid de 1740 ou 1742. Par contre la partie botanique du mémoire est bien développée avec un suivi mensuel, voire jour par jour, de l'état des cultures, des fleurs et des arbres, le suivi de ces derniers étant très riche de février à avril. D'autres observations phénologiques intéressantes telles que la date d'arrivée d'hirondelles « domiciliées » (pour les distinguer de celles en migration) ou celle du premier chant du rossignol figurant dans le mémoire peuvent être confrontées à celles qu'Angot collectera plus de cent ans plus tard (Angot, 1894).

Les observations botaniques et les observations météorologiques de Duhamel du Monceau durant cette même période sont en accord avec les conclusions qui ont pu être tirées sur le climat de cette

période, grâce notamment aux observations de Réaumur à Paris. Les 7 années 1740-1746 qui débutent par un hiver très froid suivi d'un printemps également froid sont plus froides que la moyenne et forment la séquence froide d'une fluctuation pluridécennale du climat. En 1747 débute la séquence chaude de la fluctuation suivante (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011). Le mémoire de Duhamel rend bien compte qualitativement de la fraîcheur de ces années 1740-1746. En particulier à Denainvillers l'hiver 1740 a été très froid et le printemps très frais aussi. C'est ainsi qu'il indique que le gel a duré du début janvier à fin février avec une période très froide les 9-10-11 janvier avec des minima à -12°C (Réaumur avait mesuré à Paris -13°C). Il remarque que les arbres et arbustes ont beaucoup souffert de cet hiver particulièrement rigoureux et dans son mémoire il dresse un inventaire de ceux qui ont ou non souffert du gel, à l'aide de ses observations mais aussi de celles effectuées à Paris par Buffon, Jussieu et un chartreux le frère Philippe. Durant cette période il notera aussi deux phénomènes remarquables de fortes précipitations ayant entraîné la crue de l'Essonne en janvier 1741 et en février 1747.

2. Températures journalières moyennes de 1748 à 1780

À partir de 1748 les mesures météorologiques effectuées à Denainvillers 3 fois par jour ont été intégralement publiées. Elles permettent une étude fine du point de vue météorologique et climatique de la période 1748-1780 (Duhamel du Monceau, 1749 à 1781).

L'utilisation des données de Duhamel nécessite cependant quelques travaux préliminaires pour les rendre comparables aux mesures actuelles et aux mesures de ses observateurs contemporains :

- La conversion des mesures de température en degré Celsius. Le thermomètre utilisé était en effet un « vrai thermomètre de Réaumur » qui exige une calibration (Camuffo, 2020). Cette calibration a été possible grâce à des comparaisons en début de période avec les mesures effectuées à Paris par Réaumur et Delisle et en fin de période par le père Cotte à Montmorency. Cette comparaison a fourni un coefficient multiplicatif proche de 1,15 pour convertir les températures de Duhamel en degré Celsius, identique à celui utilisé pour convertir les mesures de Réaumur lui-même (Rousseau, 2018 et 2019).
- La correction des données erronées. Parmi celles-ci des erreurs de transcriptions typographiques de mesures négatives reportées positives durant quelques hivers ont pu être corrigées par comparaison aux mesures effectuées à Paris.
- La restitution des données manquantes. Une estimation des températures manquantes peut être effectuée en utilisant les mesures de Réaumur et de Delisle à Paris en début de période, puis grâce à celles publiées par le Journal de Médecine à partir de novembre 1756. Ainsi les absences de données de température sur 3 périodes (17 avril au 1^{er} mai 1750, 8 au 16 mars 1753, 30 mai au 6 juin 1756) ont pu être reconstituées grâce aux mesures de Réaumur et Delisle. L'année 1760 entière n'a pas été publiée, car « les observations ont été brûlées par accident » (Cotte, 1788, Tome 2, p.323). Heureusement les mesures d'Adanson publiées dans le Journal de Médecine permettent de suppléer à cette disparition (Journal de Médecine, 1757 à 1780).

La validation des mesures de Duhamel a ainsi pu être réalisée ainsi qu'un calcul de la température journalière moyenne convertie en °C. Duhamel effectuant ses mesures à des heures fixes (8h, 12h puis 14h à partir de 1750, 23h), la température moyenne a été calculée comme moyenne pondérée par un poids proportionnel à l'écart entre la mesure précédente et la suivante.

3. Comparaison des mesures de température de Duhamel aux mesures à Paris publiées dans le Journal de Médecine

La figure 2 illustre, à titre d'exemple pendant une année, l'évolution de la température moyenne journalière calculée à partir des mesures de Duhamel et à partir des mesures effectuées à Paris pour la période de novembre 1756 à octobre 1757. Cette période est assez exceptionnelle, car, à cette époque quatre membres de l'Académie royale des Sciences effectuaient indépendamment 3 mesures par jour de la température : Duhamel sur la terrasse de son château à Denainvilliers, Réaumur à la fenêtre de son bureau au premier étage de son hôtel particulier rue de la Roquette à Paris (Rousseau, 2019), l'astronome Delisle à une fenêtre de l'hôtel de Cluny (Rousseau, 2018) et le naturaliste Adanson à la fenêtre de son appartement de la rue des Victoires (Renou, 1887). Bien que ces mesures aient été réalisées dans des conditions très différentes, pas connues d'ailleurs avec précision, et à des heures un peu différentes le matin, en milieu de journée et le soir, nous constatons que les températures journalières moyennes calculées à partir des 3 relevés journaliers de température sont très proches. La température journalière moyenne est en effet un paramètre plus représentatif de la température des masses d'air que des températures instantanées telles que la température minimale par exemple, plus dépendantes des conditions locales de mesure.

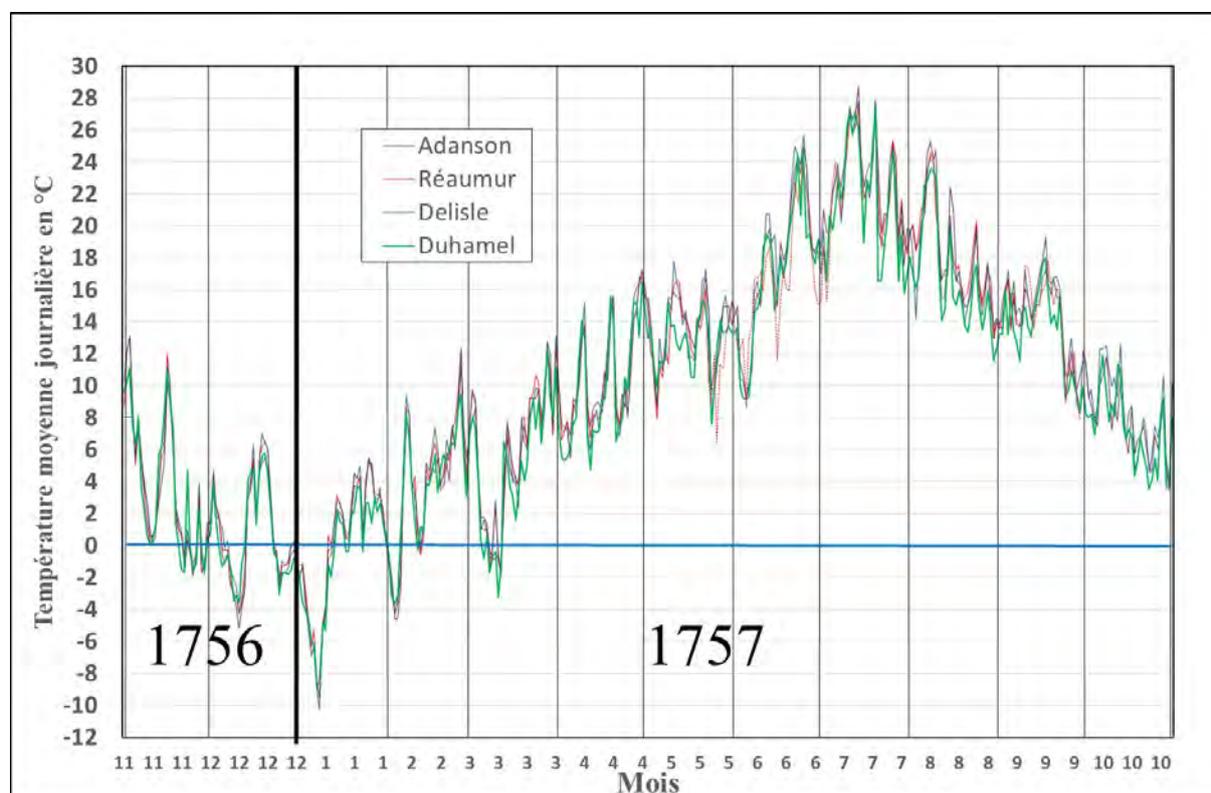


figure 2- Variation annuelle de la température journalière moyenne à Denainvilliers (mesures de Duhamel) et à Paris (mesures d'Adanson, Réaumur et Delisle)

4. Conditions climatiques de 1748 à 1780

Les mesures botanico-météorologiques de Duhamel, publiées dans les Mémoires de l'Académie ont été utilisées à diverses époques pour décrire certains aspects des conditions climatiques à diverses échelles de temps et d'espace. C'est ainsi qu'Arago cite abondamment les observations de Duhamel dans son étude des hivers mémorables et des étés mémorables (Arago, 1858 a). Plus récemment Jérémie Desarthe a réalisé une étude sur le climat beauceron au temps de Duhamel en utilisant non seulement les données météorologiques mais aussi les données phénologiques, agricoles, etc. contenues dans les articles publiés par Duhamel (Desarthe, 2010).

La reconstitution de températures moyennes journalières permet d'accéder à d'autres paramètres climatiques pouvant décrire à diverses échelles de temps les caractéristiques du climat de cette époque.

À titre d'exemple une moyenne glissante sur 15 jours de ces températures journalières est présentée dans les figures 3 et 4. L'utilisation d'une moyenne glissante sur 15 jours permet de ne pas filtrer, comme le fait l'utilisation de données mensuelles, les alternances d'épisodes chauds et froids caractéristiques du climat en France. On voit aussi qu'à cette échelle de temps les différences sont minimales entre les moyennes de température sur 15 jours déduites des mesures à Denainvilliers et celles déduites des températures à Paris. Les différences interannuelles concernant les hivers et les étés sont clairement mis en évidence, de même que l'alternance plus ou moins marquée des anomalies chaudes ou froides à l'échelle bimensuelle. À l'échelle pluri-décennale, tant les mesures de température à Paris et celles de l'Angleterre centrale d'avril à septembre, que les dates de vendanges en Bourgogne, indiquent que les semestres avril-septembre ont été en moyenne plus froids de 1733 à 1774 que pour les périodes de 1748 à 1762 et de 1775 à 1780 (Le Roy Ladurie et al., 2011). Ceci se confirme très bien avec les mesures de Duhamel : le calcul indique que cette période a une moyenne inférieure de 0,75 °C à la moyenne des autres années.

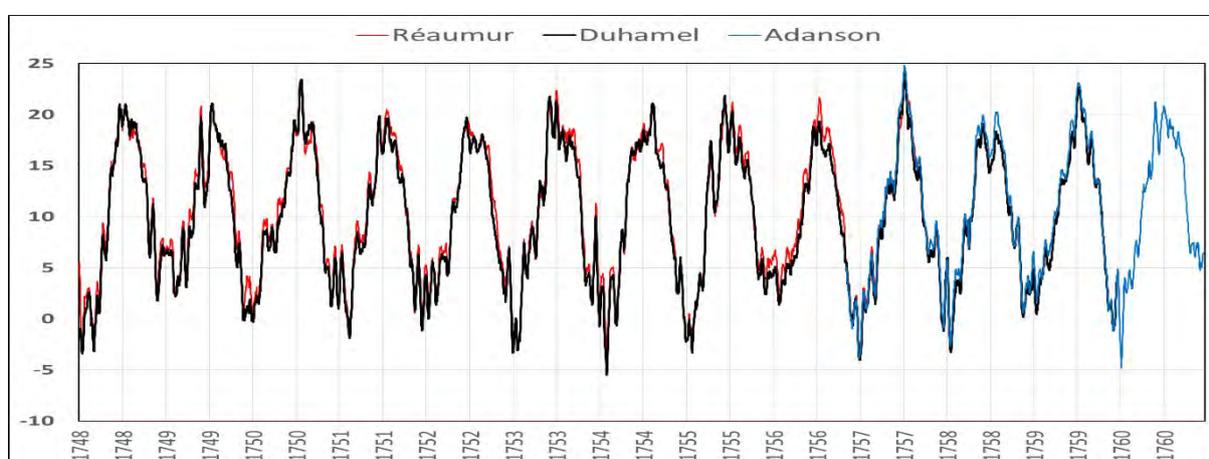


figure 3. Moyenne glissante sur 15 jours des températures journalières à Denainvilliers et à Paris de 1748 à 1760.

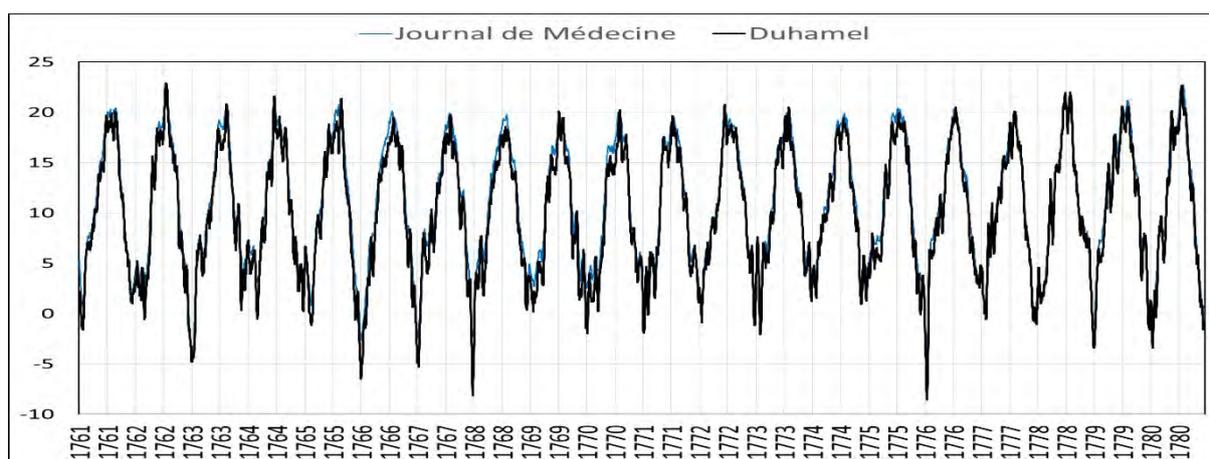


figure 4. Moyenne glissante sur 15 jours des températures journalières à Denainvilliers et à Paris de 1761 à 1780.

5. Les épisodes de grands froids de 1748 à 1780

On peut nettement distinguer par exemple, sur les figures, les années où l'hiver se caractérise par la succession de 4 ou 5 vagues de froid de modeste amplitude et d'autres dominées par une très forte

vague de froid (1776, 1768, 1766, 1754). Ces caractéristiques déterminées à partir des observations de Denainvilliers sont le reflet de la circulation de l'atmosphère et sont donc représentatives à une échelle spatiale étendue ; on constate en particulier que les courbes établies à partir des mesures à Paris sont très proches de celles de Denainvilliers. Le tableau 1 fournit des éléments précis sur l'intensité et la durée de ces vagues de froids remarquables, qui ont entraîné le gel de la Seine et souvent d'autres fleuves en Europe (Arago, 1858 b). L'année 1776, comparable en rigueur à l'année 1709 a fait l'objet d'une étude particulière par l'Académie Royale (Messier, 1776) qui aura pour conséquence une comparaison des thermomètres en usage à cette époque, ce qui permettra ensuite d'unifier les mesures de température.

Tableau 1- Vagues de très grands froids de 1748 à 1780 classées par ordre d'intensité moyenne sur 15 jours

	Tmoy. sur 15 jours	T minimale	Période de Température moyenne journalière <0°C	Nb jours T<0°C
1775-1776	-8,5°C	-15,5°C le 31 janvier	du 14 janvier 1776 au 2 février 1776	20
1767-1768	-8,2°C	-15,5°C le 6 janvier	du 21 décembre 1767 au 8 janvier 1768	19
1765-1766	-6,5°C	-12,1°C le 10 janvier	du 27 décembre 1765 au 21 janvier 1766	26
1753-1754	-5,5°C	-11,5°C le 6 et 8 février	du 27 janvier 1754 au 9 février 1754	14

Conclusion

Les relevés de température de Duhamel du Monceau ont permis de reconstituer la température moyenne journalière de 1748 à 1780. La comparaison avec les relevés effectués à Paris de 1740 à 1780 montre que cette température moyenne journalière est également représentative d'une plus vaste région incluant Paris et peut donc être utilisée pour l'étude du climat de Paris et de son évolution. Le climat de 1740 à 1780 se caractérise par une fréquence de vagues de froid très rigoureux. Dans le cadre de l'évaluation du changement climatique, les mesures de Duhamel réalisées près de Pithiviers peuvent servir de référence pré-industrielle et être comparées aux mesures de la station actuelle de Météo-France implantée à Pithiviers, qui, à la différence de Paris-Montsouris, n'est pas concernée par l'îlot de chaleur urbain d'une grande ville.

Bibliographie

- Angot A, 1894 : Résumé des études sur la marche des phénomènes de végétation et la migration des oiseaux en France pendant les dix années 1881-1890. *Annales du Bureau Central Météorologique*, Année 1892. Mémoires, B.159-B.210.
- Arago F., 1858 a : *Des hivers qui ont amené la congélation des grands fleuves*, Notices scientifiques, Tome 8, Volume 5, Paris/Leipzig, 1858, 244-256.
- Arago F., 1858 b : *Des plus grands froids observés annuellement dans les différents lieux du globe. Table des hivers mémorables*, Notices scientifiques, Tome 8, Volume 5, Paris/ Leipzig, 1858, p. 257-395.
- Camuffo D., 2020: Key problems in early wine-spirit thermometers and the « true Réaumur thermometer », *Climatic Change*, **163**, 2020/11/01.
- Condorcet N. de, 1782. Eloge de M. Du Hamel. . *Histoire et Mémoires de l'Académie royale des sciences*, 131-155.
- Cotte L., 1788 : *Mémoires sur la Météorologie pour servir de suite et de suppléant au traité de Météorologie publié en 1774*, Imprimerie Royale, Paris, Tome 1, Tome 2, 616 pages.
- Desarthe J., 2010 : Duhamel du Monceau, météorologue. *Revue d'histoire moderne et contemporaine*, n° 57-3, 70-91.
- Duhamel du Monceau H.-L., 1749 à 1781 : Observations botanico-météorologiques faites au château de Denainvilliers, proche Pluviers en Gâtinais, pendant l'année précédente. *Histoire et Mémoires de l'Académie royale des sciences*.
- Journal de Médecine, Chirurgie, Pharmacie*, etc... : 1757 à 1781. Observations météorologiques.
- Le Roy Ladurie E., Rousseau D., Vasak A., 2011 : *Les fluctuations du climat de l'an mil à aujourd'hui*, Fayard, 322 pages.

Messier C., 1776 : Mémoire sur le froid extraordinaire que l'on ressentit à Paris, dans les provinces du royaume et dans une partie de l'Europe, au commencement de cette année 1776. *Histoire et Mémoires de l'Académie royale des sciences*, 1-155

Renou E., 1887 : Études sur le climat de Paris, troisième partie, température. *Annales du Bureau central de météorologie*, tome I, B195-B225.

Rousseau D., 2009 : Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008, *La Météorologie*, 8^e série, **67**, 43-55.

Rousseau D., 2018 : Les mesures thermométriques de Joseph-Nicolas Delisle à Paris d'octobre 1747 à décembre 1760, *La Météorologie*, 8^e série, **101**, 30-38.

Rousseau D., 2019 : Le cahier d'observations météorologiques de Réaumur. Ses mesures thermométriques journalières de 1732 à 1757, *La Météorologie*, 8^e série, **105**, 21-28.

CLIMATOLOGIE DES TROMBES EN FRANCE : CONTEXTE METEOROLOGIQUE

François PAUL ¹

¹ *Climat-Energie-Environnement, Fressin, France, francois.paul3@wanadoo.fr*

Résumé : Les trombes sont des phénomènes qui ont intéressé de tout temps les physiciens, les météorologistes et les climatologues. Depuis 1993, Climat-Energie-Environnement établit une base de données sur les trombes, portant à présent sur 885 cas recensés en France, qui a permis de proposer une climatologie du phénomène. Dans la présente étude, on s'intéresse à la localisation des trombes, à leurs paramètres (longueur, largeur, intensité, direction) et à leurs variations temporelles. Il est présenté aussi les premiers résultats sur les circulations atmosphériques (Lamb Weather Type) qui prévalent au moment de la survenue des trombes. Les calculs intermédiaires permettant d'aboutir aux circulations atmosphériques, notamment la direction des isobares, sont analysés et comparés aux directions suivies par les trombes.

Abstract: Tornadoes are phenomena that have always interested physicists, meteorologists and climatologists. Since 1993, Climat-Energie-Environnement has established a database of tornadoes, now covering 885 cases recorded in France, that has made it possible to propose a climatology of the phenomenon. In present study the focus of interest is the location of tornadoes, their parameters (length, width, intensity, direction) and their temporal variations. It also presents the first results on the atmospheric circulations (Lamb Weather Type) which prevail at the time of the occurrence of tornadoes. The intermediate calculations leading to the atmospheric circulations, in particular the direction of the isobars, are analyzed and compared to the directions followed by the tornadoes.

Mots-Clés : trombe, Lamb Weather Type.

Introduction

L'inventaire de Climat-Energie Environnement consiste en une liste de 885 cas de trombes recensées sur le territoire métropolitain, avec, pour chaque cas, la description des phénomènes observés et des dommages. Dans la base de données, outre les paramètres de longueur, largeur, intensité, figurent aussi des observations sur le bruit particulier des trombes, les projections de branches et d'arbres, de matériaux, l'aspiration de l'eau des rivières, le soulèvement de personnes et d'animaux (Paul et Dessens 2013). Par contre, jusqu'à présent la base de données ne comportait pas de critères météorologiques. Le travail entrepris depuis quelques années vise à combler ce manque. Les événements sont classés dans une échelle des intensités basée sur la « EF scale », ou échelle de Fujita améliorée, qui comporte 6 classes allant de EF0 à EF5. Elle permet également de caractériser les risques liés à l'occurrence de trombes en France, particulièrement en ce qui concerne les projectiles de toutes dimensions pouvant occasionner des dommages aux biens et aux personnes.

1. Les trombes en France

1.1. Localisation des trombes

Chaque trombe est documentée, notamment par des articles publiés dans les revues scientifiques ou dans les journaux. Quand l'information recueillie est suffisante, il est possible de tracer sur une carte la trajectoire suivie par la trombe sur le sol et de déterminer les paramètres de longueur et de largeur. L'intensité de la trombe est évaluée à l'aide des informations recueillies sur les dégâts occasionnés par la trombe. Les données recueillies sont introduites dans un SIG, Système d'Information Géographique, ce qui permet de cartographier facilement et rapidement les différents paramètres des trombes. La carte ci-après montre la répartition des trombes sur le territoire français.

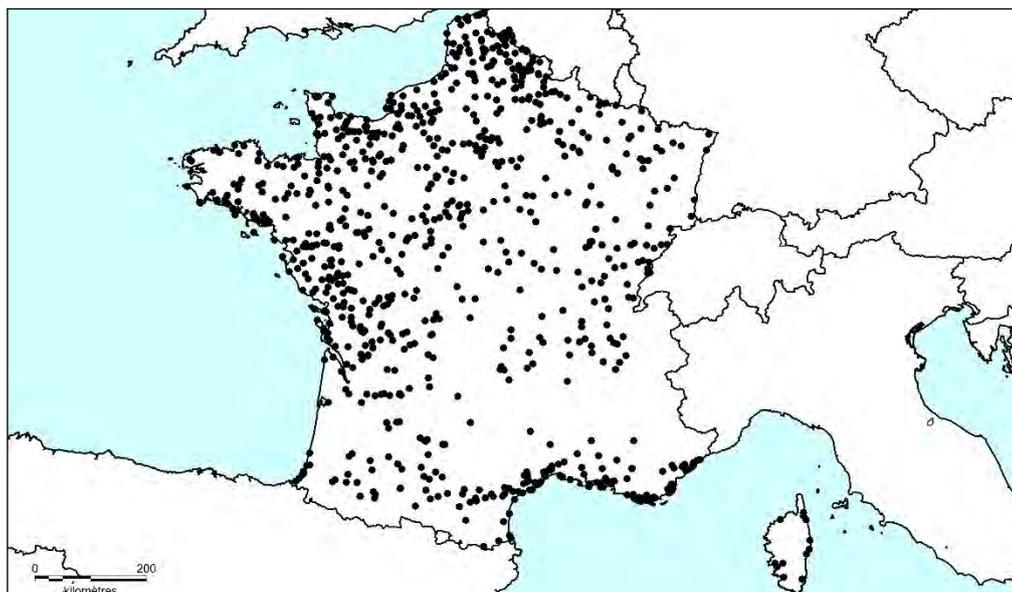


figure 1. Localisation des 885 trombes recensées en France, 1680-2021.

On observe une plus grande fréquence des trombes dans le nord-ouest du pays et sur la côte méditerranéenne. Certaines communes du territoire français ont été touchées à plusieurs reprises : 4 occurrences à Paris, Tours, Sète, La Londe-les-Maures et 8 occurrences à Hyères. Diverses causes ont été proposées : effets synoptiques, topographiques, ou de densité de population (Dessens et Snow 1989). Pour la côte méditerranéenne, on peut y ajouter le rôle joué par le nombre assez élevé de trombes marines qui abordent les côtes et se transforment en trombes terrestres.

1.2. Dimension des trombes

A partir des 885 trombes, il a été calculé les dimensions moyennes des trombes. Comme le montre la figure 2, la longueur des trombes augmente avec l'intensité.

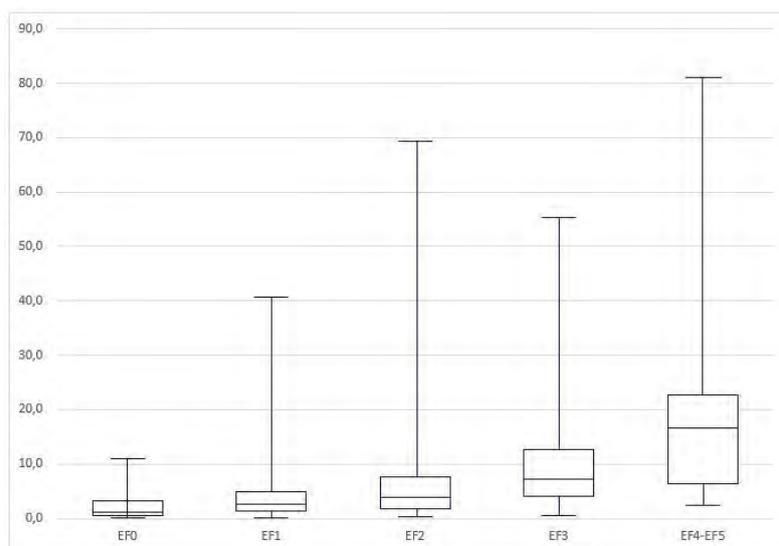


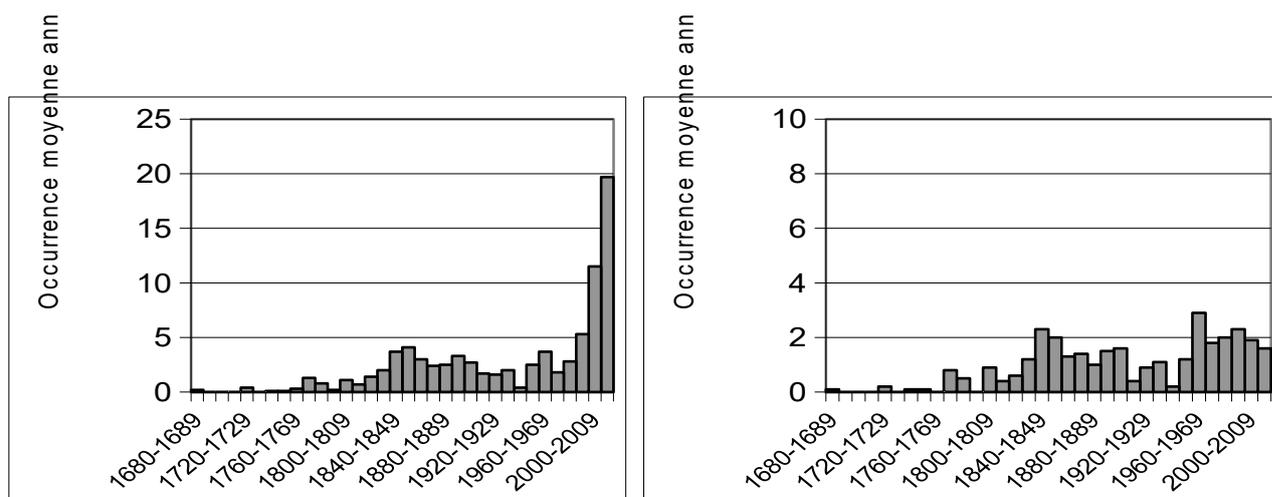
figure 2. Dimension moyenne des trombes en France, 1680-2021.

Dans chaque classe, on remarque que certains événements possèdent des dimensions plus importantes et augmentent ainsi les caractéristiques moyennes des classes considérées. Ainsi, pour

la classe EF0, certaines trombes ont des longueurs de plus de 10 kilomètres. Sur l'ensemble des données, 95 trombes, soit 11% des événements, dépassent 10 kilomètres de longueur. Trois trombes dépassent les 50 kilomètres de longueur : Saint-Claude (Jura) avec 81 kilomètres, Sonnac (Charente-Maritime) 69 kilomètres et d'Eschbourg (Bas-Rhin) 55 kilomètres.

1.3. Répartition temporelle des trombes

Le recensement des trombes suggère que leur fréquence a pu augmenter depuis 1990, comme le montre la figure 3 à gauche. Le même recensement pour les trombes violentes (supérieures ou égales à EF2) ne confirme pas cette évolution, figure 4. On peut imaginer que la surveillance accrue du phénomène est la seule cause de l'augmentation apparente du nombre des trombes de classes inférieures à 2. L'occurrence annuelle des trombes violentes est de 2 pour la période 1840-1859 comme pour la période 1960-2019.



figures 3 et 4. Répartition temporelle des trombes et répartition temporelle des trombes violentes.

1.4. Intensité des trombes

En 2000 (Paul 2001), c'était la classe EF2 qui était la plus représentée. Maintenant, c'est la EF1, et il est possible que dans quelques années, ce sera la EF0. En effet, depuis que l'inventaire des trombes s'est systématisé et tend vers plus d'exhaustivité, c'est la classe EF0 qui est la plus représentée. Ainsi, pour la période 2010-2019, elle représente 53 % des cas recensés, contre 39 % pour les EF1 et 8 % pour les EF2.

Tableau 1. Nombre de trombes en France, 1680-2021, selon l'échelle de Fujita.

EF0	229
EF1	331
EF2	219
EF3	90
EF4	14
EF5	2

2. Contexte météorologique

Dans son inventaire (Dessens 1984), l'auteur indique deux types de situations météorologiques à l'origine de la formation des trombes : les situations orageuses violentes, en général associées à des fronts froids survenant au milieu de l'été et les situations à flux de Sud-Ouest très rapides. Cette analyse n'avait pas été étendue à l'ensemble des trombes connues. Le but de ce travail a été de

systematiser le calcul des types de circulations atmosphériques qui prévalent au moment de la survenue des trombes.

2.1. Méthodologie

Les données de pression atmosphérique au sol, NCEP/NCAR (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/ncep/qs_eurasia/6hourly/surface/slp/), ont été utilisées. Elles existent depuis le 1er janvier 1948, à raison d'une valeur toutes les 6 heures, sur la base d'un point tous les 2,5° de latitude et de longitude. Il a été calculé non seulement les types de circulation atmosphérique, mais aussi le flux total (F), la vorticité totale (Z) et la direction. Le champ géographique sur lequel tous ces calculs ont été réalisés est l'Europe ainsi que le bassin méditerranéen. Cela représente 551 points couvrant une zone comprise entre les latitudes 27,5° et 72,5° et les longitudes -30° et 40°.

Les calculs ont été réalisés avec un tableur, et les résultats ont été exportés dans un Système d'Information Géographique (SIG) afin d'avoir une vision spatiale des résultats. Pour tous les 551 points, il a été utilisé les pressions atmosphériques au sol de 16 points de grille afin de calculer les types de circulation atmosphérique. La méthode est décrite dans plusieurs publications (Chen, 2000 et Holobaca, 2019).

Les chercheurs du Climatic Research Unit de l'Université d'East Anglia ont publié sur leur site internet les résultats de deux points (-5° 55°N et 5°E 55° N) ; ceux-ci correspondent aux nôtres. De même, les résultats de deux autres points en Suède (15°E 57,5°N et 15°E 60°N) correspondent à ceux des chercheurs suédois (Chen, 2000 et 2009). Les cartes de pression au sol à 12 heures ont été dessinées et comparées avec celles publiées par Météo-France dans les BCQ. L  aussi, les résultats sont concordants.

Pour chaque trombe, il a été calculé le type de circulation atmosphérique associé. La classification initiée par Lamb (Lamb, 1972) et automatisée par Jenkinson et Collison en 1977 a été utilisée. Cette classification comporte 26 types de circulation : 8 types de flux (correspondant à 8 directions, chaque direction ayant un secteur de 45°, codés de 11 à 18), l'anticyclone (code 0), 8 types anticycloniques avec une direction (codés de 1   8), le cyclone (code 20) et 8 types cycloniques avec une direction (codés de 21 à 28). Dans certains cas, il n'est pas possible de déterminer un type de temps (code -1), voir le tableau 2.

Dans un premier temps, ce travail a été réalisé sur la période 1992-2018, ce qui correspond à 343 trombes françaises. Pour chaque trombe, 5 cartes sont dessinées : pression au sol, paramètre F, paramètre Z, paramètre de direction et type de circulation atmosphérique. Ensuite les résultats ont été affinés en centrant les 16 points de grille sur la position géographique de la trombe. Pour cela, on interpole les données de pression au sol NCEP pour obtenir des isobares tous les hectopascals. En agrandissant la carte sur les 16 nouveaux points, on obtient de nouvelles données qui permettent de calculer le type de circulation au droit de la trombe. Quand la trombe se produit au milieu de 2 situations, par exemple à 15 heures, on prend en considération la situation précédant (12 heures) et suivant la trombe (18 heures).

2.2. Les types de circulation atmosphérique associés aux trombes

La majorité des trombes, 52 % des cas, se produisent dans une situation de circulation atmosphérique de type flux, essentiellement d'Ouest et de Sud-Ouest, comme le montre le tableau 2. Dans 39 % des cas, la circulation atmosphérique associée aux trombes est de type cyclonique, essentiellement cyclonique pur.

Tableau 2. Type de circulation atmosphérique associé aux trombes françaises, 1992-2018.

Indéterminé 11		
Anticyclonique	Flux	Cyclonique

0 (A) : 7		20 (C) : 63
1 (ANE) : 3	11 (NE) : 8	21 (CNE) : 4
2 (AE) : 1	12 (E) : 3	22 (CE) : 1
3 (ASE)	13 (SE) : 5	23 (CSE) : 1
4 (AS)	14 (S) : 12	24 (CS) : 9
5 (ASW) : 2	15 (SW) : 46	25 (CSW) : 29
6 (AW) : 2	16 (W) : 57	26 (CW) : 17
7 (ANW) : 3	17 (NW) : 28	27 (CNW) : 10
8 (AN) : 3	18 (N) : 18	28 (CN) : 1
Total : 21	Total : 177	Total : 135

Une étude anglaise (Rowe, 1977) indiquait que, sur 301 trombes britanniques, 50 % se produisaient dans une circulation atmosphérique de type cyclonique. L'auteur s'est basé sur le registre des types de circulation établi par Lamb en 1972. Dans ce registre, pour chaque jour de la période 1861-1971, figure une valeur de type de circulation valable pour l'ensemble du Royaume Uni.

Les flux et les types cycloniques sont assez bien répartis sur le territoire français. On peut cependant noter qu'en Corse, les trombes sont pratiquement toujours associées à des types cycloniques (10 sur 11) et que dans le Nord, le Midi-Pyrénées et le littoral méditerranéen, les trombes sont plutôt associées à des flux. Les résultats restent à confirmer car le nombre de cas par région n'est pas assez important.

Les types de circulation associés aux trombes sont essentiellement de type flux pendant l'hiver, tandis qu'au printemps les types cycloniques sont majoritaires, voir le tableau 3. En été et en automne, de nouveau les types flux sont majoritaires, mais les types cycloniques sont loin d'être absent. Ici aussi, les résultats seront à confirmer avec un échantillonnage plus important.

Tableau 3. Répartition saisonnière des types de circulation atmosphérique associé aux trombes, 1992-2018.

	Flux	Cyclonique
Hiver	48	12
Printemps	26	33
Eté	42	33
Automne	61	57
Total	177	135

Les exemples pris par Dessens en 1984, Fleury-les-Aubray (Loiret), Sancy-les-Provins (Seine-et-Marne) et Grainville-Langannerie (Calvados) le 20 septembre 1973 se situaient dans un contexte d'orages violents et correspondent dans notre travail à un type de circulation cyclonique (code 20 et 24). Les trombes du 13 décembre 1978, Le Fief-Sauvin (Maine-et-Loire) et Izé (Mayenne) se situaient dans un flux de Sud-Ouest très rapide et correspondent dans notre étude à une circulation atmosphérique de flux d'ouest (code 16).

Concernant l'intensité des trombes, le taux des trombes violentes (\geq EF2) est de 17 % dans les situations de flux et de 16 % dans les situations cycloniques. Mais là, aussi l'échantillon n'est pas très fourni, 52 trombes seulement. En introduisant dans les calculs les trombes de la période 1948-1991, on intégrera plus de 80 trombes violentes supplémentaires.

6 % des trombes se produisent en circulation de type anticyclonique. Rowe en 1977, indiquait une valeur de 7 % au Royaume-Uni.

2.3. Les directions suivies par les trombes

Pour les trombes de la période 1680-2021, il a été étudié la direction suivie par celles-ci. Dans un certain nombre de cas, la trombe ne touche que brièvement le sol et il n'est pas alors possible d'indiquer une direction. De même, pour les cas les plus anciens, les sources d'information ne

mentionnent pas toujours la direction suivie. Dans 623 cas, c'est-à-dire dans 70 % des cas, il a été possible de déterminer la direction suivie par la trombe. Quand la trajectoire de la trombe ne sinue pas de trop, il est possible de déterminer précisément la direction suivie, au degré près, ce qui représente 243 cas pour la période 1992-2018.

Dans les calculs aboutissant au type de circulation atmosphérique, un paramètre de direction est calculé. Dans la grille de 16 points, ce sont les points 4, 5, 8, 9, 12 et 13 qui déterminent la direction associée au type de circulation. Ces valeurs ont été comparées aux directions suivies par les trombes afin de mettre en évidence un lien entre la direction des isobares et la direction suivie par les trombes, voir la figure 5.

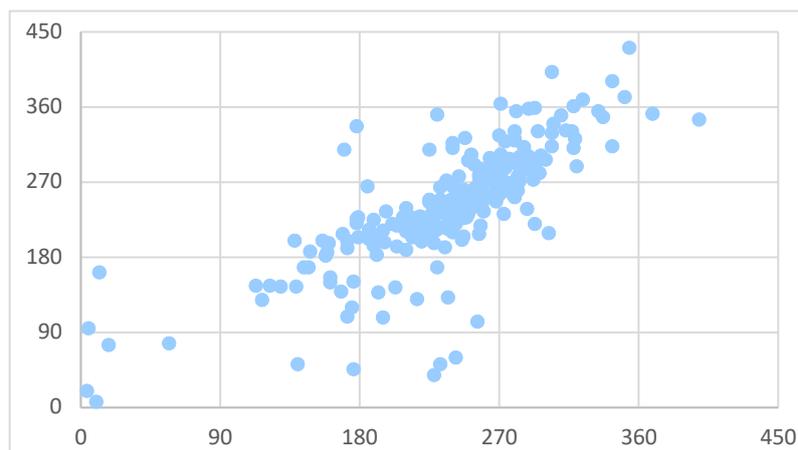


figure 5. Relation entre la direction suivie par les trombes et le paramètre de direction des isobares

Le coefficient de corrélation étant $r = 0.77$ pour un échantillon de 243 paires de données, son seuil de signification est supérieur à 99%. Dans 69% des cas, la direction des trombes suit celle des isobares, avec un écart maximal de 30°, et même dans 44 % des cas, la différence d'angle est inférieure à 15°. Ceci indique clairement une relation entre direction des isobares et direction suivie par les trombes. Dans huit cas les écarts sont supérieurs à 130° et pourraient probablement s'expliquer par une inversion de direction par les personnes qui ont rapporté le témoignage sur la trombe. Les situations étudiées étant 0, 6, 12 et 18 heures, un certain nombre de trombes se produisent à une de ces quatre heures, mais la plupart des trombes présentent un écart d'une, deux voire trois heures, ce qui est suffisant pour que la situation synoptique soit différente de celle qui prévalait lors de la survenue de la trombe. Un calcul supplémentaire à l'heure exacte de la trombe pourrait probablement diminuer l'écart entre la direction des trombes avec celle des isobares.

3. Conclusion et perspectives

Le recensement des trombes en France montre que le phénomène est plus fréquent qu'on ne l'imagine (20 cas chaque année en moyenne) et que c'est un météore potentiellement dangereux. Avec à ce jour 885 cas recensés, il est possible de résumer les informations suivantes sur les trombes en France :

La concentration géographique dans le Nord-Ouest du pays et le littoral méditerranéen.

Les trombes se produisent majoritairement dans des conditions de circulation atmosphérique de flux.

Il y a une bonne corrélation entre direction des isobares et direction des trombes.

Jusqu'à présent la base de données ne comportait pas de critères météorologiques, aussi le travail entrepris commence à combler ce manque. L'étude des types de circulation atmosphérique qui

prévalent au moment de la survenue des trombes va se poursuivre sur d'autres périodes afin d'augmenter la série de données. Un travail sera entrepris sur les données des sondages aérologiques.

Remerciements : Je tiens à remercier pour leur aide, conseil et avis Claude Berthet, Patricia Davies, Jean Dessens, Philip Jones, Sandra Rome et Myriam Traboulsi.

Bibliographie

Chen, D., 2000. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *International Journal of Climatology*, **20**, 1067-1076.

Chen, D. et Al. Synoptic circulation and its influence on spring and summer surface ozone concentrations in southern Sweden. *Boreal environment research*, **14**, 889-902.

Dessens, J. 1984. Les trombes en France. Climatologie et caractéristiques physiques. Commissariat à l'Etude et à la Prévention des Risques Naturels Majeurs, Paris, 31 pages et annexes.

Dessens, J., and J. T. Snow, 1989. Tornadoes in France. *Weather and Forecasting*, **4**, 110-132.

Holobaca, I., 2019. Réchauffement estival recent en Roumanie en relation avec les types de temps. 32ème colloque international de l'AIC, 481-486.

Jenkinson AF, Collinson BP, 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

Paul, F., 2001. A developing inventory of tornadoes in France. *Atmospheric Research*, **56**, 2001, 269-280.

Paul, F. et J. Dessens, 2013. Effets spectaculaires des trombes en France Bruit, soulèvement d'objets, projectiles. *La Météorologie*, **81**, 42-51.

Rowe, M. W., 1977. Whirlwinds and synoptic patterns. *Journal of Meteorology*, **2**, 1976-1977, 197-199.

PROJECTIONS CLIMATIQUES CMIP6 À L'ÉCHELLE DU SUD-EST DE LA CÔTE D'IVOIRE : ÉVOLUTION DES CONTRAINTES THERMO-PLUVIOMÉTRIQUES POUR LES PRINCIPAUX AGROSYSTEMES ASSOCIANT CACAO, HÉVÉA, PALMIER À HUILE ET MANIOC

Sylvain BIGOT¹, Dominique DUMAS², Téléphore Y. BROU³, Dabissi D. NOUFE⁴, Pauline DIBI⁵, Kouadio C. N'DA⁵, Stéphanie D. K. HOUPHLET^{6,7,1}, François MUNOZ⁷, Arona DIEDHIOU¹, Christian CILAS⁸

¹ Université Grenoble Alpes - Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), CS 40 700 - 38058 Grenoble cedex 9, France. sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr

² Université de Lyon - UMR Environnement Ville Société (EVS), France

³ Université de La Réunion - Laboratoire Océan Indien : Espaces et Sociétés (OIES), France

⁴ Université Nangui-Abrogoua - Laboratoire Géosciences et Environnement (LGE), Abidjan, Côte d'Ivoire

⁵ Université Félix Houphouët-Boigny - Institut de Géographie Tropicale (IGT), Abidjan, Côte d'Ivoire

⁶ Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa, Côte d'Ivoire

⁷ Université Grenoble Alpes - Laboratoire Interdisciplinaire de Physique (LIPhy), France

⁸ CIRAD (UMR PHIM) Montpellier, France / CIRAD, DGDRS, Abidjan, Côte d'Ivoire

Résumé : La Côte d'Ivoire est au cœur d'enjeux agro-écologiques et socio-économiques considérables, ses filières étant rendues très vulnérables par le changement climatique. Les analyses présentées s'appuient sur les simulations climatiques CMIP6 (et sur certains indicateurs provenant des données CMIP5) à l'échelle du sud-est du pays, représentatif de grandes plantations industrielles associées à un foncier villageois très dynamique. Les résultats indiquent qu'au-delà des hausses attendues des températures, ce sont surtout les séquences pluviométriques et leur évolution intrasaisonnaire qui vont conditionner les tolérances des principales productions agricoles du Sud-Comoé, malgré certaines incertitudes des simulations numériques.

Mots-clés : Agroclimatologie tropicale, Côte d'Ivoire, climat futur, projections CMIP6.

Introduction

En février 2022, l'agence de presse internationale Reuters alerte sur une absence de précipitations récurrente depuis plusieurs semaines sur la plupart des régions ivoiriennes productrices de cacao, réduisant significativement les récoltes annuelles attendues, alors que la Côte d'Ivoire demeure le premier producteur mondial (avec 2 034 000 t en 2021, soit 39,1 %). A l'échelle nationale, les agriculteurs interrogés déclarent en effet que le manque de pluie combiné à des périodes de forte chaleur va conduire à une diminution des rendements et de la qualité des produits agricoles (Reuters, 2022). Au-delà de cette culture, c'est en fait l'ensemble du système agronomique et des associations culturelles qui est affecté par cet aléa climatique et, plus largement, par le changement climatique en cours. L'enjeu est majeur, car avec 780 000 tonnes produites en 2019, la Côte d'Ivoire est aussi le premier pays producteur de caoutchouc en Afrique et le sixième à l'échelle mondiale, l'hévéaculture étant en forte expansion dans toute la partie méridionale du pays (Benoist, 2020). Le pays se positionne aussi comme le 3^{ème} producteur africain d'huile de palme, avec près de 17 % de la production totale et 219 000 t d'exportation (Cumunel, 2020). Selon les projections agricoles, la hausse de production de noix de palme devrait être de 94 % pour 2030, avec un triplement des exportations. A ce triptyque de cultures industrielles insérées dans l'économie mondiale s'ajoute souvent en association celle du manioc, dont la demande nationale a fortement augmenté du fait d'une meilleure transformation et commercialisation, et aussi du fait de son potentiel de stockage 'sur pied' et de ses moindres exigences agronomiques. Combiné à ces enjeux agricoles, les évolutions climatiques régionales conditionnent aussi fortement les dynamiques écosystémiques et évolutions paysagères, dans un contexte de déforestation historique et de paysages post-forestiers très dégradés, pour évoluer vers des solutions d'adaptation, de

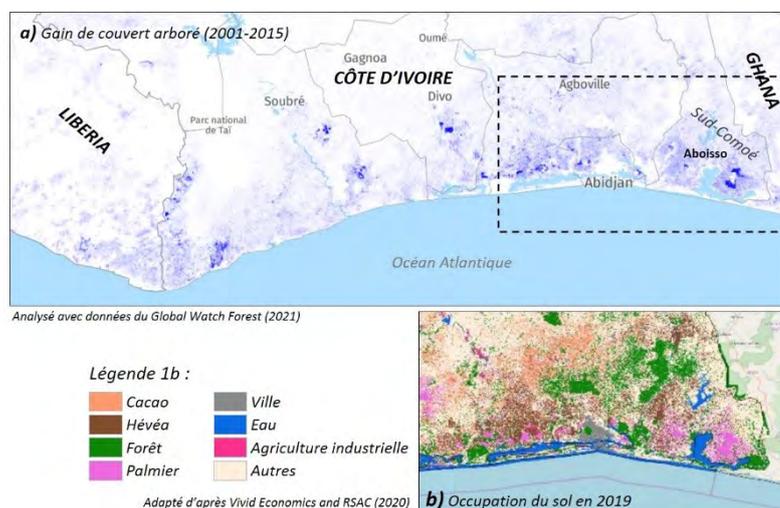
séquestration du carbone et de préservation des espaces agricoles ou naturels grâce, par exemple, au développement de l'agroforesterie (N'Guessan *et al.*, 2019 ; Amani *et al.*, 2021).

Dans ce contexte, en s'appuyant sur des résultats scientifiques fondamentaux et appliqués, la Côte d'Ivoire veut renforcer la résilience de son agriculture face aux changements climatiques qui affectent ses principaux secteurs agricoles, en particulier la région sud-est (district de la Comoé), mise en valeur et très largement déforestée depuis les années 1970 au profit de plantations de rente (cacao, palmiers à huile, hévéa). Les résultats présentés dans cet article concernent spécifiquement les projections issues des dernières données CMIP6 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 6*) pour comprendre les principales évolutions attendues de certaines contraintes agroclimatiques thermo-pluviométriques à moyen et long terme. Ces précisions climatologiques à l'échelle régionale doivent permettre de raffiner et améliorer les diverses applications et modélisations des conditions agronomiques et hydrométéorologiques en Afrique (Nooni *et al.*, 2021 ; Della Sala *et al.*, 2021). L'ensemble de ce travail de recherche s'effectue dans le cadre d'un projet franco-ivoirien soutenu par la Région Auvergne-Rhône-Alpes (Pack Ambition International) intitulé « *Evolution des agrosystèmes d'Abidjan à Aboisso et apports des services climatiques en Côte d'Ivoire : projections, résilience et aide à la décision* », et associant notamment les Universités de Grenoble, Lyon, La Réunion, ainsi que celles de Félix Houphouët-Boigny et de Nanguï-Abrogoua à Abidjan.

1 La zone d'étude du Sud-Comoé : associations culturelles et enjeux agro-écologiques

Le Sud-Comoé (7278 km², avec une population d'environ 670 000 habitants) est une région ivoirienne située dans le District de la Comoé, avec pour chef-lieu la ville d'Aboisso. Elle est frontalière du Ghana à l'est et bordée par l'océan Atlantique au sud (figure 1). C'est une des régions ivoiriennes les plus représentatives et dynamiques sur le plan agricole, qui associe des plantations et infrastructures industrielles mais aussi une large mosaïque de plantations paysannes et coopératives, autour des filières cacao/hévéa/huile de palme (le manioc servant de production commerciale complémentaire intercalée). L'essentiel des gains en couvert forestier dans toute la partie méridionale du pays ces 2 dernières décennies est déterminé par l'extension des plantations, en particulier les grandes exploitations industrielles (palmiers) dans toute la périphérie d'Aboisso.

figure 1. a) Gain de couvert arboré (en bleu sur la carte) dans la partie sud de la Côte d'Ivoire (résolution spatiale Landsat de 30 m) entre 2001 et 2015 (cartographie établie à partir du portail *Global Forest Watch*) ; l'apport arboré correspond ici à toute végétation de plus de 5 m de haut, donc essentiellement des plantations, même si la méthodologie de détection peu aussi identifier des espaces forestiers. **b)** Zoom (d'après l'encadré en pointillé indiqué sur la carte a) des principales classes d'occupation du sol dans le sud-est du pays en 2019 (adapté d'après la carte établie à l'échelle nationale par Vivid Economics).



2 Contraintes et vulnérabilité agro-climatiques des principales cultures de rente

Le régime pluviométrique moyen du sud de la Côte d'Ivoire possède un pic principal en juin (266 mm selon la normale 1981-2010 à la station d'Abidjan, soit 18 % du cumul annuel) et un secondaire en octobre (123 mm, soit 7 %). Avec 1441 mm/an, les conditions agronomiques sont donc en théorie optimales une grande partie de l'année (en dehors des mois enregistrant moins de 100 mm, soit la période DJFM, ainsi que la petite saison sèche du mois d'août) pour les cultures étudiées ; les

productions peuvent être pratiquées par exemple 8 mois sur 12 pour les palmiers à huile, et 10 pour l'hévéa, avec des fréquences de récolte élevées (tous les 10 à 15 jours pour les palmiers à huile, et tous les 4 jours environ pour l'hévéa ; Priyadarshan, 2017). Cependant, alors que l'hévéaculture requiert plutôt un climat tropical humide avec une pluviométrie annuelle comprise entre 1500 et 2500 mm (et un minimum de 1100 mm sans période de sécheresse de plus de 4 mois), les plantations du sud-est ivoirien se développent donc dans des conditions limites, avec des rendements potentiels moindres, et surtout, avec une vulnérabilité élevée aux variations météorologiques, en particulier les périodes prolongées de sécheresse (Benoist, 2020). En outre, dans cette région, avec des sols hydromorphes ferrallitiques schisteux et granitiques, la pédologie n'est pas optimale d'un point de vue agronomique pour l'hévéaculture, ce qui explique qu'historiquement, les plantations restaient limitées, avec une prévalence par exemple pour les ananeraies. Pour le cacao, l'optimum pluviométrique se situe entre 1200 et 3000 mm/an, avec une tolérance pour 1 à 3 mois relativement sec, et un risque agronomique fort dès que les cumuls sont inférieurs à 900 mm/an (FAO, 2007).

Sur le plan thermique, une température inférieure à environ 23°C pour le palmier à huile et à 18°C pour l'hévéa engendre un ralentissement de la croissance tandis que la température ne doit pas excéder 34°C (contrainte variable en fonction évidemment du taux d'humidité de l'air). L'optimum thermique est plutôt de 22-25°C/an pour le cacao, avec une tolérance jusqu'à 38°C pour les températures maximales. Mais au-delà des conditions moyennes, c'est plus la distribution intra-saisonnière des conditions thermo-pluviométriques et l'incidence de périodes atypiques (longueurs et intensité des épisodes secs ou humides, chauds ou très chauds) qui peuvent conditionner la pérennité éco-physiologique et la rentabilité future de ces plantations à vocation industrielle, en particulier le cacaoyer (Schroth *et al.*, 2016).

Un focus group réalisé dans le village d'Assouba (département d'Aboisso) en novembre 2021 par les chercheurs de ce programme avec une quinzaine de planteurs villageois (hévéa, palmier, manioc) a aussi permis de confirmer que la demande en services agroclimatiques repose surtout sur un meilleur diagnostic de ces séquences pluviométriques évolutives, qui perturbent les itinéraires techniques, abaissent les rendements, avec parfois une augmentation des pressions parasitaires (hévéa et cacaoyer notamment), et nuisent aux programmations socio-économiques des futures exploitations ; alors que les aléas thermiques et l'évolution au réchauffement sont déjà a priori mieux compris et intégrés dans les plans de gestion agronomique.

3. Données et méthodes : analyses des projections CMIP5 et CMIP6

La sixième phase du projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6) est une version actualisée de la phase 5 (CMIP5) avec des niveaux de forçage radiatif similaires pour 2100, mais en ayant ajouté des conditionnalités socio-économiques ; les scénarios appelés RCP (*Representative Concentration Pathway*) dans la phase 5 sont désormais appelés SSP (*Shared Socioeconomic Pathways*) pour la phase CMIP6, avec les scénarios dits SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5. Les données climatiques analysées dans ce travail proviennent du portail en libre accès *Climate Explorer* fournissant un ensemble de produits issus de l'observation, des réanalyses ou de la modélisation numérique du climat : climexp.knmi.nl/start.cgi. Les projections CMIP5 et CMIP6 y sont disponibles soit sous forme de synthèse (moyenne inter-modèle, en retenant un membre par modèle ou bien tous les membres), soit avec le détail pour chacun des 40 modèles utilisés. Les analyses pour cet article se focalisent surtout sur les projections CMIP6 à échéance 2100 selon les deux scénarios futurs SSP3-7.0 et SSP5-8.5 (*i.e.* avec un forçage radiatif additionnel important de 7 W/m² d'ici 2100, le scénario SSP3-7.0 comblant en fait l'écart entre les scénarios précédents RCP6.0 et RCP8.5 de l'expérience CMIP5 ; le scénario SSP5-8.5 représente un forçage de 8,5 W/m², soit la limite supérieure de la gamme des scénarios actuels, et peut être interprété comme proche du scénario RCP8.5, mais désormais avec des conditions socio-économiques).

Les données CMIP5 sont également utilisés dans ce travail via les produits calculés sur les extrêmes et produisant des indices thermo-pluviométriques établis selon la méthodologie de l'*Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) et détaillés dans Sillman *et al.* (2013), ces indicateurs n'étant pas encore disponibles pour les données CMIP6 dans *Climate Explorer*. Cinq variables sont sélectionnées car ayant de forts impacts agroclimatiques : le nombre de jours durant lesquels les précipitations (P) sont supérieures à 1 mm ($P_{>1mm}$) ou 10 mm ($P_{>10mm}$), le cumul des précipitations maximales consécutives sur 5 jours (RX5, en mm/5j), ainsi que les indices CDD (*Consecutive Dry days*) et CWD (*Consecutive Wet Days*) qui correspondent respectivement au maximum annuel de jours secs ou humides consécutifs.

4. Résultats et discussion

Les projections CMIP6 montrent une augmentation très significative des températures régionales, avec une hausse moyenne de 2,85°C pour les températures minimales et de 2,53°C pour les maximales pour le scénario SSP3-7.0 d'ici la fin du siècle, et respectivement de +3,47°C et +3,25°C pour le scénario SSP5-8.5 (figure 2). Les T_{min} vont donc enregistrer une augmentation plus importante que les T_{max} , indiquant bien que c'est toute la gamme des températures et des phases saisonnières/journalières qui sont affectées. Les précipitations subissent une diminution qui débute dès les décennies 2020-2040, et qui s'accélère ensuite d'ici la fin du siècle, pour atteindre une baisse de 0,17 et 0,25 mm/j pour les deux scénarios étudiés (figure 2). Cela va à l'encontre des constats généraux pour l'Afrique de l'Ouest qui concluent plutôt à une tendance future à l'humidification des régions équatoriales (Nooni *et al.*, 2021).

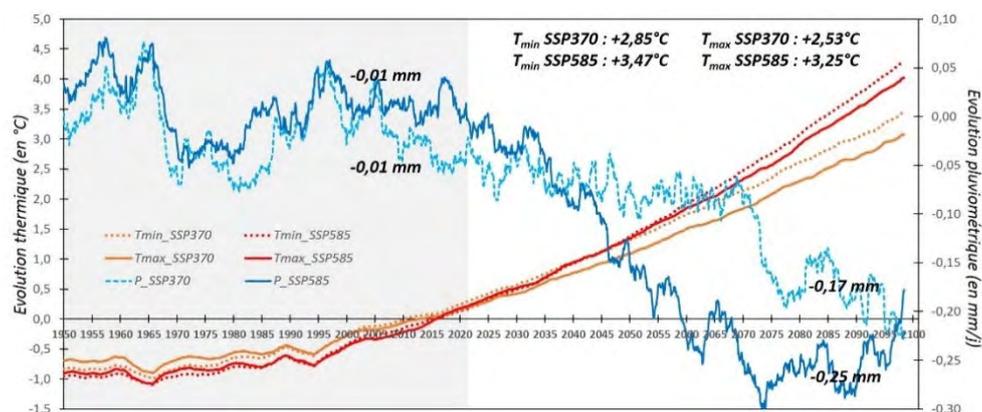


figure 2. Projections climatiques CMIP6 (moyenne inter-modèle selon les 2 scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5) sur la période 1950-2100 des anomalies (d'après la normale 1950-2020) des températures maximales et minimales (axe des ordonnées de gauche ; en °C) et des précipitations (axe des ordonnées de droite ; en mm/j) à l'échelle du sud-est de la Côte d'Ivoire : en grisé est indiquée la période passée 1950-2021 ; les valeurs en gras représentent l'évolution calculée entre les normales 1991-2020 et 2071-2100 ; d'après les données obtenues via *Climate Explorer*.

À l'échelle saisonnière, tous les mois de l'année se réchaufferont, mais ce sont surtout ceux du trimestre FMA qui enregistreront la plus forte hausse, les T_{max} moyennes attendues à cette période dépassant 34°C, et pouvant même atteindre 36°C (figure 3a). La saison sèche de JAS sera aussi affectée par un réchauffement significatif, ce qui alerte sur une évolution de l'évapotranspiration et de la vulnérabilité végétale durant cette période critique. Bull *et al.* (2019) montrent également que pour l'ensemble des zones cacaoyères ivoiriennes, les températures ont augmenté en toutes saisons, le trimestre le plus sec étant devenu plus chaud d'environ 0,7°C au cours des trois dernières décennies. Mais ils montrent aussi, comme pour nos résultats, que ce trimestre devient globalement plus humide, la variabilité interannuelle des précipitations augmentant.

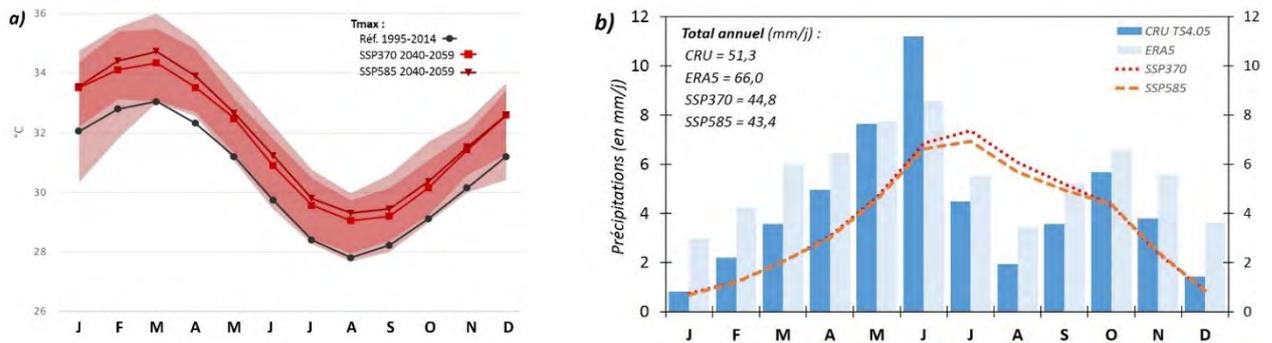


figure 3. Évolution des régimes thermo-pluviométriques dans le sud-est de la Côte d'Ivoire : **a)** régime des températures maximales (en °C) de référence (1995-2014) comparé à ceux des scénarios SSP3-7.0 et SSP8-8.5 en 2040-2059 (l'enveloppe des percentiles 10 et 90 % est indiquée ; calculé à partir des données régionales du *Climate Change Knowledge Portal*) ; **b)** Comparaison des quatre régimes pluviométriques moyens (en mm/J) calculés à l'échelle d'un indice régional à partir de l'observation (données CRU TS4.05, 1970-2020), des réanalyses ERA5 (1979-2020) et des projections CMIP6 (moyenne de tous les modèles, 2071-2100) selon les deux scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5 ; le total annuel en mm est indiqué en haut à gauche ; d'après les données *Climate Explorer*.

Un élément important apparaît cependant lors de l'étude du régime pluviométrique annuel, puisque le cycle décrit par les simulations CMIP6, avec des cumuls à la baisse, n'est pas du tout représentatif d'une réalité climatologique bimodale (figure 3b). Les projections ne représentent en effet qu'une saison pluviométrique culminant en juin-juillet, sans reprise lors des mois de SON. La modélisation numérique du climat, même lorsque la résolution spatiale s'améliore, conserve toujours des difficultés pour représenter et modéliser les régimes pluviométriques tropicaux humides, surtout lorsqu'on utilise comme pour ce travail les synthèses inter-modèles. Les simulations CMIP6 de beaucoup de modèles ont toujours tendance à sous-estimer les cumuls des précipitations (Ajibola *et al.*, 2020).

L'évolution des principales contraintes agroclimatiques affecte le nombre de jours de pluie, mais ce sont surtout les pluies les plus intenses (>10 mm/j) et les séquences pluviométriques qui vont évoluer (figure 4). Les épisodes de pluies maximales cumulées sur 5 jours (indicateur appelé RX5) vont ainsi théoriquement passer de 111 mm à plus de 125 mm d'ici 2071-2100 selon le scénario RCP8.5 des simulations CMIP5. Les séquences sèches (selon l'indice CDD) vont légèrement augmenter (~38 j/an), mais ce sont surtout très nettement les séquences humides (selon l'indice CWD) qui vont diminuer, passant d'environ 52 j/an en moyenne, à 41 j/an à la fin du siècle (figure 5). Ces modifications dans la temporalité des précipitations conditionnent des périodes intra-saisonnières de sécheresse plus longues qui peuvent avoir des impacts agro-climatiques négatifs sur les rendements des cultures et les différentes productions, aussi bien industrielles que villageoises.

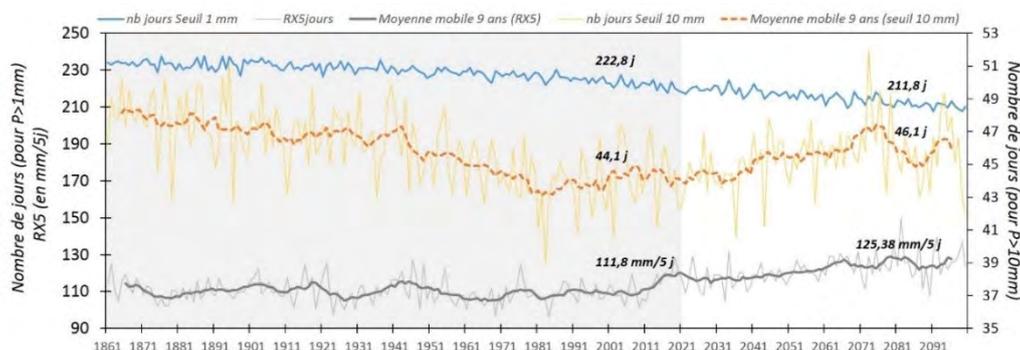


figure 4. Projections climatiques CMIP5 (moyenne inter-modèle du scénario RCP8.5) sur la période 1861-2100 pour 3 variables liées aux précipitations (P) à l'échelle du sud-est de la Côte d'Ivoire : le nombre de jours durant lesquels P est supérieur à 1 mm (axe des ordonnées de gauche) ou supérieur à 10 mm (axe des ordonnées de droite) ; la moyenne mobile de 9 ans est indiquée en gras), et les cumuls des précipitations maximales

consécutives sur 5 jours (RX5, en mm ; axe des ordonnées de gauche ; la moyenne mobile de 9 ans est indiquée en gras). En grisé est indiquée la période passée 1861-2021 ; les valeurs indiquées sur les courbes représentent l'évolution calculée entre les normales 1991-2020 et 2071-2100 ; d'après les données *Climate Explorer*.

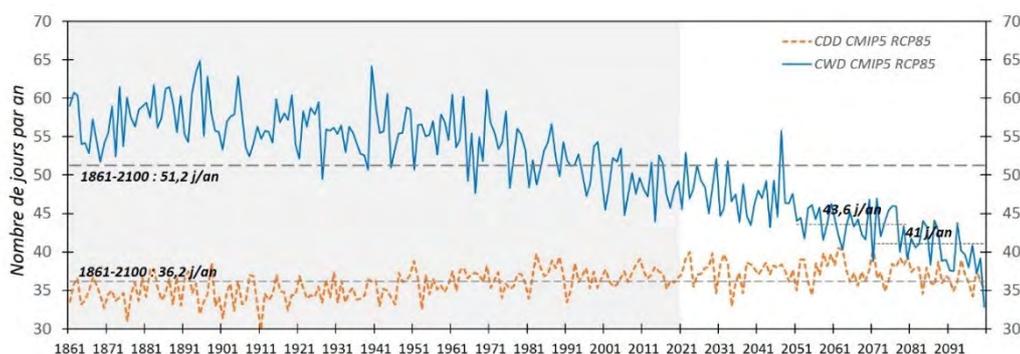


figure 5. Projections climatiques CMIP5 (moyenne inter-modèle) du nombre de jours par an sur la période 1861-2100 pour les indices CDD (*Consecutive Dry days*) et CWD (*Consecutive Wet Days*) à l'échelle du sud-est de la Côte d'Ivoire ; en grisé est indiquée la période passée 1861-2021 ; les traits horizontaux pointillés correspondent à la moyenne des indices sur toute la période, ou bien pour CWD (en pointillées) aux 2 moyennes 2051-2080 et 2071-2100 ; d'après les données *Climate Explorer*.

Alors que régionalement, l'agroforesterie est considérée comme une solution majeure pour assurer la durabilité à long terme des espaces forestiers associés aux paysages et productions agricoles (Amani *et al.*, 2021), ces évolutions des contraintes thermo-pluviométriques remettent en cause certains choix et techniques de cultures. Ainsi, la transformation des cacaoyères de plein soleil en système partiellement ombragé (*i.e.* possédant au moins 30 % de couverture de canopée) pourrait s'avérer complexe étant donné l'augmentation des épisodes secs et de l'évapotranspiration potentielle. L'évolution agrobiologique ainsi que celle des itinéraires techniques s'avèrent ici majeure pour s'adapter aux nouvelles conditions bioclimatiques et répondre aux exigences des politiques et objectifs nationaux. Car comme évoqué auparavant, déjà situées dans un espace agroclimatique à la limite de la tolérance pluviométrique, la plupart des plantations de ce territoire Sud-Comoé pourrait subir une forte vulnérabilité dans les prochaines décennies, surtout si la diminution des précipitations est en plus favorisée par des épisodes plus chauds. Les plantations villageoises, réparties sur de petites parcelles de quelques hectares et représentant des milliers d'exploitants, auront du mal à y faire face sans un plan d'adaptation (ACI – Agriculture Climato-Intelligente) très précis reposant sur des modèles de cultures tenant compte de toutes ces nouvelles variables agronomiques. Les plantations industrielles, malgré la demande de produire des produits certifiés (voire bio) et/ou via l'agroforesterie, devront peut-être plutôt revoir leurs modes de production en gérant mieux les ressources en eau et la qualité des sols. Bunn *et al.* (2019) ont ainsi estimé par modélisation agro-économique les pertes de production liées aux évolutions climatiques attendues pour 2050, uniquement pour le secteur cacaoyer ivoirien et sans mesure d'adaptation dès maintenant, à 1,1 milliard de dollars par an.

Conclusion

La perspective est désormais de pouvoir raffiner et décliner ces analyses en modélisations agro-climatologiques par filière, mais aussi en supports à la connaissance et à la médiation scientifique pour des usagers et décideurs. L'objectif est de pouvoir disposer d'informations, d'outils de gestion et d'aide à la décision pour tenir compte des évolutions bioclimatiques et des vulnérabilités futures ; mais aussi de pouvoir développer et proposer aux planteurs des diagnostics adaptés aux échelles géographiques des territoires cultivés (informations agro-climatiques).

Remerciements : les auteurs remercient la Région AURA (Auvergne-Rhône-Alpes) pour son soutien financier dans le cadre du projet incitatif Pack Ambition International 2020 (n° 20 006900 01-40892).

Bibliographie

- Ajibola F. O., Zhou B., Gnitou G. T., Onyejuruwa A., 2020. Evaluation of the performance of CMIP6 HighResMIP on West African precipitation. *Atmosphere*, **11**, 1053.
- Amani B. H. K., N'Guessan A. E., Derroire G., N'dja J. K., Elogne A. G. M., Traoré K., Zo-Bi I. C., Hérault B., 2021. The potential of secondary forests to restore biodiversity of the lost forests in semi-deciduous West Africa. *Biological Conservation*, **259**, 109154.
- Benoist A., 2020. Filière en Côte d'Ivoire : Analyse fonctionnelle et diagnostic agronomique. Rapport d'étude Cirad, réalisé pour le FIRCA et l'APROMAC, Montpellier, France, 48 p.
- Bunn C., Fernandez-Kolb P., Lundy M., 2019. Climate Smart Cocoa in Côte d'Ivoire. CCAFS Info Note, Cali, Colombia: CGIAR Research Program on Climate Change, Agriculture and Food Security (CCAFS), 12 p.
- Cumunel M., 2020. La filière palmier à huile en Côte d'Ivoire, un condensé des enjeux du développement durable. Note 13, Fondation pour l'agriculture et la ruralité dans le monde (FARM), 23 pages.
- Della Sala P., Cilas C., Gimeno T. E., Wohl S., Opoku S. Y., Gainusa-Bogdan A., Ribeyre F., 2021. Assessment of atmospheric and soil water stress impact on a tropical crop: the case of Theobroma cacao under Harmattan conditions in eastern Ghana. *Agricultural and Forest Meteorology*, **311**, 108670.
- FAO, 2007. ECOCROP. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome. gaez.fao.org/pages/ecocrop
- N'Guessan A. E., Kassi N'dja J., Yao O. N., Amani B. H. K., Gouli R. G. Z., Pioniot C., Zo-Bi I. C., Hérault B., 2019. Drivers of biomass recovery in a secondary forested landscape of West Africa. *Forest Ecology and Management*, **433**, 325-331.
- Nooni I. K., Hagan D. F. T., Wang G., Ullah W., Lu J., Li S., Dzakpasu M., Prempeh N. A., Lim Kam Sian K. T. C., 2021. Future changes in simulated evapotranspiration across continental Africa based on CMIP6 CNRM-CM6. *Int. J. Environ. Res. Public Health*, **18**, 6760.
- Priyadarshan P.M., 2017. Biology of Hevea Rubber. Springer International Publishing AG, India, 251 p.
- Reuters, 2022. Dry spell persists in Ivory Coast, raising fears for cocoa crop. By L. Coulibaly, 31 janvier 2022 : www.reuters.com/world/africa/dry-spell-persists-ivory-coast-raising-fears-cocoa-crop-2022-01-31/
- Schroth G., Läderach P., Martinez-Valle A. I., Bunn C., Jassogne L., 2016. Vulnerability to climate change of cocoa in West Africa: Patterns, opportunities and limits to adaptation. *Science of the Total Environment*, **556**, 231-241.
- Sillmann J., Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X., Bronaugh D., 2013. Climate extremes indices in the CMIP5 multi-model ensemble. Part 1: Model evaluation in the present climate. *J. Geophys. Res.*, **118** (4), 1716-1733.

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES EXTRÊMES DE TEMPÉRATURES AU MAROC

Wahib HAMMOUDY ¹, Rachid ILMEN ², Mohamed SINAN ².

¹ Direction Générale de la Météorologie (DGM), Casablanca, Maroc. wahibhammoudy@gmail.com

² Département Hydraulique, Environnement et Climat (HEC), Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP), Casablanca, Maroc. ilmenrachid@gmail.com

² Département Hydraulique, Environnement et Climat (HEC), Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP), Casablanca, Maroc. sinanmohamed1960@gmail.com

Résumé : L'augmentation de l'évolution de certains types d'événements extrêmes a le potentiel de produire des impacts et des dégâts sur les secteurs socio-économiques. Une augmentation de la température minimale et maximale, se manifestant par de forts épisodes de canicule et des vagues de froid se renforcent bel et bien en terme d'intensité, de fréquence et leur durée. Notre étude vise à évaluer les changements climatiques observés en étudiant les tendances observées des indices de la température ainsi que leur significativité. Les résultats montrent que le Maroc a connu une augmentation des extrêmes chauds et une diminution des extrêmes froids sur notre pays à l'exception de quelques points d'observations où la tendance apparaît non significative.

Mots-Clés : extrêmes chauds, réchauffement climatique, tendances observées.

Abstract. The increase in the evolution of certain types of extreme events has the potential to produce impacts and damage on socio-economic sectors. An increase in heat and cold temperature manifested by strong heat waves and cold waves are clearly increasing in terms of intensity, frequency and durability. Our study aims to evaluate the observed climate changes by studying the observed trends of temperature extremes and their significance. The results show that Morocco has experienced an increase in hot and decrease in cold extremes over our country except for some observation points where the trend appears insignificant.

Key words: Hot extremes, global warming, observed trends.

Introduction

L'augmentation de certains types d'événements climatiques extrêmes a le potentiel de produire des impacts qui peuvent être catastrophiques. S'ils se poursuivent, les changements dans toutes les composantes du système climatique persisteront, ce qui augmentera la probabilité de conséquences plus graves et irréversibles pour les populations et les écosystèmes. Selon "l'index de vulnérabilité au changement climatique 2018", les menaces liées au dérèglement climatique font accentuer les extrêmes plus particulièrement dans les continents vulnérables. Les incidences de phénomènes climatiques extrêmes survenus récemment mettent en évidence la grande vulnérabilité de certaines régions à faire face à ce changement.

L'Afrique, considérée comme le dernier continent responsable des émissions de gaz à effet de serre, s'est réchauffée plus rapidement que la moyenne mondiale. Le GIEC confirme dans le 6ème rapport d'évaluation que "depuis 1970, le rythme du réchauffement climatique s'accélère: la température a augmenté plus rapidement au cours des deux derniers 50 ans voire davantage. Les émissions de gaz à effet de serre dues aux activités humaines ont élevé les températures de presque 1,1 °C".

Situé à l'angle nord-ouest du continent africain, le Royaume du Maroc se caractérise par une situation géographiquement qui présente à la fois de vastes opportunités et de nombreux risques et défis dans la lutte contre le changement climatique. Les études ont mis en évidence que le Maroc subit les effets extrêmes thermiques accentué par les effets de changements climatiques en termes de diversité, d'intensité et d'occurrence, notamment les vagues de chaleurs et les canicules, ces deux

phénomènes ont été bel et bien observés fréquemment durant ces dernières décennies et persisteront pendant une longue durée avec des températures qui atteignent les limites (Driouech et al. 2013 ; Schilling et al. 2020).

C'est dans ce même contexte que s'inscrit notre projet de recherche, qui consiste à évaluer les tendances observées des deux paramètres notamment température maximale et minimale à partir des données observées de plusieurs points d'observations météorologiques de la Direction Générale de la Météorologie (DGM) couvrant les différentes zones climatiques du Maroc. L'évaluation de ces tendances climatiques observées fournira des informations très utiles pour la prise de décision et contribue à accroître la sensibilisation et la compréhension des effets du changement climatique et leur relation avec les extrêmes climatiques (Tramblay et al. 2013, Filahi et al. 2015). Cette évaluation de la tendance sera basée sur l'évaluation de trois indices climatiques notamment le nombre annuel de jours avec au moins 6 jours consécutifs où la température maximale est supérieure au 90ème percentile, le pourcentage des jours chauds et le pourcentage des nuits chaudes.

Cet article sera divisé en 3 sections : la section qui suit est consacrée à la présentation de la méthodologie, des indices climatiques, des données à utiliser et à la définition du test de tendance et de signification, la deuxième section présente les résultats obtenus. Enfin, la dernière section est consacrée à la conclusion de l'étude.

1. Données et Méthodologie

1.1. Données

La base de données utilisée pour évaluer les changements observés dans cette étude est constituée des observations quotidiennes des températures maximales et minimales sur la période 1998-2018 (la période commune entre les points d'observations) recueillies à partir du réseau de la Direction Générale de la Météorologie (DGM). Afin de couvrir toute la zone d'étude qui est le Royaume du Maroc, 29 points d'observation météorologique ont été sélectionnés (Figure 1). Un prétraitement était nécessaire avant tout calcul, pour cette raison ces données ont passé plusieurs tests de contrôle de qualité, notamment, le contrôle des valeurs répétées successivement 4 fois, le contrôle à l'aide des fourchettes, le contrôle des données manquantes, le contrôle des valeurs limites à l'aide des boîtes à moustaches, le contrôle du cycle saisonnier ainsi que le contrôle des valeurs manquantes. Suite à ces différents tests, plusieurs valeurs ont été vérifiées et les valeurs manquantes ont été omises de l'analyse. En plus du contrôle de qualité, nous avons également effectué un contrôle d'homogénéité des données afin de vérifier les fluctuations dues aux facteurs non climatiques qui affectent les tendances d'une série temporelle (Alexandersson, 1986).

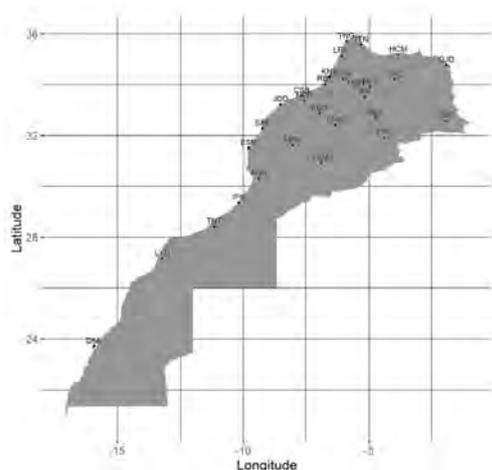


figure 1. Localisation de la zone d'étude, Maroc.

1.2. Méthodologie

Ce projet de recherche consiste tout d'abord à calculer trois indices climatiques (définis dans la sous-section suivante) sur l'ensemble des points d'observation étudiés (voir 2.1), ces indices ont été générés à partir des deux paramètres météorologiques observés suivants : la température maximale, la température minimale. Nous avons ensuite procédé à la mesure de leurs tendances à l'aide du test de Sen's Slope, ainsi que de leur significativité selon le test de Mann-Kendall (ces deux tests seront définis dans ce qui suit). Les résultats obtenus seront pointés sur la carte par des triangles soit vers le haut (tendance à la hausse), soit vers le bas (tendance à la baisse) soit par des croix noires (absence de tendance). En ce qui concerne la significativité, le triangle rempli signifie que la tendance est significative sinon elle est non significative.

1.3. Indices Climatiques

Il convient de noter que l'extension CLIMPACT2 a été utilisée sous langage R pour calculer un ensemble de 3 indices climatiques ainsi que les percentiles. Ces indices peuvent être utilisés (Tableau 1) pour décrire l'état du changement climatique et les variations statistiques du climat, les extrêmes et les tendances qui font l'objet de ce projet de recherche. Il est à noter que ces indices ne sont déterminés que si au moins 70% des données sont disponibles (Thomas R. 1999).

Tableau 1. La définition des indices climatiques utilisés ainsi que leur unité.

Indice	Définition	Unité
WSDI	Le nombre annuel de jours avec au moins 6 jours consécutifs où la température maximale est supérieure à 90ème percentile (la période de calcul des percentiles est 1998-2018).	Jour
TX90p	le pourcentage de jours où la température maximale est supérieure à 90ème percentile (la période de calcul des percentiles est 1998-2018).	%
TN90p	Le pourcentage de jours où la température minimale est supérieure à 90ème percentile (la période de calcul des percentiles est 1998-2018).	%

1.4. Test de Tendance : Sen's Slope

Parmi les inconvénients de la méthode linéaire destinée à estimer la pente d'une ligne de régression, cette méthode n'est valable lorsque les éléments de données ne correspondent pas à une ligne droite ; elle est également sensible aux valeurs aberrantes. Pour éviter ces problèmes et avoir des résultats pertinents et significatifs. Nous avons procédé à l'utilisation d'une méthode, fréquemment utilisées, qui est la pente de régression, c'est une méthode plus robuste et fortement recommandée, appelée pente de Sen (Sen, 1968).

Pour l'ensemble des paires (i, x_i) où x_i est une série temporelle. La pente de Sen est définie par la médiane de toutes les pentes calculées entre chaque paire de points dans la série et présentée comme suit :

$$Sen's\ Slope = Median\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}; i < j\right)$$

1.5. Test de significativité : Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall est un test non paramétrique, utilisé pour déterminer la tendance identifiable dans une série temporelle continue ne présentant pas de ruptures et qui comporte éventuellement une composante saisonnière (Mann, 1945 ; Kendall, 1975). Il est fortement recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale. Notons qu'une série temporelle continue et bien contrôlée de 20 ans est suffisante pour avoir des résultats significatifs.

Il consiste à supposer une hypothèse initiale H_0 : "qu'il n'y a pas de tendance", la valeur de S montre que la tendance sera significative ou non. Elle est initialisée à 0 au début, puis elle est incrémentée soit à 1 soit à 0. Cette valeur de S permet de conclure à la fin sur l'existence ou l'absence de la tendance (Fatima Driouech., 2010).

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} S_k = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sig}(x_j - x_k) \text{ et } S_i = \sum_{i < k} \text{sig}(x_k - x_i)$$

Avec :

$$\text{sig}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & \text{si } x_j - x_k > 0 \\ 0 & \text{si } x_j - x_k = 0 \\ -1 & \text{si } x_j - x_k < 0 \end{cases}$$

2. Résultats et discussion

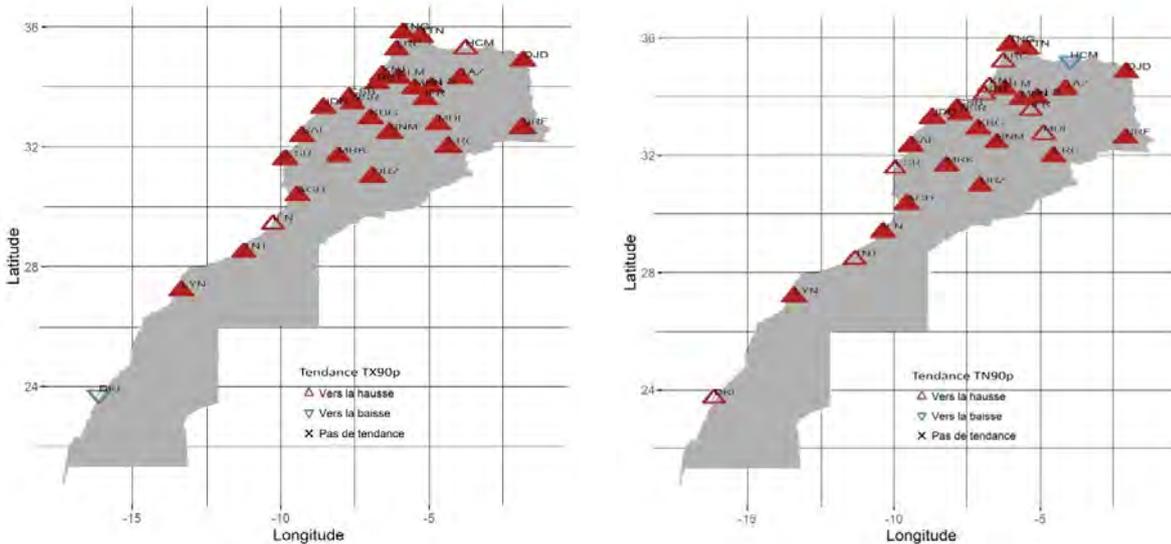


figure 2. Tendances observées des indices TX90p (à gauche) et TN90p (à droite) des 29 points d’observations sur la période 1998-2018.

Selon la figure 2, le pourcentage de jours où la température maximale est supérieure à 90ème percentile et le pourcentage de jours où la température minimale est supérieure à 90ème percentile montrent une nette augmentation presque généralisée sur l'ensemble des points d'observation étudiés durant la période d'étude 1998-2018 (figure 2). En effet, l'indice TX90p montre une tendance significative (notamment une valeur limite de p-value à 0,05 est souvent utilisée pour conclure sur la significativité de la tendance) à la hausse pour la quasi-totalité des points d'observations sauf à Al-Hoceima, Sidi Ifni et Dakhla. Cette hausse varie entre 3,29 jour/décennie à Rabat (RBT) et 19,35 jour/décennie à Ouarzazate (ORZ). De la même façon, le pourcentage de jours où la température minimale est supérieure à 90ème percentile indique une hausse, généralement significative et varie entre 1,8 jour/décennie à Tétouan (TTN) et 14,9 jour/décennie à JADIDA (JDD).

Tableau 2. Les tendances observées (Sen's Slope) statistiquement significatives de l'indice TX90p entre 1998 et 2018 de quelques stations.

Station	RBT	ORZ	FES	LRC	OJD	MRK	IFR	BRF	MDL
Tendances	0.09	0.53	0.35	0.25	0.29	0.29	0.2	0.51	0.38

Tableau 3. Les tendances observées (Sen's Slope) statistiquement significatives de l'indice TN90p entre 1998 et 2018 de quelques stations.

Station	TTN	BNM	FES	TAZ	OJD	JDD	IFR	AGD	TNG
Tendances	0.05	0.16	0.23	0.32	0.32	0.41	0.1	0.3	0.27

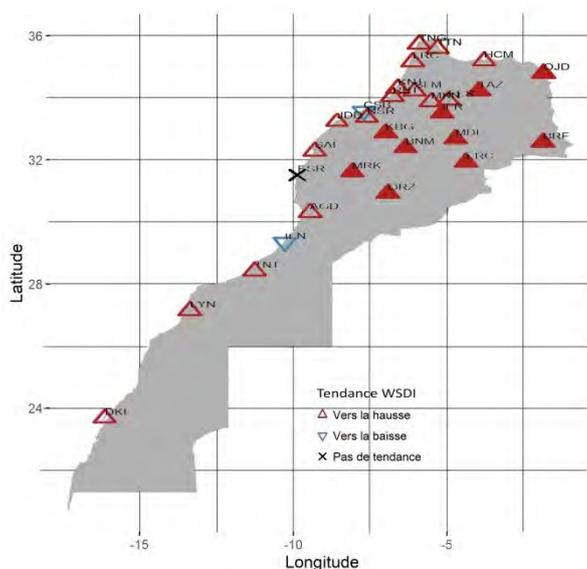


Figure 3. Tendances observées de l'indice WSDI des 29 points d'observations sur la période 1998-2018.

L'évolution de l'indice du nombre annuel de jours avec au moins 6 jours consécutifs où la température maximale est supérieure à 90^{ème} percentile entre 1998 et 2018 est caractérisée par des tendances à la hausse significative vers l'Est et le sud des montagnes de l'atlas. Ces tendances allant de 1,83 jours/décennie à Oujda (OJD) jusqu'à 7 jours/décennie au niveau de Bouarfa (BRF).

Tableau 4. Les tendances observées (Sen's Slope) statistiquement significatives de l'indice WSDI entre 1998 et 2018 de quelques stations.

Station	OJD	BRF	TAZ	MDL	ORZ	MRK	BNM	KBG	IFR
Tendances	0.05	0.19	0.06	0.09	0.12	0.11	0.11	0.15	0.08

Conclusion

Cette étude examine les évolutions des tendances des indices climatiques observés au Maroc sur la base des paramètres observés notamment les températures maximales et minimales quotidiennes de 29 points d'observations sur la période 1998-2018. Des contrôles de qualité de toutes les données ont été effectués avant le calcul des trois indices climatiques qui sont le pourcentage de jours où la température maximale est supérieure à 90^{ème} percentile, le pourcentage de jours où la température minimale est supérieure à 90^{ème} percentile et le nombre annuel de jours avec au moins 6 jours consécutifs où la température maximale est supérieure à 90^{ème} percentile.

Les résultats obtenus des indices TX90p et TN90p montrent des changements significatifs à la hausse au cours du temps, presque généralisés sur l'ensemble du pays à l'exception de quelques points d'observation, reflétant une tendance vers des conditions plus chaudes. Vers l'Est du pays et le sud des montagnes de l'atlas, une hausse significative est remarquée de l'indice WSDI. Les autres points d'observations montrent une tendance à la hausse non significative à l'exception de Casablanca (CSB) et Sidi-Ifni (IFN) où la tendance est vers la baisse mais non significative selon le test de Mann-Kendall.

En comparaison avec les résultats réalisés, l'augmentation généralisée des tendances significatives observées des températures au Maroc est cohérente avec celles obtenues dans les régions méditerranéennes et confirme le réchauffement climatique observé (par exemple, GIEC, 2013 ; Driouech et El Rhaz, 2017 ; GIEC, 2018 ; Knutti et al, 2015 ; Driouech et al., 2020).

Remerciement : Nous sommes reconnaissants de la qualité d'encadrements des directeurs de thèse ainsi que les professeurs et examinateurs du laboratoire Hydrogéologie, Traitement et Epuration des

Eaux et Changements Climatiques (HGT2E2C) pour leur contribution, leur aide précieuse et leur patience. Un grand merci au comité d'organisation du 35^{ème} colloque de l'AIC.

Bibliographie

Driouech, F., Ben Rached, S. et Al Hairech, T., 2013. *Variabilité et changement climatiques dans les pays d'Afrique du Nord*. Dans: Sivakumar, MVK, Selvaraju, RLR et Hamdan, I. (Eds.) *Climate Change and Food Security in West Asia and North Africa*. Dordrecht Heidelberg New York Londres : Springer.

Filahi, S., Tanarhte, M., Mouhir, L., El Morhit, M. et Tramblay, Y.j, 2015. *Tendances des indices des extrêmes journaliers de température et de précipitations au Maroc*. *Climatologie théorique et appliquée*, **124** (3–4), 959 – 972.

Schilling, J., Hertig, E., Tramblay, Y. and Scheffran, J., 2020. *Climate change vulnerability, water resources and social implications in North Africa*. *Regional Environmental Change*, **20**, 15.

Tramblay, Y., El Adlouni, S. et Servat, E., 2013. *Tendances et variabilité des indices de précipitations extrêmes en Afrique du Nord*. *Risques naturels et sciences du système terrestre*, **13**, 3235 – 3248.

Thomas R. Karl, Neville Nicholls, and Anver Ghazi. CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary. 1999. *In Weather and Climate Extremes*, pages 3–7. Springer Netherlands, Dordrecht.

Fatima Driouech. *Evaluation d'impacts potentiels de changements climatiques sur l'hydrologie du bassin versant de la Moulouya au Maroc*, 2010.

Sen, P.K. *Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau*. *Journal of the American Statistical Association*, **63**, 1379–1389, 1968.

GIEC, (IPCC), 2013. Résumé pour les décideurs. Dans: Stocker, TF, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, SK Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et PM Midgley (Eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution du Groupe de travail I au Cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis : Cambridge University Press.

Driouech, F., El Rhaz, K., 2017. *ALADIN-Climate projections for the Arab region. Rapport d'évaluation du changement climatique arabe, Commission économique et sociale des Nations Unies pour l'Asie occidentale « ESCWA »*. Rapport principal. E/ESCWA/SDPD/2017/RICCAR/Rapport.

Alexandersson, H. *Un test d'homogénéité appliqué aux données de précipitations*. *Journal de climatologie*, **6** (6), 661 – 675, 1986.

GIEC, 2018 : *Résumé à l'intention des décideurs. Dans : Réchauffement climatique de 1,5°C. un rapport spécial du GIEC sur les impacts d'un réchauffement climatique de 1,5 °C au-dessus des niveaux préindustriels et les voies d'émission mondiales de gaz à effet de serre connexes, dans le contexte du renforcement de la réponse mondiale à la menace du changement climatique, du développement durable et des efforts visant à éradiquer la pauvreté*. Genève, Suisse : Organisation météorologique mondiale, 32 pp.

Knutti, R., Rogelj, J., Sedláček, J. et Fischer, EM, 2015. *Une critique scientifique de l'objectif de changement climatique de deux degrés*. *Nature Géoscience*, **9**, 13 – 18.

Fatima Driouech, Hafid S., Abdou K., Sara M., Wafae B., Khalid EIRhaz, Abdelghani C., 2020. *Recent observed country-wide climate trends in Morocco*. *International Journal of Climatology*.

ANALYSE DES ONDES D'EST AFRICAINES ET SURVENANCE DES PLUIES DURANT LA CIRCULATION DE LA MOUSSON EN AFRIQUE DE L'OUEST

Edgard A. DANNOU¹, Arnaud V.V. HOUETO² Japhet D. KODJA³, Ernest AMOUSSOU³, Constant HOUNDENOU³, Expédit W. VISSIN³, Henri V.TOTIN³, NOUKPOZOUNKOU N. J.⁴

¹Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA), 01 BP 96 Cotonou, Bénin, e-mail : edgarrdd11@yahoo.fr

²Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université d'Abomey Calavi, Bénin, 01 BP 526

³Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE), 03 BP 1122 Cotonou, Bénin

⁴Agence Nationale de l'Aviation Civile du Bénin (ANAC), 08 BP 78 Cotonou, Bénin

Email : houtovva@gmail.com, japhdom@gmail.com, ernestamoussou@gmail.com, constant500@yahoo.fr, exlaure@gmail.com, sourouhenri@yahoo.fr, justinnoukpozounkou@gmail.com

Résumé : Considérées comme étant des perturbations d'échelle synoptique, les ondes d'est Africaines sont responsables de la modulation de l'activité des précipitations de la Mousson en Afrique de l'Ouest. Cette étude vise à analyser les relations entre les ondes et les précipitations dans le but de approfondir la prévision des perturbations mobiles en Afrique de l'Ouest. Les cartes des anomalies du vent méridien, du diagramme de Hovmöller, de la divergence, du tourbillon potentiel, de l'humidité relative, de la vitesse verticale et des précipitations journalières réalisées sur l'Afrique de l'Ouest durant le mois de Mai 2018 montrent que ces ondes lors de leur propagation modulent tous les champs météorologiques. Il en résulte que les variations des hauteurs des précipitations sont liées à l'activité des ondes d'est africaines.

Mots Clés : Ondes d'Est Africaines, Mousson, Echelle Synoptique, Diagramme de Hovmöller.

Introduction

Les ondes d'est Africaines constituent l'une des caractéristiques principales du climat de l'Afrique de l'Ouest en été. Diverses études ont été menées sur ces ondes. On peut citer entre autres celles de (Diedhiou et al., (2001) ; Leroux S. (2009) ; Lavaysse C et al., (2006) ; Fink et Reiner (2003) qui ont permis notamment de déterminer leurs caractéristiques cinématiques. La connaissance des systèmes précipitants et des mécanismes physiques qui en sont les causes s'avèrent nécessaires sinon indispensables. Les systèmes convectifs, en particulier les ondes d'est Africaines, constituent avec les phénomènes ondulatoires, les phénomènes météorologiques majeurs du climat de l'Afrique de l'Ouest à cause de leurs contributions aux précipitations de cette région.

Comprendre de tels systèmes météorologiques cohérents et se familiariser avec leur évolution sur une période de quelques jours aide à analyser et prévoir le temps.

1. Données et méthodes

1.1 Données

Deux (02) types de données ont été utilisés. Il s'agit des données de réanalyses ERA- Interim de ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) et des données de précipitation TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) couvrant la période de Mai 2018. Les réanalyses utilisées dans ce travail sont disponibles sur une grille horizontale fine $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ ($13,88 \text{ km}^2$) et sur cinq (5) niveaux de pression (925, 850, 700, 500, et 200 hPa).

1.2 Méthodes

La méthodologie a consisté d'abord à détecter toutes les ondes présentes sur notre période d'étude. Ensuite nous allons les confronter aux cartes des précipitations pour voir si oui ou non il existe vraiment des relations entre elles. Enfin, dans le cas échéant, nous allons analyser les autres paramètres (divergence, humidité relative, tourbillon potentiel et vitesse verticale) pour mieux comprendre ces relations. Nous avons aussi vérifié les caractéristiques de l'onde est à savoir : la vitesse de propagation, la longueur d'onde, et la période.

✓ *Détection des AEWs : Deux moyens ont été simultanément utilisés pour détecter les AEWs dans cette étude. Il s'agit du diagramme de Hovmöller du vent méridien et les anomalies du vent méridien.*

✓ **Confrontation des AEWs avec les précipitations :** Une fois les ondes détectées, nous allons les confronter avec les précipitations journalières issues de TRMM. Nous allons utiliser les cartes d'anomalies du vent méridien et les cartes des précipitations journalières sur l'Afrique de l'Ouest. L'idée est de prendre chacun des jours où on a la présence d'une onde et confronter les deux images afin de mieux cerner le lien entre les ondes et les précipitations.

✓ **Analyse des autres paramètres :** Il est important d'analyser les autres paramètres dynamiques tels que l'humidité relative, la divergence, le tourbillon potentiel et la vitesse verticale. Cette analyse nous permettra de mieux cerner les relations entre les ondes et les précipitations.

2. Résultats et discussions

2.1 Détection et Caractéristiques des AEWs

Après avoir appliqué la méthodologie détaillée plus haut, trois diagrammes de Hovmöller et trois cartes d'anomalies du vent méridien ont été obtenus pour les trois décennaires du mois de mai 2018 voir figure 1.

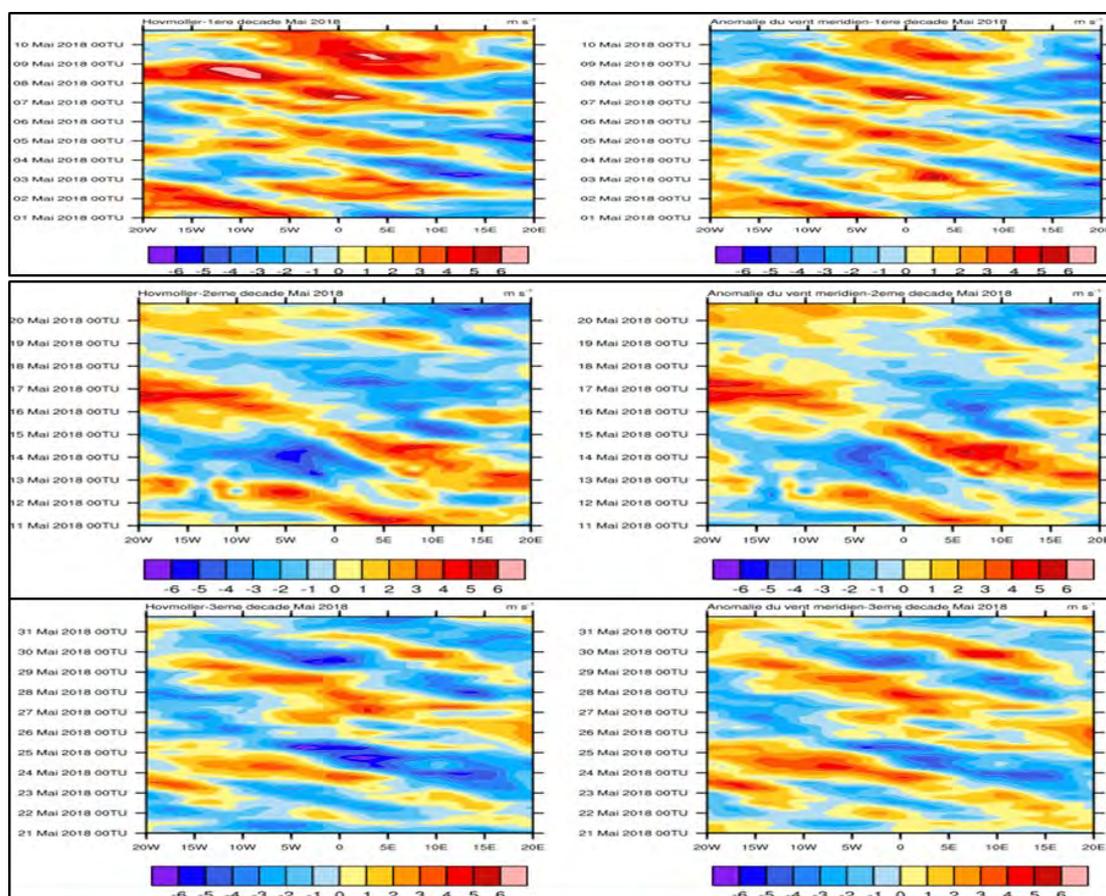


figure 1 : Diagrammes de Hovmöller à 700hPa du vent méridien et Anomalies du vent méridien (1ère, 2ème, et 3ème de Mai 2018 à la latitude 6°N) ; unité en m/s

De l'analyse de la figure 1, il en résulte la propagation des AEWs entre 20° Ouest et 20° Est au cours des trois décades du mois de Mai 2018. Une onde étant une succession de thalweg et de dorsale, celles-ci se rapportent aux couleurs chaudes (rouge) caractérisées par des anomalies d'amplitudes élevées (anomalies positives) et aux couleurs froides (bleu) marquées par des anomalies d'amplitudes faibles (anomalies négatives). On note le passage de trois (03) à quatre (04) ondes au cours de chaque décade.

Les figures 2I, 2II et 2III sont utilisées pour vérifier les caractéristiques physiques des ondes (la vitesse de propagation, la longueur d'onde, et la période).

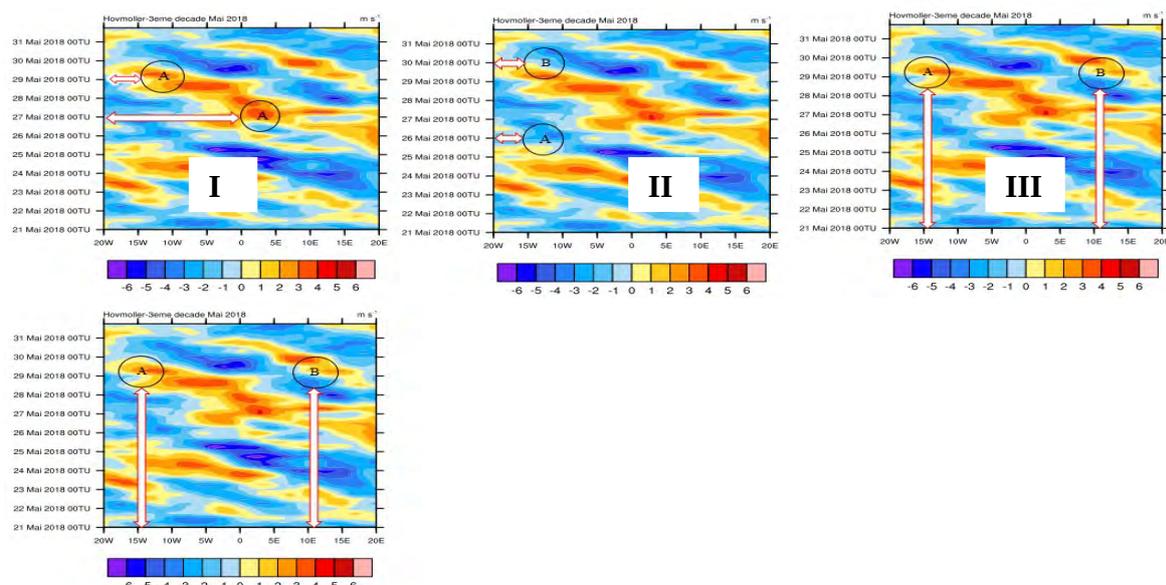


figure 2 : Diagramme de Hovmöller de la 3ème décennie de Mai 2018 avec sens de déplacement (I), période des AEWs (II) et longueur d'onde des AEWs (III) des AEWs

Sur la figure 2I on constate que le point A qui est sur 3°Est le 27^{ème} jour se retrouve à 12°Ouest le 29^{ème} jour. L'onde se déplace de l'Est vers l'Ouest.

Sur la figure 2II on constate qu'entre les passages du point A et du point B sur la longitude 12°W, on a environ 4 jours. Les ondes propagées ont une période de 3 à 5 jours.

Sur la figure 2III, au 29^{ème} jour on constate que entre les points A et B on a environ 26° de longitude. Ce qui fait environ 2886 km (26 x 111 km). La vitesse de propagation des AEWs est égale à 8,35 m/s.

La vitesse de propagation des AEWs est de 7 à 11 m/s. De tout ce qui précède on note que la durée de déplacement de l'onde est d'une période de 4 jours, que sa longueur d'onde est égale à 2886 km et sa vitesse de propagation de 8,35 m/s. Nos résultats sont en accord avec les résultats de Diedhiou A. (1998) inspiré de F. Beucher 2010 : Météorologie Tropicale, Des alizés au cyclone.

2.2 Liens entre AEWs avec les précipitations

La figure 3 met en relief respectivement une carte d'anomalies du vent méridien montrant une AEW sur l'Afrique de l'Ouest et une carte d'anomalie du vent méridien montrant une AEW sur l'Afrique de l'Ouest avec la zone des thalwegs mise en évidence le 29/05/2018 à 0600TU dans la moyenne troposphère. Elle montre la propagation des ondes d'est au cours du mois de Mai 2018 (saison humide) entre 20° Ouest et 20° Est.

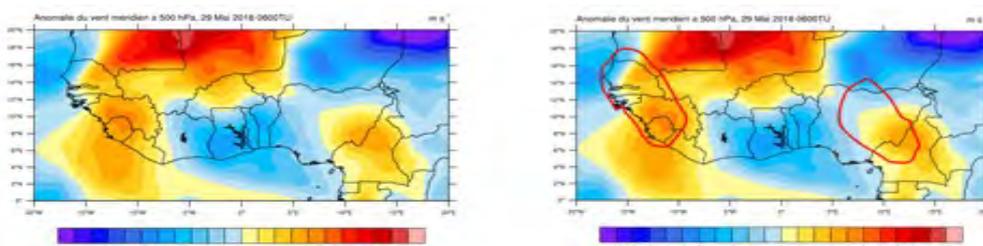


figure 3 : Carte d'anomalie du vent méridien montrant une AEW sur l'Afrique de l'Ouest le 29/05/2018 à 0600TU

L'analyse révèle que les ondes naissent vers la frontière Niger-Lybie et descendent vers le Burkina pour continuer vers le Sénégal et rejoindre l'océan Atlantique. Deux zones de thalwegs sont mises en évidence sur la figure 3. La première est localisée sur la Sierra Léone, la Guinée, la Guinée Bissau, la Gambie et le Sénégal et la deuxième est positionnée sur le Nigeria et l'ouest du Cameroun.

Dans le but d'établir les liens entre les ondes d'est africaines et les précipitations en Afrique de l'ouest, diverses cartes ont été réalisées à base des données TRMM (Précipitation en surface).

La figure 4 montre la carte des précipitations journalières TRMM et la carte des précipitations journalières TRMM avec deux zones de thalwegs mises en évidence sur l'Afrique de l'ouest le 29 Mai 2018 à 0600TU.

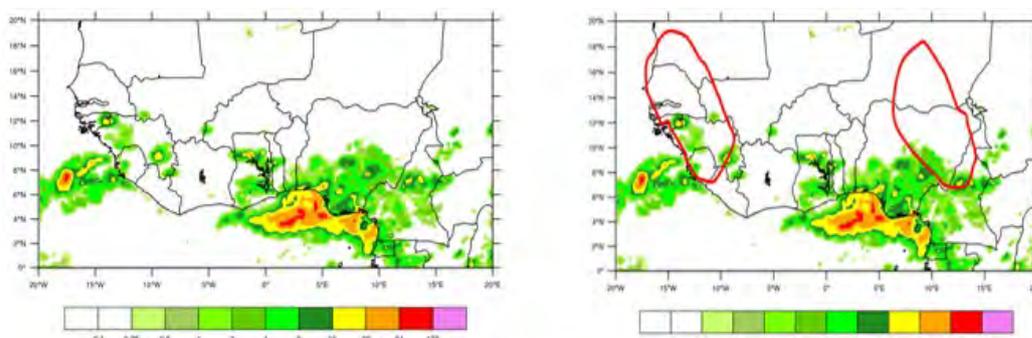


figure 4 : Carte de précipitations TRMM le 29/05/2018 à 0600TU

L'analyse révèle une diminution des précipitations au Nord de 15° N, associée à la circulation anticyclonique et à l'action combinée des anticyclones de Lybie et des Açores ce qui explique les faibles hauteurs de pluies dans le Sahel. Toutefois de fortes pluies sont enregistrées sur l'océan Atlantique avec des hauteurs allant de 16 à 128 mm et dans certaines régions du continent avec des hauteurs variant entre 0.25 à 16mm. Nous avons constaté que les précipitations se trouvent aussi bien dans les thalwegs que dans les dorsales de l'onde. La présence des précipitations dans la zone de thalweg au moment même de l'installation de l'onde est confirmée et ces précipitations peuvent perdurer pendant plusieurs heures. Lors de l'analyse des ondes avec les précipitations quelques remarques ont été faites. Certains cas de figures ne respectent pas la théorie selon laquelle les précipitations se localisent seulement sur les thalwegs et non dans les dorsales. L'insuffisance d'humidité dans certains cas peut en être la cause. Il est donc nécessaire d'analyser d'autres paramètres atmosphériques tels que l'humidité relative, la divergence, le tourbillon potentiel et la vitesse verticale.

2.3. Analyse des autres paramètres

Elle concerne l'humidité relative, la divergence, le tourbillon potentiel et la vitesse verticale. Cette analyse permet de mieux comprendre les relations entre les ondes et les précipitations et de confirmer ou infirmer d'autres théories élaborées dans les études antérieures à notre travail.

✓ Humidité relative – Divergence

Il sera question d'analyser l'humidité relative dans les basses couches de la troposphère le 04 Mai 2018 à 1800TU. L'analyse de l'humidité relative révèle que même si une onde est bien installée, ceci ne suffit pas pour avoir des précipitations dans le thalweg. En effet le manque d'humidité peut imposer une sécheresse à une zone de thalweg.

La figure 5 présente l'humidité relative dans les basses couches à 925 hPa sur l'Afrique de l'ouest le 04 Mai 2018 à 1800TU.

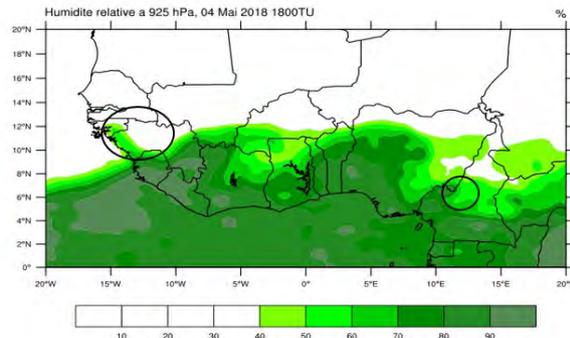


figure 5 : Humidité relative à 925 hPa avec les zones sèches des thalwegs encerclées en noir le 04 /05/2018 à 1800TU

On enregistre de faibles taux d'humidité relative dans le Sahel allant de 0 à 40 %. De forts taux d'humidité relative allant de 70 à 100 % sont enregistrés sur l'océan Atlantique et l'ensemble des pays du Golfe de Guinée. On n'a remarqué qu'il y a des précipitations dans toute la zone de thalweg excepté les zones où l'humidité est insuffisante. Dans la zone de thalweg encerclée en noir et centrée sur la Guinée, la Guinée Bissau, le sud du Sénégal, du Mali et le Nord de la Sierra Leone, l'humidité relative est faible et on enregistre de faibles hauteurs de précipitations (0.1 à 0.25 mm). Cependant dans la zone de thalweg encerclée en noir et centrée sur l'ouest du Cameroun et une partie du Nigéria, le taux de l'humidité relative est élevé et compris entre 50 et 100 % on enregistre d'importantes quantités de précipitations (0.25 à 32 mm). L'augmentation des précipitations sur les thalwegs est principalement liée à la disponibilité en humidité. Les thalwegs seraient des zones favorables au renforcement de la convection. L'augmentation des précipitations en Afrique de l'Ouest serait liée aux valeurs maximales du flux zonal de vapeur d'eau dans les basses couches

Le champ de divergence ne présente pas des bandes larges et structurées comme les autres champs, donc il a été procédé à la vérification de la configuration CCD Convergence-Convergence-Divergence dans des zones relativement réduites mais en plein thalweg de l'onde (figure 6) . Pour cela, il a été procédé à l'analyse du champ de divergence dans les basses couches, couches moyennes et dans les couches supérieures (925, 700 et 200 hPa) le 29 Mai à 1200TU. Rappelons qu'une divergence négative équivaut à une convergence.

La figure 6 représente le champ de divergence respectivement à 925, 700 et à 200 hPa sur l'Afrique de l'Ouest le 29 Mai 2018 à 1200TU

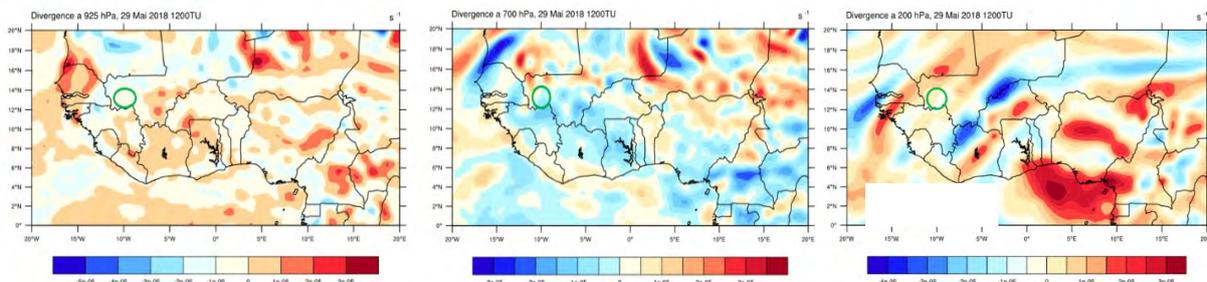


figure 6 : Divergence à 925 hPa ; 700 hPa et 200 hPa avec zone de thalweg encerclée en vert le 29/05/2018 à 1200TU

L'analyse montre une divergence négative (Convergence) à 925 hPa, une divergence négative (Convergence) à 700 hPa et une divergence positive (Divergence) à 200hPa dans la zone de thalweg encerclée en vert. La configuration CCD (Convergence – Convergence – Divergence) est donc vérifiée.

✓ **Tourbillon potentiel et Vitesse verticale**

Les analyses précédentes ont montré que le thalweg est une zone de convection profonde donc une zone d'activité convective. Avec ces deux paramètres (tourbillon potentiel et vitesse verticale), nous allons confirmer ou infirmer ces théories. Les figures 7a et 7b représentent le champ du tourbillon potentiel à 925 et à 700 hPa sur l'Afrique de l'Ouest avec une zone de thalweg encerclée en noir le 28 Mai 2018 à 1200 TU. L'analyse des figures 7a et 7b montre l'existence des noyaux de tourbillon potentiel positifs dans la zone de thalweg encerclée en noir à 925 et 700 hPa.

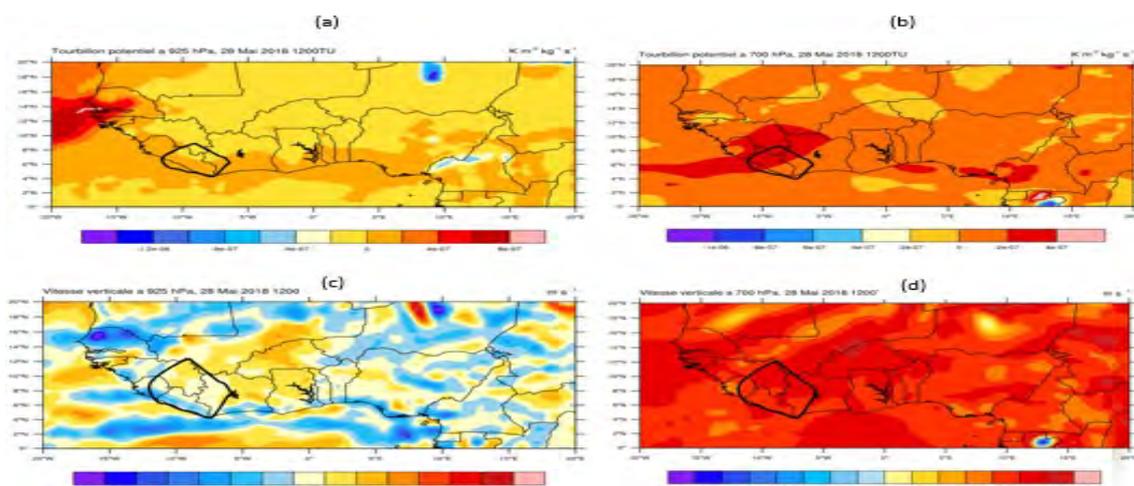


figure 7 : (a) *Tourbillon potentiel à 925 hPa*, (b) *Tourbillon potentiel à 700 hPa*, (c) *Vitesse verticale à 925 hPa*, (d) *Vitesse verticale à 700 hPa avec thalweg encerclé en noir le 28/05/2018 à 1200 TU*

Les figures 7c et 7d montrent le champ de la vitesse verticale à 925 et à 700 hPa sur l'Afrique de l'Ouest avec une zone de thalweg encerclée en noir le 28 Mai 2018 à 1200TU. L'analyse des figures 7c et 7d révèle l'existence de quelques noyaux positifs de la vitesse verticale dans la zone de thalweg encerclée en noir à 925 et 700hPa

Conclusion

Au terme de ce travail, il faut retenir que les ondes d'est africaines lors de leur passage modulent significativement les champs des paramètres dynamiques. Une hausse de la convergence du flux d'humidité dans les basses couches permet le renforcement de mousson et donc une hausse des précipitations. Ainsi, les variations des hauteurs des précipitations en Afrique de l'Ouest sont liées à l'activité des ondes. Les AEWs (African Easterly Waves) contribuent à accroître les précipitations en Afrique de l'Ouest quand elles sont actives. Par ailleurs, il est à noter que la présence des ondes d'est africaines n'est pas une condition suffisante pour générer des précipitations. La configuration CCD est favorable au développement des systèmes convectifs, aux formations pluvio-orageuses et donc à la convection profonde.

Bibliographie

Diedhiou A., Janicot S., Viltard A. et P. de Félice, 2001 : Composite patterns of easterly disturbances over West Africa and the tropical Atlantic : a Climatology from the 1979-95 NCEP / NCAR reanalyses. *Journal of Climate Dynamics* 2001 18 : 241- 253.

Lavaysse, C., Diedhiou, A., Laurent, H., Lebel, T., 2006. African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African Monsoon. *Climate Dynamics* 27, 319–332.

Leroux Stéphanie, 2009. Dynamique des ondes d'est africaines : origine, propagation et interaction avec leur environnement. Thèse Université Joseph-Fourier - Grenoble I

LA FIABILITÉ DES DONNÉES D'INTENSITÉ OBTENUES PAR RECONNAISSANCES AÉRIENNES DANS LES TYPHONS DES CATÉGORIES 4 ET 5 (1980-1987)

Karl HOARAU^{1,3}, Mark LANDER², Freddy VINET³, Chip GUARD⁴, Roger EDSON⁴

¹Laboratoire MRTE, Université de CY Paris-Cergy, 33 Boulevard du Port, F-95000 Cergy-Pontoise. khoarau@aol.com

²Université de Guam, Mangilao, 96923 Guam, États-Unis. mlander@triton.uog.edu

³Laboratoire de Géographie et d'Aménagement de Montpellier (LAGAM), Route de Mende, 34199 Montpellier Cedex 5. freddy.vinet@univ-montp3.fr

⁴Retraité, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Barrigada, 96913 Guam, États-Unis. stychip@gmail.com (Chip GUARD), rogeredson@yahoo.com (Roger Edson)

Résumé : Cette étude s'intéresse aux cyclones tropicaux extrêmes des catégories 4 et 5 dont l'activité pourrait augmenter avec le réchauffement climatique actuel. Sur la période 1980-1989, la base de données IBTrACS dénombre 53 typhons extrêmes dans l'ouest du Pacifique Nord, le plus grand bassin cyclonique du globe. Le nombre atteignant 76 pour la décennie 2010-2019, la fiabilité de l'intensité des typhons de la décennie 1980-1989 est une question car la majorité des typhons de la période 1980-1987 a bénéficié de mesures de la pression de surface par avions. Notre ré-analyse basée sur l'imagerie satellitaire indique que l'intensité des typhons observés par avions a été sous-estimée car la vitesse du vent, le principal paramètre de l'intensité, était déterminée par calcul à partir de la pression mesurée.

Mots-clés: Typhons des catégorie 4 et 5, reconnaissances aériennes, ré-analyse de l'intensité, l'Ouest du Pacifique Nord.

Abstract: Reliability of intensity data obtained by aerial reconnaissance in category 4 and 5 typhoons

This study focuses on extreme tropical cyclones of category 4 and 5 whose activity could increase with the current global warming. The selected area is the western North Pacific, the largest cyclone basin in the world, for which the IBTrACS database counts 53 extreme typhoons over the period 1980-1989. With the number reaching 76 for the decade 2010-2019, the reliability of the typhoon intensity for the decade 1980-1989 is a question because the majority of the typhoons for the period 1980-1987 benefited from aircraft surface pressure measurements. Our reanalysis based on satellite imagery indicates that the intensity of typhoons observed by aircraft was underestimated because the wind speed, the main parameter of intensity, was calculated from the measured pressure.

Keywords: Category 4 and 5 typhoons, aerial reconnaissance, intensity reanalysis, the western North Pacific.

Introduction

D'après la base IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship), qui regroupe les données de tous les cyclones tropicaux du globe (Knapp et al., 2010 ; Knapp et al., 2018), l'ouest du Pacifique Nord (100°E à 180°) est le bassin océanique le plus actif avec 30% de l'activité sur la période 1980 à 2019 (Schreck et al., 2014). Ce bassin représente 43% du nombre des cyclones des catégories 4 et 5 dont les vents soutenus sur une minute atteignent ou dépassent les 115 nœuds (Simpson, 1974). Les travaux de Knutson et al. (2015) considèrent comme probable l'augmentation de l'activité des cyclones des catégories 4 et 5 avec le réchauffement climatique en cours. IBTrACS donne l'évolution suivante dans le nombre décennal des typhons de l'ouest du Pacifique Nord : 53 pour 1980-1989, 72 pour 1990-1999, 79 pour 2000-2009, et 76 pour 2010-2019. Le nombre significativement plus faible de la décennie 1980-1989 est d'autant plus surprenant que la grande

majorité des typhons des catégories 4 et 5 de la période 1980-1987 a bénéficié des reconnaissances aériennes. Les données d'intensité des typhons obtenues par avions étaient pourtant considérées comme fiables (Martin et Gray, 1993 ; Kossin et al., 2007). Afin de vérifier la qualité de ces données représentées par le vent maximal soutenu, nous avons procédé à la ré-analyse de l'intensité des typhons obtenue par avions.

1. La méthodologie d'analyse des données

L'intensité d'un cyclone tropical est définie par le vent soutenu maximal et la pression atmosphérique minimale au niveau de la mer (Merril, 1984). Dans la méthode de Dvorak (1984), le vent soutenu est le paramètre le plus important de l'intensité. Celle-ci dépend, sur l'imagerie satellitaire en infrarouge renforcé, de la température du pixel le plus chaud à l'intérieur de l'œil, et de la température du sommet des nuages dans un rayon de 55 km autour de cet œil. Les images satellitaires ont été analysées toutes les 3 heures puisque leur fréquence horaire n'est disponible qu'à partir de 1987. Nous avons utilisé la base d'images de Digital typhoon (1980-1987) issues des satellites géostationnaires japonais GMS. La méthode de Dvorak (1984) classe les cyclones tropicaux sur une échelle ouverte d'intensité allant de T1 à T8. Les cyclones produisant des vents de surface au moins de 115 nœuds correspondent à T6, soit la catégorie 4 de l'échelle de Saffir-Simpson (Simpson, 1974). Pour illustrer les résultats de notre ré-analyse satellitaire, nous avons pris l'exemple du typhon Joe qui a évolué les 20 et 21 novembre 1986 à l'est des Philippines (JTWC, 1986). Sur les images satellitaires (figure 1), l'intensification du typhon se traduit par un réchauffement progressif de l'œil.

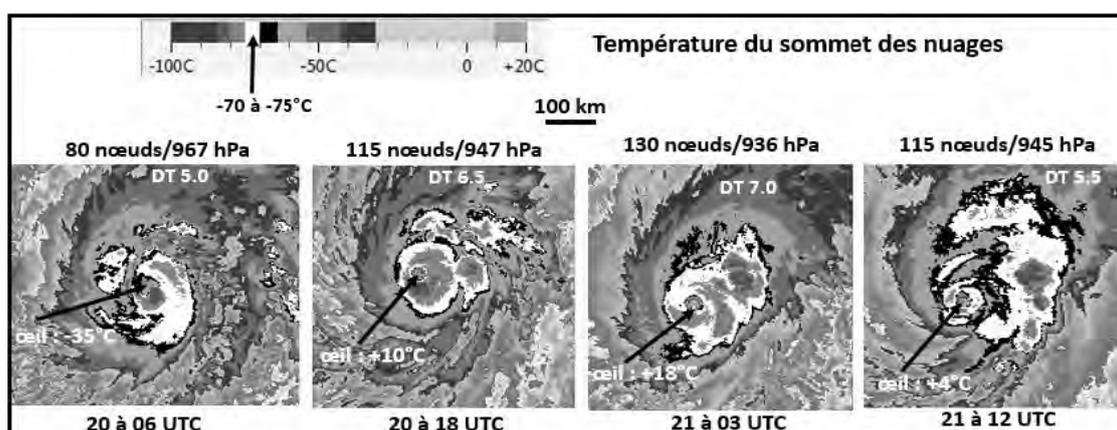


figure 1. Les images satellitaires en palette de Dvorak du typhon Joe les 20 et 21 novembre 1986. Source : à partir des images satellitaires de Digital typhoon et de Knapp et al. (2018).

La température de surface passe de -35°C le 20 novembre à 06 UTC à $+18^{\circ}\text{C}$ le 21 à 03 UTC au moment où Joe affiche des données satellitaires (DT) maximales de 7.0. L'œil est localisé dans une ceinture nuageuse avec des sommets très froids à $-70^{\circ}\text{C}/-78^{\circ}\text{C}$. Les vents estimés à 130 nœuds (T6.5+) sont issus de notre ré-analyse et résultent de l'application de la méthode de Dvorak (figure 2). Malgré un pic des données satellitaires à DT 7.0, notre ré-analyse n'a pas donné des vents de 140 nœuds (catégorie 5) car le 21 novembre à 06 UTC, le typhon affichait une configuration moins forte à DT 6.0. Il aurait fallu que les données satellitaires restent à DT 7.0 trois heures de plus pour que les vents passent à 140 nœuds. Il faut noter qu'IBTrACS n'attribuait à Joe qu'une intensité maximale de 100 nœuds (T5.5, catégorie 3), soit une différence sensible d'une unité sur l'échelle de Dvorak.

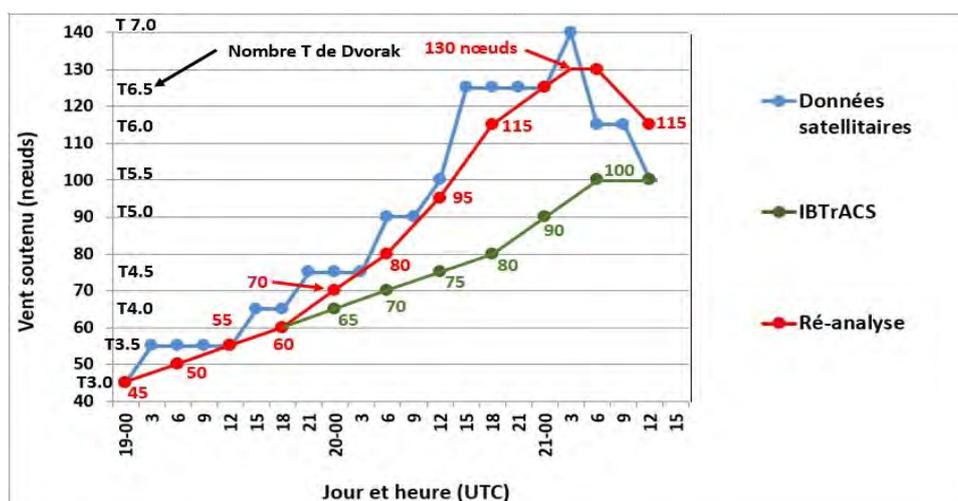


figure 2. L'estimation de l'intensité du typhon Joe avec la méthode de Dvorak. Source : à partir des images satellitaires de Digital typhoon et de Knapp et al. (2018).

2. Une évidente sous-estimation de l'intensité des typhons des catégories 4 et 5

Le cas du typhon Joe développé ci-dessus n'est pas un exemple isolé. Sur la période 1980 à 1987 (jusqu'au typhon Cary le 15 août 1987 qui marque la fin des reconnaissances aériennes), IBTrACS ne comptabilise que 35 typhons des catégories 4 et 5 alors notre ré-analyse en trouve 55 (figure 3).

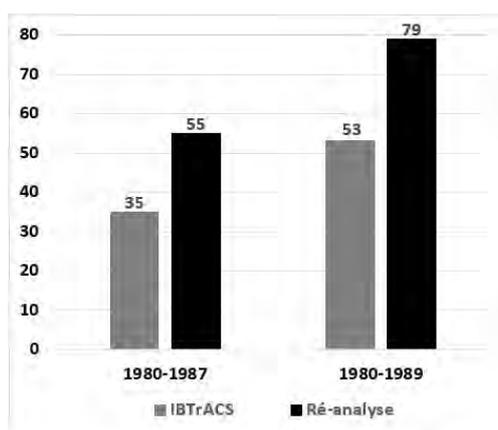


figure 3. Une comparaison du nombre des typhons des catégories 4 et 5 entre les données d'IBTrACS et celles de la ré-analyse des images satellitaires pour les périodes 1980-1987 et 1980-1989. Source : à partir de Knapp et al. (2018) et des images satellitaires de Digital typhoon.

Cela correspond à une différence de 57%. Sur la décennie 1980-1989, IBTrACS rapporte 53 typhons des catégories 4 et 5 alors que notre ré-analyse en mentionne 79, soit une différence de 49%. Toujours pour des typhons d'une intensité similaire de l'ouest du Pacifique Nord, Webster et al. (2005) affichait le nombre de 48 pour 1975-1984, 68 pour 1985-1994, et 71 pour 1995-2004. Cette recherche reprenait les statistiques d'IBTrACS pour la période 1980-2004 alors que les données d'intensité de la période 1975-1979 ne sont pas archivées dans la base. Comment peut-on expliquer une telle sous-estimation de l'intensité des typhons des catégories 4 et 5 durant l'ère des reconnaissances aériennes ? Une partie de la réponse vient de la relation vent-pression utilisée dans la méthode de Dvorak (tableau 1). C'est celle d'Atkinson et Holliday (1977) qui était en vigueur sur la période de notre étude. Un typhon de la catégorie 4 devait avoir une pression atmosphérique de surface de l'ordre de 925 à 930 hPa. La pression atmosphérique était la donnée la plus facile à obtenir puisqu'une sonde était libérée dans l'œil des typhons.

Tableau 1. La correspondance utilisée dans les typhons des catégories 3 à 5 du Pacifique Ouest pour la période 1980-1987 entre le nombre T de Dvorak, le vent soutenu sur une minute, et la pression atmosphérique de surface. D'après Dvorak (1984), Atkinson et Holliday (1977) et Simpson (1974).

Nombre T de Dvorak	Vent sur 1 minute (nœuds)	Pression (hPa)	Catégorie Saffir-Simpson
5.5	100	941	3
6	115	927	4
6.5	125	914	4
7	140	898	5
7.5	155	879	5
8.0	170	858	5

Le vent était dérivé de l'équation : $\text{vent} = 3,4(1010 - \text{Pression de surface de l'œil})^{0,644}$. Plus tard, Knapp et al. (2013) ont montré que les vents soutenus dans un cyclone tropical ne dépendaient pas de la seule pression atmosphérique de surface dans l'œil mais aussi de la latitude du cyclone, de son extension horizontale, et de la pression atmosphérique périphérique. Donc, un cyclone de 115 nœuds (catégorie 4) pouvait avoir une pression variable en fonction des paramètres cités ci-dessus. Dans le cas du typhon Joe, notre ré-analyse a estimé les vents à 130 nœuds (100 nœuds dans IBTrACS) au moment où la pression minimale mesurée par avion était à 936 hPa (figure 1). D'après la relation vent-pression utilisée par Atkinson et Holliday (1977), une intensité de 130 nœuds aurait dû être accompagnée par une pression de surface autour de 910 hPa (tableau 1). Joe était un typhon de petite taille associé à des pressions périphériques élevées. L'autre partie de la réponse vient du fait que la technique de Dvorak a été publiée en 1984. L'apprentissage de cette technique nécessitant plusieurs mois, et l'expérience étant acquise en quelques années, les prévisionnistes sont devenus opérationnels seulement à la fin des années 1980 dans l'ouest du Pacifique Nord et dans les autres bassins cycloniques (Knaff et al., 2010). Ces auteurs ont montré aussi que la méthode de Dvorak était d'une grande fiabilité dans l'estimation de l'intensité des cyclones produisant des vents au moins de 115 nœuds.

Un autre indicateur matérialise la sous-estimation de l'intensité des typhons observés par reconnaissances aériennes. Il s'agit de la différence des vents entre notre ré-analyse et ceux donnés par IBTrACS sur la période 1980-1987 (figure 4).

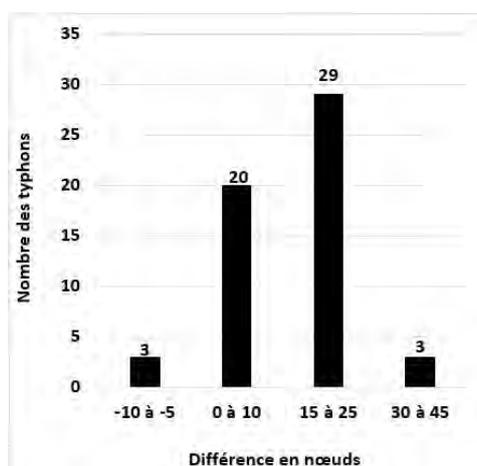


figure 4. La différence entre les vents estimés par la ré-analyse des images satellitaires et ceux issus d'IBTrACS pour les typhons des catégories 4 et 5 sur la période 1980-1987. Source : à partir des images satellitaires de Digital typhoon et de Knapp et al. (2018).

23 typhons des catégories 4 et 5 sur les 55, soit 41,8%, affichaient une différence relativement faible de 10 nœuds. En revanche, 32 typhons (58,2%) montraient une différence modérée à forte de 15 à 45 nœuds. L'exemple du typhon Joe (novembre 1986), précédemment analysé, indiquait une différence de 30 nœuds, soit 1 nombre T sur l'échelle de Dvorak (tableau 1).

Enfin, notre ré-analyse montre que l'intensification des vents sur une période de 24 heures dans les typhons extrêmes avait été plus rapide (figure 5) que celle observée dans les données d'IBTrACS.

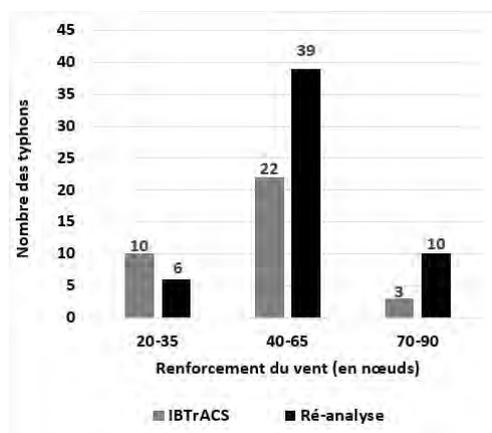


figure 5. Une comparaison de l'intensification des vents en 24 heures dans les typhons des catégories 4 et 5 entre les données d'IBTrACS et celles de la ré-analyse des images satellitaires pour la période 1980-1987. Source : à partir de Knapp et al. (2018) et des images satellitaires de Digital typhoon.

En effet, dans la méthode de Dvorak (1984), un accroissement du vent en 24 heures est considéré comme rapide quand il atteint au moins 40 nœuds. Pour un typhon, cela correspond à une augmentation d'intensité de 75 nœuds (T4.5 sur l'échelle de Dvorak) à 115 nœuds (T6.0), soit 1.5 T (tableau 1). Sur la période 1980-1987, notre ré-analyse montre que 45 (89%) des 55 typhons se sont développés de manière rapide (40 à 90 nœuds) en 24 heures pour atteindre les catégories 4 et 5. Les données d'IBTrACS indiquent que 25 (71,4%) des 35 typhons ont rempli ce critère. Notre ré-analyse montre que le typhon Joe s'est intensifié de manière rapide en 24 heures avec 55 nœuds (figure 2) alors qu'IBTrACS affiche une intensification plus progressive de 30 nœuds menant à une intensité maximale de 100 nœuds (130 nœuds en ré-analyse). Cet indicateur est scruté avec attention car la proportion des typhons s'intensifiant de manière rapide pourrait augmenter avec le réchauffement climatique en cours (Chih et Wu, 2020).

Conclusion

La ré-analyse des images satellitaires révèle qu'il y a eu une sous-estimation marquée de l'intensité des typhons des catégories 4 et 5 observés par reconnaissances aériennes dans l'ouest du Pacifique Nord sur la période 1980-1987. Nous avons trouvé 55 typhons alors que la base de données IBTrACS n'en recense que 35. Pour 58,2% des 55 typhons, nous avons trouvé une différence supérieure de 15 à 45 nœuds par rapport à IBTrACS. Cette différence s'explique par le fait que la pression atmosphérique de surface relevée par avions était la donnée la plus facile à obtenir grâce à la mesure d'une sonde. Le vent soutenu était obtenu par la relation vent-pression décrite par Atkinson et Holliday (1977). En outre, la méthode de Dvorak permettant l'estimation de l'intensité des cyclones à partir des images satellitaires a été publiée en 1984. Comme elle nécessite une longue formation, les météorologues n'ont maîtrisé cette méthode qu'à la fin des années 1980. Une sous-estimation comparable de l'intensité des cyclones tropicaux des catégories 4 et 5 dans la décennie 1980-1989 avait déjà été mise en évidence pour le nord de l'Océan Indien (Hoarau et al., 2012), et le sud de l'Océan Pacifique (Hoarau et al., 2018). Cette étude confirme le manque de fiabilité signalé aussi par Landsea et al. (2006) des données d'intensité de la première décennie complète de l'ère des satellites météorologiques géostationnaires (1980-1989). Pour que les données permettent une réelle comparaison, il faudrait étendre la ré-analyse aux trois décennies les plus récentes (1990 à

2019). Ainsi, il serait possible d'apprécier si le réchauffement climatique actuel a déjà une influence sur l'évolution de la proportion des cyclones des catégories 4 et 5 ou sur la rapidité du processus d'intensification qui avait été sous-estimé dans l'ouest du Pacifique Nord pour les typhons observés par avions entre 1980 et 1987.

Bibliographie

Atkinson G.D. et Holliday C.R., 1977 : Tropical Cyclone Minimum Sea Level Pressure/Maximum Sustained Wind Relationship for the Western North Pacific. *Monthly Weather Review*, **105**, 421-427.

Chih C-H. et Wu C-C., 2020 : Exploratory Analysis of Upper-Ocean Heat Content and Sea Surface Temperature Underlying Tropical Cyclone Rapid Intensification in the Western North Pacific. *Journal of Climate*, **33**, 1031-1050.

Digital Typhoon (1980-1987) : base d'images des satellites japonais (série GMS) disponibles pour l'ouest du Pacifique Nord. http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/search_name.html.en [dernier accès 20 février 2022].

Dvorak V.F., 1984 : *Tropical cyclone intensity analysis using satellite data*. NOAA technical Report NESDIS 11, 47p.

Hoarau K., Bernard J., Chalonge L., 2012 : Intense tropical cyclone activities in the northern Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, **31**, 1935-1945.

Hoarau K., Chalonge L., Pirard F., Peyrusaubes D., 2018 : Extreme tropical cyclone activities in the southern Pacific Ocean (1980-2016). *International Journal of Climatology*, **38**, 1409-1420.

Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 1986 : Annual Tropical Cyclone Report. <https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html?cyclone>

Knaff J.A., Brown D.P., Courtney J., Gallina J.G., Beven J.L., 2010 : An evaluation of Dvorak technique-based tropical cyclone intensity estimates. *Weather and Forecasting*, **25**, 1362-1379.

Knapp K.R., Kruk M.C., Levinson D.H., Diamond H.J., Neumann C.J., 2010 : The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS). *Bulletin of American Meteorological Society*, **91**, 363-376.

Knapp K.R., Knaff J.A., Sampson C.R., Riggio G.M. et Schnapp A.D., 2013 : A Pressure-Based Analysis of the Historical Western North Pacific Tropical. *Monthly Weather Review*, **141**, 2611-2631.

Knapp K.R., Diamond H.J., Kossin J.P., Kruk M.C., Schreck C.J., 2018 : International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) Project, Version 4. NOAA National Centers for Environmental Information. [doi:10.25921/82ty-9e16](https://doi.org/10.25921/82ty-9e16) [dernier accès 20 février 2022].

Knutson T.R., Sirutis J.J., Zhao M., Tuleya R.E., Bender M., Vecchi G.A., Villarini G., Chavas D., 2015 : Global Projections of Intense Tropical Cyclone Activity for the Late Twenty-First Century from Dynamical Downscaling of CMIP5/RCP4.5 Scenarios. *Journal of Climate*, **28**, 7203-7224.

Kossin J.P., Knapp K.R., Vimont D.J., Murname R.J., Harper B.A., 2007 : A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophysical Research Letters*, **34**, doi: 10.1029/2006GL028836.

Landsea C.W., Harper B.A., Hoarau K., Knaff J.A., 2006 : Can We Detect Trends in Extreme Tropical Cyclones? *Science*, **313**, 452-454.

Martin J.D. et Gray W., 1993 : Tropical Cyclone Observation and Forecasting with and without Aircraft Reconnaissance. *Weather and Forecasting*, **8**, 519-532.

Merrill R.T., 1984. A comparison of large and small tropical cyclones : *Monthly Weather Review*, **112**, 1411-1417.

Schreck C.J., Knapp K.R., et Kossin J.P., 2014 : The Impact of Best Track Discrepancies on Global Cyclone Climatologies using IBTrACS. *Monthly Weather Review*, **142**, 3881-3899.

Simpson B., 1974 : The Hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, **27**, 169-186.

Webster P.J., Holland G.J., Curry J.A. and Chang H.R., 2005 : Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844-1846.

ANALYSE DES TENDANCES PLUVIOMETRIQUES DES DONNEES HOMOGENEISEES DU RESEAU D'OBSERVATION CLIMATIQUE DE LA REGION FES-MEKNES (MAROC)

Mohamed HANCHANE¹, Redouane KESSABI¹, Jose A GUIJARRO²

¹Laboratoire Dynamique, espace, patrimoine et développement durable, USMBA Fès. (mohamed.hanchane@usmba.ac.ma);

² Université Sidi Mohammed Ben Adallah-Fès (Maroc), Maroc; ²Agence Statale de Météorologie (AEMET), Bureau des îles Baléares (Espagne)

Résumé : La présente étude porte sur l'homogénéisation des précipitations mensuelles d'une base de données collectée pour l'ensemble de la région Fès Meknès et sur la régionalisation spatio-temporelle l'analyse des tendances des précipitations annuelles. Les méthodes déployées utilisent l'outil CLIMATOL, l'analyse en composante principales avec rotation de type Varimax (ACPR) et le test séquentiel de Mann-Kendall (TS-Mk). Les résultats dégagent la persistance d'une tendance vers la diminution des pluies annuelles depuis les années 1990 pour l'ensemble des régions arrosées de la région alors que les plateaux arides de la Moulouya ne connaissent pas de diminution importante.

Mots clés : Homogénéisation, Climatol, Régionalisation ACPR, Tendances des précipitations, TS-MK.

Abstract : ANALYSIS OF RAINFALL TRENDS FROM HOMOGENEIZED DATA FROM THE CLIMATE OBSERVATION NETWORK OF THE FES MEKNES REGION (MOROCCO)

This study focuses on the homogenization of monthly rainfall from a database collected for the entire Fez Meknes region and on the spatio-temporal regionalization analysis of annual rainfall trends. The methods deployed use the CLIMATOL tool, principal component analysis with Varimax-type rotation and the Mann-Kendall sequential test. The results show the persistence of a trend towards a decrease in annual rainfall since the 1990s for all the wetted regions of the region, while the arid plateaus of Moulouya do not experience a significant decrease.

Keywords : Homogenization, Climatol, ACPR Regionalization, Precipitation trends, TS-MK.

Introduction

Le problème de la disponibilité et de la qualité des données climatiques enregistrées par différentes stations de mesure est d'une importance majeure à résoudre avant toute étude sur la variabilité du climat et sur les tendances actuelles. En outre, le contexte de changement climatique actuel suppose que les séries climatiques soient de plus en plus non-stationnaires. Ainsi, les tests d'homogénéité sur les séries climatiques s'imposent impérativement. On considère qu'une variable climatique est homogène lorsque les variations sont uniquement d'origine climatique. En effet, l'homogénéisation des données climatiques corrige les erreurs d'enregistrement causées par la nature des observations météorologiques : changements des instruments de mesure, changements de l'environnement autour de la station de mesure, changement de la station elle-même, etc.

La collecte d'une base de données sur les précipitations mensuelles au niveau de 83 stations climatiques couvrant la région Fès-Meknès et sur des périodes hétérogènes de la chronique 1961-2019 nécessite impérativement le comblement des lacunes et l'homogénéisation des données.

En raison de l'absence d'informations sur les métadonnées, une procédure d'homogénéisation automatique avec le package CLIMATOL sous R a été utilisée (Guijarro, 2019). Cet outil à l'avantage d'automatiser les opérations de contrôle de la qualité des données (correction des valeurs aberrantes), d'homogénéisation (détection et correction des ruptures), de comblement des lacunes dans les séries et d'analyse des tendances climatiques pour un large réseau d'observations pluviométriques comme celui de notre zone d'étude. Il est basé sur le Test d'homogénéité normale standard (SNHT). Il a été largement utilisé afin d'homogénéiser une variété de variables climatiques, notamment la température, les précipitations et le vent.

Le but cette étude est d'obtenir les résultats des tendances pluviométriques en utilisant des données homogénéisées. Une régionalisation des tendances selon les particularités géographiques de la région est mise en évidence en utilisant une analyse en composantes principales avec rotation de type Varimax. Les résultats obtenus aboutissent à des tendances spatialement cohérentes qui rendent compte des spécificités géographiques.

1. Présentation de la zone d'étude

La région de Fès-Meknès, l'une des 12 régions du Maroc, est située au nord du pays. En allant du Nord vers le Sud, elle se compose des unités géomorphologiques suivantes : la chaîne rifaine et les collines pré-rifaines, la plaine du Saïs et le couloir de Taza, la chaîne Moyenne Atlasique et la haute Moulouya (Fig. 1). Elle s'étend sur une superficie de 40.075 Km², soit 5,7 % du territoire national. Elle dispose d'un climat méditerranéen sur les collines pré-rifaines et la plaine de Saïs, d'un climat aride steppique au niveau de la Haute Moulouya et d'un climat montagnard de type méditerranéen sur le Rif et le Moyen Atlas. Son territoire est à vocation agricole et dispose d'un ensemble de ressources hydriques et forestières importantes. La pérennité de celles-ci dépend des tendances pluviométriques actuelles

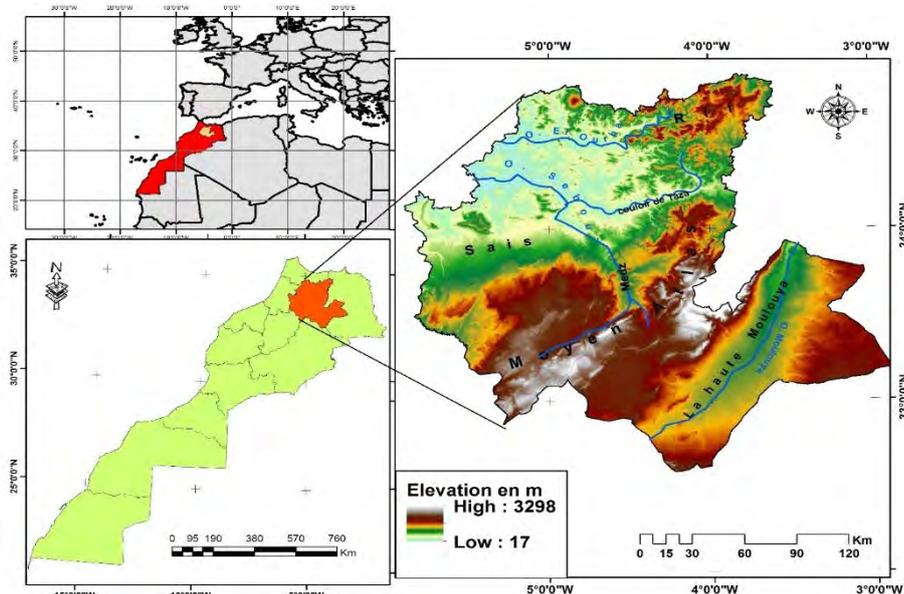


figure 1 : Situation géographique de la région de Fès-Meknès.

2. Données et méthodologie

Les données pluviométriques mensuelles de la région Fès-Meknès utilisées dans cette étude couvrent la période climatique 1961-2019. Elles sont extraites d'un réseau de 83 stations qui appartiennent au réseau d'observations de trois bassins hydrauliques : l'Agence du Bassin Hydraulique de Sebou (ABHS), l'Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er Rbia (ABHOER) et l'Agence du Bassin Hydraulique de la Moulouya (ABHM). La majorité des stations de mesures se situe au sein de la région Fès-Meknès. Des stations limitrophes ont été introduites pour enrichir l'information spatiale sur la pluviométrie. Pour l'ensemble de la période 1961-2019, il y a 12 stations qui possèdent moins de 10 % de données manquantes, 25 stations détiennent entre 10 et 30 % et 30 et 50 % de manques respectivement et 21 stations disposent de plus de 50 % de manques (Figure 2). Le seuil critique de disponibilité des données lors de l'opération d'homogénéisation est de 10 ans ; aucune station n'a atteint ce seuil et toutes les stations ont été donc conservées.

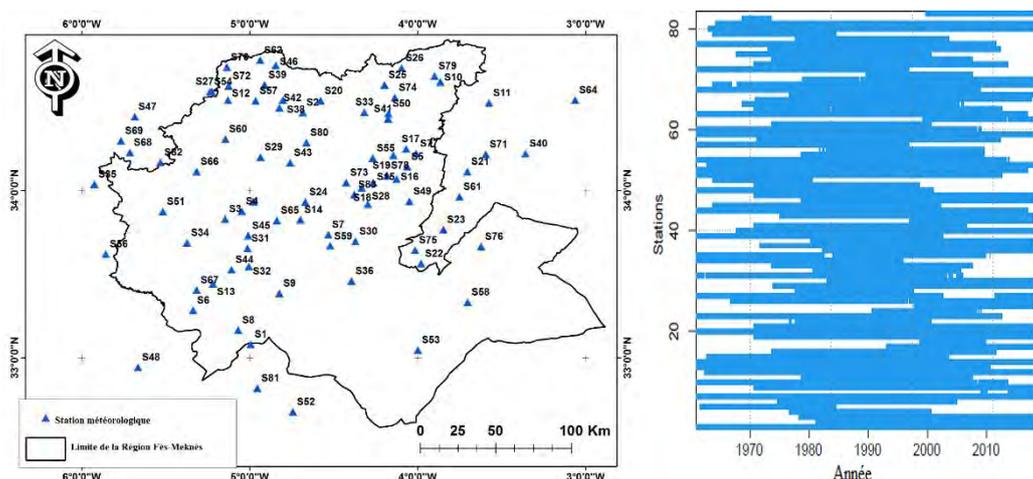


figure 2. Répartition spatiale des stations météorologiques de la région Fès-Meknès et ses environs (à gauche) et disponibilité des données par station (à droite).

La méthode choisie consiste à automatiser l'homogénéisation des données tout en comblant les lacunes et en analysant les tendances climatiques pour une large base de données. L'outil CLIMATOL (version 3.1.1), un package informatique développé sous R par Guijarro (2019), répond parfaitement à l'objectif de la présente étude. Il permet l'exploration des séries et le comblement des lacunes selon la méthode développée par Paulhus et Kohler (1952) en utilisant l'information pluviométrique contenue dans les stations les plus proches. Elle a été utilisée par plusieurs études afin d'homogénéiser les données climatiques. Les résultats ont confirmé la capacité du package CLIMATOL à supprimer les erreurs systématiques liées aux sauts dans les moyennes et à homogénéiser efficacement les données climatiques. La série d'anomalies normalisées est utilisée pour la détection des valeurs aberrantes. Comme les précipitations sont extrêmement variables et la topographie a une grande influence sur la genèse de pluies orageuses d'origine convectif, surtout en été sur les montagnes, un seuil de valeurs aberrantes a été ajusté pour s'assurer que les valeurs aberrantes détectées ne soient pas exclues uniquement en raison de leur caractère extrême. Le seuil choisi pour tolérer des valeurs aberrantes a été défini sur ± 14 écarts types. L'approche d'homogénéisation dans CLIMATOL est basée sur le test SNHT proposé par Alexanderson (1986). La procédure de comblement des données manquantes est basée sur la méthode de régression orthogonale, largement connue sous le nom d'axe majeur réduit (Reduced Major Axis-RMA), qui s'est avérée efficace pour l'ajustement des relations bivariées (Zhang et al., 2005).

Les données contrôlées, comblées et homogénéisées sont récupérées pour une régionalisation spatio-temporelle en déployant une analyse en composantes principales avec rotation de type Varimax (ACPR). Les tendances des séries temporelles des scores relatifs aux axes retenus par ACP sont analysées selon le test séquentiel de Mann-Kendall (Sneyers, 1975).

3. Résultats

Les processus d'homogénéisation sont appliqués sur les données pluviométriques mensuelles. La suite de l'analyse est effectuée sur des séries annuelles.

La consultation de la base de données finale générée après homogénéisation montre que 61,5 % des données se composent de données observées originales et non modifiées, 4,2% de données aberrantes, ne reflétant pas la réalité climatique de la zone d'étude, ont été corrigées après leurs comparaisons avec les données des stations voisines, alors que 34,3% de données ont été reconstituées selon la méthode de Paulhus and Kohler (1952) grâce aux apports d'informations pluviométriques des stations voisines.

Les corrélogrammes de la figure 4 montre une décroissance du coefficient de corrélation entre les stations en fonction de la distance qui les séparent (Figure 3). Après homogénéisation, la majorité

des stations montre des corrélations supérieures ou égales à 0 et leur décroissance systématique avec la distance.

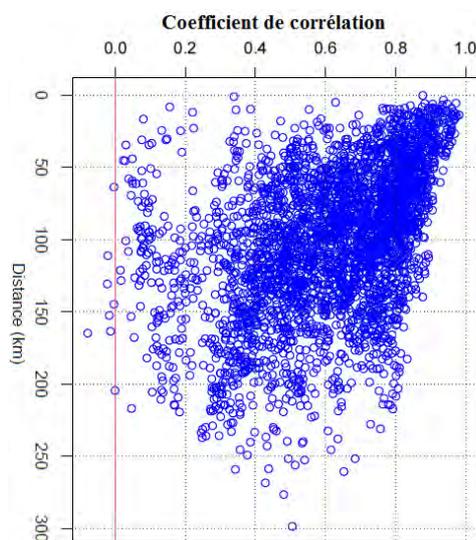


figure 3: Corrélogramme des données homogénéisées

La détection des ruptures a permis d'identifier 13 stations dont 2 sont marquées par deux ruptures, il s'agit des stations de Tahla et de Pont Sebou. Ces ruptures se concentrent beaucoup plus pendant la décennie 1970 durant laquelle certaines régions du Maroc ont connu le début d'une tendance vers la diminution des précipitations.

La qualité d'homogénéisation des données est évaluée à l'aide du critère de la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui caractérise la taille des écarts entre les données observées et estimées. Après le processus d'homogénéisation des données, l'étendue de variation du RMSE varie entre un minimum de 5.8 et un maximum de 58.4 mm et la valeur la moyenne est de 17.9 mm. Les valeurs de RMSE les plus élevées sont enregistrées au niveau des stations de montagne du Moyen Atlas: Bab Boudir (41.6 mm), Dayt Aoua (44.1 mm), Ifrane (42 mm) et Tazekka (42.8). En revanche, la valeur maximale égale à 58.4 mm est relevée à la station du barrage El Wahda qui est située à une basse altitude à l'aval de l'Oued Ouergha (au sud des collines pré-rifaines). L'analyse des tendances pluviométriques annuelles montrent que 49.4% des stations présentent des tendances significatives vers la diminution. La majorité d'entre elles sont localisées sur le Rif, la plaine de Saïs, le couloir de Taza et les montagnes du Moyen Atlas; 20.5% des stations ont une tendance vers la diminution significative au seuil 0.1, 27.8% au seuil de 0.05 et uniquement une station au seuil de 0.01.

La régionalisation des pluies annuelles par ACPR nous a permis de dégager deux axes factoriels qui expliquent 77.2 % de la variance totale (Figure 4); la contribution des autres axes ne dépasse pas les 2.8 % pour chacun d'entre eux. Le premier axe (D1) regroupe les stations qui sont marquées par des diminutions significatives alors que le second (D2) réunit les stations à climat aride des Haut Plateaux de la Moulouya. L'analyse de tendance des scores des deux axes D1 et D2 est effectuée selon le test séquentiel de Mann Kendall (Figure 5).

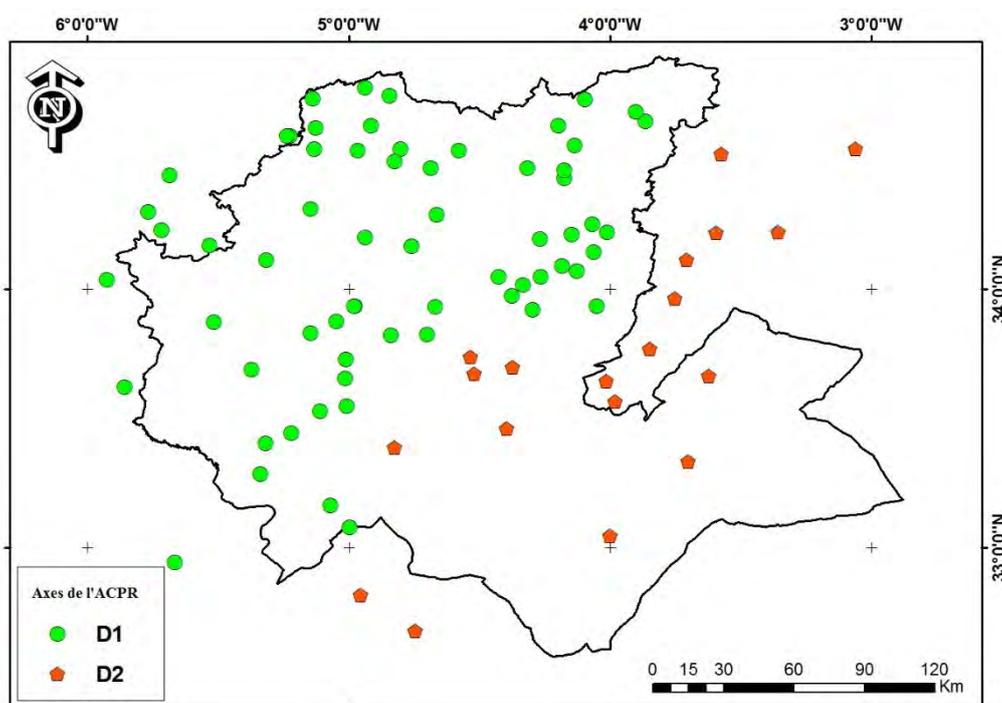


figure 4: Régionalisation des précipitations annuelles.

L'axe D1 montre une diminution des précipitations annuelles depuis le milieu des années 1970 avec un changement de tendance vers 1972. Cette diminution devient significative à partir de 1990 et persiste jusqu'en 2010. Cette situation est observée par exemple au niveau de la station de Aïn Khebbab, située au Moyen Atlas Oriental, la plus représentative de l'axe D1 où le début du changement de tendance a débuté des années 1980 et la diminution significative persiste depuis le début des années 1990.

Pour l'axe D2, on assiste à une courte période de changement avec une diminution significative uniquement pour les années 1998 et 1999. Cette situation est presque similaire à celle de la station la plus représentative de Berkine qui fait partie des Hauts plateaux de la Moulouya.

Conclusion

Cette étude a permis de construire une série de précipitations mensuelles homogènes pour la chronique 1961-2019 à l'aide du package CLIMATOL. Les résultats obtenus après homogénéisation ont permis d'effectuer une régionalisation spatio-temporelle des précipitations annuelles et une analyse de tendance au niveau des séries temporelles des scores des deux axes. La moitié nord de la région Fès Meknès (premier axe), la plus arrosée, montre une tendance vers une diminution significative longue et persistante. Quant aux Hauts arides de la Moulouya, on enregistre une courte période de deux ans (2008-2009) durant laquelle une significative diminution est enregistrée.

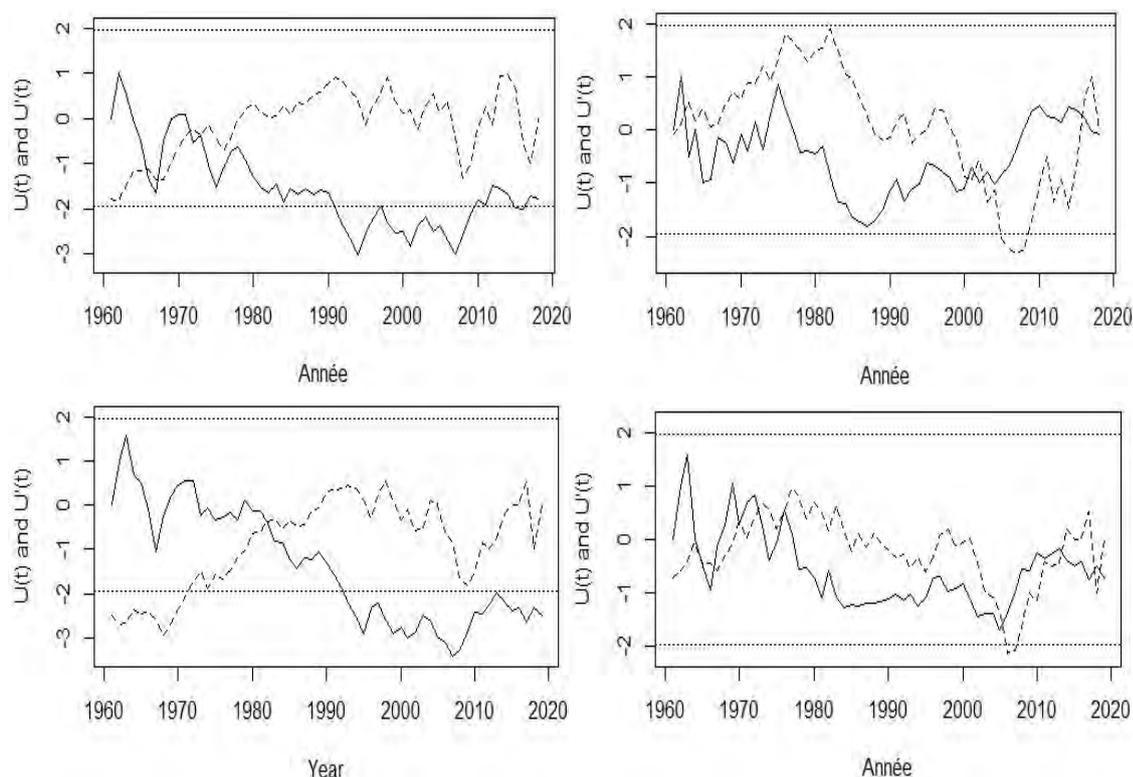


figure 5: Analyse des tendances des scores de l'axe D1 (en haut à gauche) et D2 (en haut à droite) et des stations représentatives de l'axe D1 (Aïn Khebbab : en bas à gauche) et de l'axe D2 (Berkine: en bas à droite) selon le test séquentiel de Mann-Kendall.

Bibliographie

- Alexanderson, H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.*, **6**, 661-675.
- Guijarro J. A., 2014 : User's guide to climatol An R contributed package for homogenization of climatological series Version 2.2. State Meteorological Agency (AEMET), Balearic Islands Office, Spain, 33 p.
- Guijarro, J.A., 2019. Climatol. Climate Tools (Series Homogenization and Derived Products).
- Paulhus, J. L. H., Kohler, M. A. 1952. Interpretation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, **80**(8), 129-133,
- Sneyers, R. 1975. Sur l'analyse statistique des séries d'observations. Note technique de l'OMM n°143.
- Zhang, L., Bi, H., Gove, J-H, Heath, L-S. 2005. A comparison of alternative methods for estimating the self-thinning boundary line. *Canadian Journal of Forest Research*. **35**(6): 1507-1514.

EVOLUTION DU NIVEAU D'EAU DANS LES PRINCIPAUX BASSINS D'EAUX SOUTERRAINS DU MONDE ET IMPACTS POTENTIELS SUR LES POPULATIONS

Maya COSTANTINI ¹, Jeanne COLIN ², Bertrand DECHARME ³

¹ CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France, maya.costantini@meteo.fr

² CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France, jeanne.colin@meteo.fr

³ CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France, bertrand.decharme@meteo.fr

Résumé : Le sixième rapport du GIEC (AR6) a montré une hausse du niveau des eaux souterraines liée à l'augmentation des précipitations dans certains des plus grands bassins aquifères, mais aussi une diminution de ce niveau dans d'autres régions plus sèches, notamment en raison de prélèvements. Néanmoins, bien que ces ressources soient essentielles aux activités humaines et aux écosystèmes, l'AR6 ne présente pas d'étude s'appuyant sur des modèles couplés globaux. L'analyse des simulations que nous avons réalisées en suivant différents scénarios de changement climatique, montre une augmentation (diminution) du niveau des aquifères dans 40% à 52% (20% à 26%) de l'aire couverte par les 218 plus grands bassins aquifères du monde. Ces évolutions pourraient affecter 31% à 43% de la population en 2100.

Mots-Clés : Aquifères, Modèles Climatiques Globaux, Impacts humains, CMIP6.

Summary: The IPCC Sixth Assessment Report (AR6) showed an increase in groundwater levels due to increased precipitation in some of the largest aquifers and a decrease in groundwater levels in other, drier regions, partly due to withdrawals. Nevertheless, although these resources are essential to human activities and ecosystems, the AR6 does not present a study based on global coupled models. The analysis of simulations that we have carried out following different climate change scenarios shows an increase (decrease) in the level of aquifers in 40% to 52% (20% to 26%) of the area covered by the 218 largest aquifer basins of the world. These changes could affect 31% to 43% of the population in 2100.

Keywords: Aquifers, Global Climate Models, Human impacts, CMIP6.

Introduction

Les aquifères, structures géologiques perméables contenant des eaux souterraines, constituent la plus grande réserve d'eau douce liquide terrestre. Or, l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique, ainsi que sur notre consommation d'eau, commence déjà à se faire sentir (Scanlon 2012). L'étude de l'évolution future de ces réserves d'eau douce avec le changement climatique revêt donc une importance particulière, notamment pour la mise en place des plans d'adaptation et d'atténuation relatifs à la gestion de l'eau. Jusqu'alors, un nombre restreint d'études se sont penchées sur la question de l'évolution future du niveau d'eau dans les aquifères (Wada 2012, Reinecke 2021) à l'échelle globale, et une seule d'entre elles (Wu et al, 2020) en utilisant un modèle de climat global ou un modèle du système Terre. Pourtant, seule l'utilisation de modèles couplés globaux permet de prendre en compte les rétroactions existant entre les aquifères et le climat, sans lesquelles les projections à long terme de l'évolution hydrologique terrestre pourraient être biaisées (Boé 2020).

Dans cette étude, nous analysons des projections à l'horizon 2100 du niveau d'eau dans les aquifères à échelle globale, réalisées par le modèle global de climat et le modèle du système Terre développés au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) : CNRM-CM6-1 et CNRM-ESM2-1 (Voldoire 2019, Sférian 2019). Les simulations analysées ont été produites dans le cadre de CMIP6 (sixième phase du Coupled Model Intercomparison Project) (O'Neill 2017). Pour la période future, elles suivent 4 scénarios d'évolution de concentration de gaz à effet de serre (SSP126, SSP245, SSP370 et SSP585) (Eyring 2016).

Les modèles du CNRM incluent une paramétrisation des aquifères non-confinés dans les 218 plus grands bassins aquifères. Ils simulent l'évolution du niveau d'eau dans les aquifères (WTD : Water Table Depth) via un schéma diffusif 2D des flux d'eaux souterraines prenant également en compte les échanges d'eau avec les fleuves et les sols non-saturés (Decharme 2019). Les prélèvements d'eau d'origine humaine (pour l'irrigation, l'eau potable, l'usage domestique ou industriel) ne sont pas toutefois représentés dans ces modèles.

Dans une première partie, nous analysons l'évolution de WTD et des deux variables qui le pilotent : les précipitations et l'évapotranspiration. Ensuite, nous réalisons une étude multi-modèles pour comparer les précipitations et l'évapotranspiration simulées par les modèles du CNRM aux résultats obtenus par le reste des modèles ayant participé à CMIP6. Dans une dernière partie, nous étudions les potentiels impacts de nos résultats sur les populations à l'aide de projections de densité de population pour 2100. Cela nous permet d'établir une carte des risques liés à l'évolution du niveau d'eau dans les aquifères, ainsi que des zones où ils devraient être les plus rudement touchés par les prélèvements d'eau.

1. Projections futures du niveau d'eau dans les aquifères

Les cartes de la Figure 1 montrent l'évolution de WTD (Figure 1.A), des précipitations (Figure 1.B) et de l'évapotranspiration (Figure 1.C), entre les périodes 1985-2014 et 2071-2100 pour le scénario SSP370. Pour WTD, on observe un dipôle Nord-Sud en Europe et en Amérique du Nord avec une élévation de WTD au nord et un approfondissement au sud. Les aquifères ont également tendance à s'approfondir dans la région méditerranéenne, le sud de l'Afrique, l'Amazonie, l'Australie, l'Amérique centrale et dans certaines parties de la Chine. Tandis qu'en Afrique centrale, en Inde, en Indonésie et à l'est de l'Argentine, WTD se rapproche de la surface. Cette répartition spatiale des augmentations et diminution de WTD est la même dans tous scénarios. En chaque point de grille, l'intensité des scénarios a un impact sur l'intensité du changement mais pas sur son signe. La répartition spatiale entre l'augmentation et la diminution de WTD est très proche de celle des précipitations (Figure 1.B), ce qui indique la présence d'un lien fort entre ces deux variables.

Les cartes de corrélations obtenues via des régressions linéaires en chaque point de grille entre les projections de WTD et celles des précipitations, montrent en effet un R^2 supérieur à 0,8 sur la plupart des régions (résultats non-montrés). De manière générale, le niveau d'eau dans les aquifères augmente lorsque les précipitations augmentent et vice versa. En effet, ce sont les précipitations qui viennent nourrir les rivières et les sols et ainsi par extension, les aquifères. Les précipitations sont donc le principal facteur influent sur WTD. L'évapotranspiration quant à elle, dépend aussi principalement des précipitations. C'est pourquoi l'évolution de WTD suit aussi l'évolution de l'évapotranspiration (voir Figure 1.C). Il y a néanmoins quelques zones où l'influence de l'évapotranspiration prévaut sur celle des précipitations. Ces endroits sont caractérisés par une absence d'évolution significative des précipitations (voir Figure 1.D).

Afin d'explorer les incertitudes liées à nos projections, nous avons souhaité réaliser une étude multi-modèles de la réponse des aquifères face au changement climatique. Malheureusement, parmi les modèles participant à CMIP6, seuls ceux du CNRM représentent les processus hydrologiques impliquant les aquifères non-confinés. Il est néanmoins possible de réaliser une analyse multi-modèles de l'évolution des précipitations et de l'évapotranspiration, qui pilotent les variations de WTD avec le changement climatique (résultats non montrés ici). Nos résultats montrent une bonne adéquation entre l'ensemble des modèles de CMIP6 et ceux du CNRM. Les moyennes annuelles globales de précipitation et d'évapotranspiration simulées par CNRM-CM6-1 et CNRM-ESM2-1 restent dans la fourchette des valeurs simulées par les autres modèles CMIP6. Pour ces deux variables, le signe de l'évolution (augmentation/diminution entre les périodes 1985-2014 et 2071-2100) est en accord avec la moyenne multi-modèles sur au moins 71% des surfaces continentales.

Ainsi, l'accord entre les projections de précipitation et d'évapotranspiration du CNRM avec celles de l'ensemble des modèles de CMIP6 augmente notre confiance en nos projections de WTD.

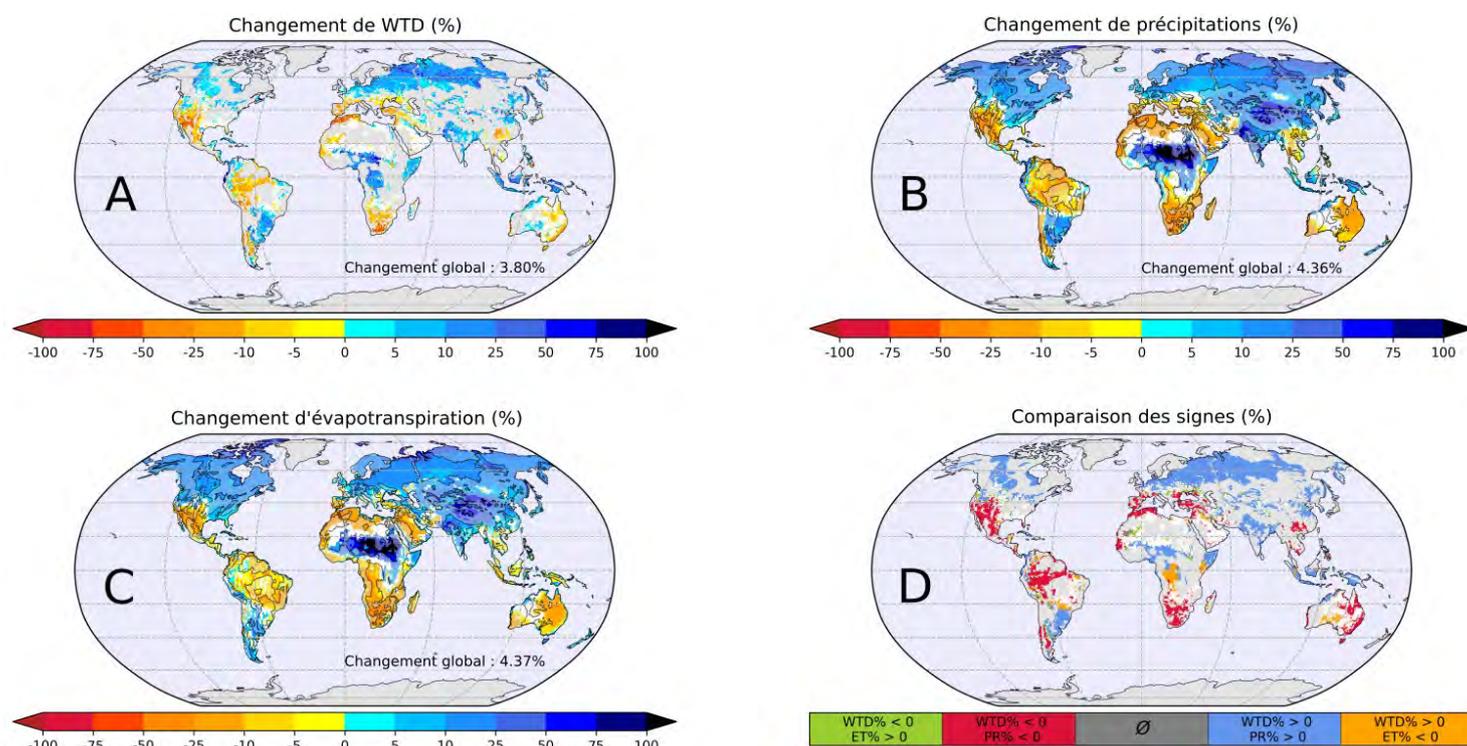


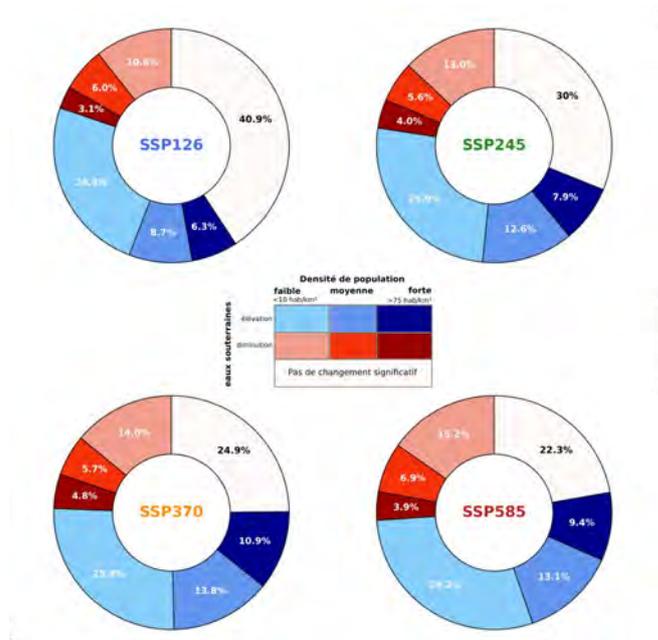
figure 1 : Changements (en %) de WTD (A), des précipitations (B) et de l'évapotranspiration (C) entre les périodes historiques 1985-2014 et 2071-2100, suivant le scénario SSP370. A, B et C : Les zones bleues (rouges) correspondent à une augmentation (diminution) des variables. Les zones blanches correspondent à des régions où l'évolution des variables avec le changement climatique a été déterminée comme statistiquement non significatif en utilisant le test FDR à 95 % (Wilks 2016). Pour les cartes de précipitation et

2. Potentiels Impacts humains en 2100

Nous utilisons ensuite nos projections de WTD ainsi que des projections de densité de population en 2100 dans l'objectif de déterminer les potentiels impacts de la variation des eaux souterraines sur les activités humaines et vice versa. Nous avons créé ces projections de densité de population à partir de données de densité de population de 2015 (SEDAC 2018) et des projections de densité de population par pays, réalisées dans le cadre de CMIP6 (KC 2017). Nous trouvons que 39% à 52% (respectivement 20% à 26%) de la surface couverte par les 218 bassins aquifères de notre étude serait affectée, en 2100, par une augmentation (respectivement diminution) du niveau des eaux souterraines (voir Figure 2). Pour le scénario SSP370, 49% de la population mondiale vivrait au-dessus de ces aquifères en 2100 et dépendrait donc directement de leurs ressources (voir Figure 3). Cela correspondrait à environ 1 milliard (respectivement 4 milliards) de personnes impactées par leur diminution (respectivement augmentation). Néanmoins, les personnes vivant directement au-dessus des aquifères ne seront pas les seules impactées. En étudiant régionalement nos résultats, nous montrons que 16% de la population mondiale en 2100 (soit environ 2 milliards de personnes pour le scénario SSP370) habitent dans des régions qui seraient globalement touchées par une diminution des ressources en eau souterraines. De plus, une augmentation de la densité de population et/ou un climat plus chaud pourrait engendrer un accroissement du volume d'eau prélevé (agriculture, industrie, usage domestique, ...) (Scanlon 2012). Or, nos modèles ne représentent pas les prélèvements d'eau réalisés par les populations. C'est pourquoi, dans certaines régions, la diminution/augmentation du niveau des aquifères a pu être sous-estimée/sur-estimée.

Nos résultats nous amènent à identifier trois types de situations à risque pour les populations. La première se produit dans les zones modérément peuplées où une élévation du niveau d'eau des

aquifères est prévue. Ces régions ne devraient pas connaître de stress hydrique marqué car le risque que les prélèvements humains dans les aquifères dépassent leur niveau de recharge y est faible. Cependant, la remontée des eaux souterraines vers la surface pourrait conduire à un risque d'inondations via la saturation des aquifères et des sols superficiels. Cette saturation pourrait ainsi contribuer aux inondations associées aux périodes d'intenses précipitations. Le second cas correspond aux zones très peuplées où une élévation du niveau d'eau dans les aquifères est attendue. En plus de l'augmentation du risque d'inondation évoqué précédemment, la forte densité de population est susceptible d'être associée à d'importantes quantités d'eaux souterraines prélevées dans ces régions. Cependant nos modèles, ne prennent pas en compte ces prélèvements, ce qui pourrait mener à un inversement de la tendance à l'élévation de WTD. Le cas échéant, la population de ces régions pourrait en réalité être confrontée à une diminution du niveau d'eau des aquifères. C'est le cas en dans le nord de l'Inde où le niveau d'eau dans les aquifères est déjà en train de diminuer (Rodell 2009). La dernière situation correspond aux zones modérément à fortement peuplées qui devraient subir une diminution de leurs ressources en eaux souterraines. Une forte densité de population induit des prélèvements d'eau importants et donc une diminution accrue du niveau des aquifères. Cela risque de mener à des situations de fort stress hydrique, particulièrement dans les régions qui sont déjà très dépendantes des aquifères.



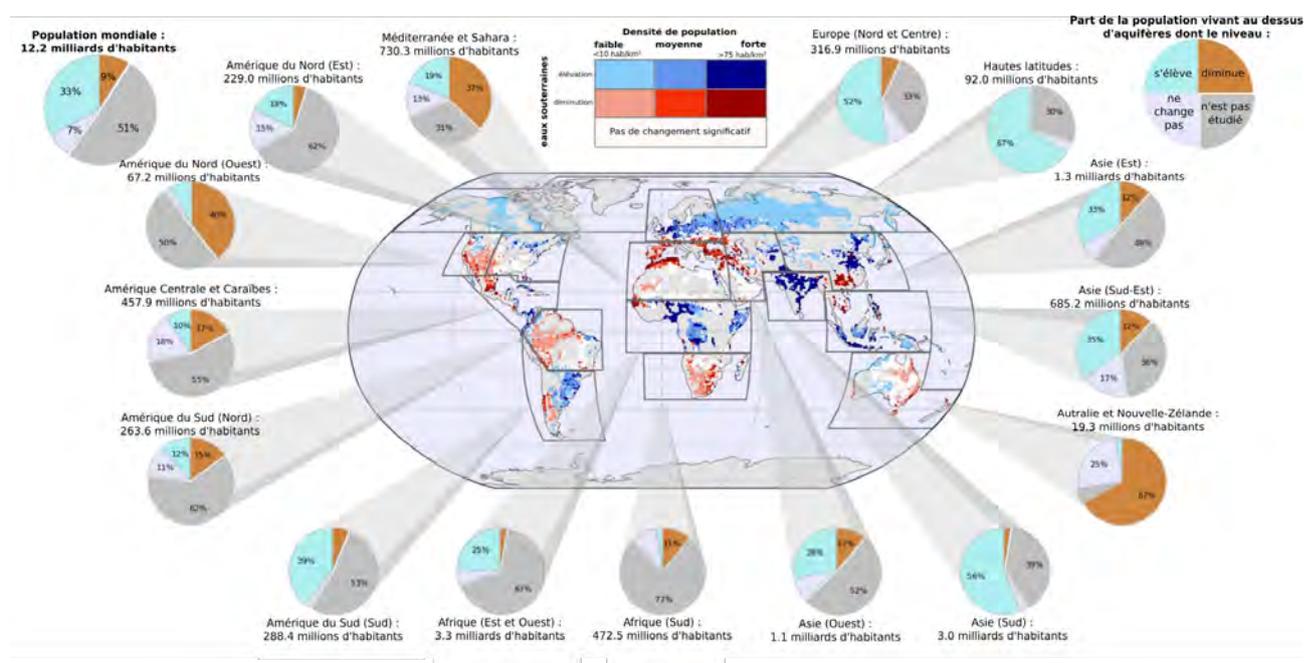


figure 3 : Évolution de WTD et densité de population en 2100 pour le scénario SSP370. Comme dans la Fig.2, le bleu (rouge) correspond à une augmentation (diminution) de WTD, tandis que l'intensité de la couleur indique la densité de population en 2100. Le camembert global (coin gauche) représente la distribution de la population mondiale qui pourrait être affectée par une hausse (turquoise) ou une baisse (marron) de WTD, ou qui est susceptible de vivre au-dessus d'un bassin aquifère où les changements futurs ne sont pas significatifs (blanc) ou sur des zones non étudiées (gris). Les mêmes camemberts sont donnés pour chaque région. Les régions ont été définies comme celles utilisées dans l'Atlas des projections climatiques globales et régionales de l'Annexe 1 de l'AR5. De Costantini et al. 2022, in prep.

Conclusion

Les modèles du CNRM prévoient une élévation globale du niveau d'eau des aquifères, malgré des diminutions dans plusieurs régions. En fonction du scénario, 0,7 à 1,1 milliards (respectivement 1,4 à 4 milliards) de personnes pourraient être directement impactées par une diminution (respectivement une augmentation) des ressources aquifères en 2100. Ces résultats complètent l'AR6 (IPCC 2021) qui ne présente pas d'évolution future globale du niveau d'eau des aquifères d'après des modèles couplés globaux. Néanmoins, afin de mieux évaluer les incertitudes sur la réponse des aquifères au changement climatique, nous plaidons en faveur d'une approche multi-modèles plus complète, qui s'appuierait sur des modèles climatiques couplés globaux ou des modèles du système Terre, incluant une représentation réaliste des aquifères et des rétroactions qui leur sont associées. Accroître notre confiance dans les projections des ressources hydrologiques constitue en effet une question à fort enjeu car elle conditionne la mise en œuvre de mesures d'atténuation et d'adaptation relative à la ressource en eau. Au-delà de la nécessité de prendre en compte une représentation valable des processus aquifères dans les modèles climatiques globaux, nous soulignons le besoin de représenter les prélèvements d'eau, notamment dans le cadre de l'agriculture. En effet, 70% des prélèvements aquifères sont destinés à l'irrigation (Panda 2021) et représentent 42% de l'eau utilisée pour irriguer (Döll 2012). La représentation des prélèvements d'eau souterraine et de leur évolution future est susceptible de moduler, voire d'inverser par endroits, certains de nos résultats (Wada 2016, Wu 2020). Ces changements, ainsi que la modification de l'évapotranspiration et/ou des processus hydrologiques induits par l'irrigation, pourraient affecter en retour le climat, d'où la nécessité d'inclure ces processus dans des modèles climatiques couplés.

Bibliographie

Boé J., 2021 : The physiological effect of CO₂ on the hydrological cycle in summer over Europe and land-atmosphere interactions. *Clim. Chang.* **167**, 1–20

- Decharme B. et al., 2019 : Recent Changes in the ISBA-CTrip Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications. *J. Adv. Model. Earth Syst.* **11**, 1207–1252
- Döll P. et al., 2012 : Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *J. Geodyn.* 59-60
- Eyring V. et al., 2016 : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model. Dev.* **9**, 1937–1958
- Hausfather Z. & Peters G. P., 2020 : Emissions – the ‘business as usual’ story is misleading. *Nature* **577**, 618–620
- IPCC, 2021 : Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press
- KC S. & Lutz W., 2017 : The human core of the shared socioeconomic pathways: Population scenarios by age, sex and level of education for all countries to 2100. *Glob. Environ. Chang.* **42**, 181–192
- O’Neill B. C. et al., 2017 : The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Glob. Environ. Chang.* **42**, 169–180
- Panda D. K., et al., 2021 : Groundwater depletion in northern India: Impacts of the sub-regional anthropogenic land-use, socio-politics and changing climate. *Hydrol. Process.* **35**
- Reinecke R. et al., 2021 : Uncertainty of simulated groundwater recharge at different global warming levels : a global-scale multi-model ensemble study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **25**, 787–810
- Rodell, M., Velicogna, I. & Famiglietti, J. S. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature* **460**, 999–1002
- Scanlon B. R. et al., 2012 : Groundwater depletion and sustainability of irrigation in the US High Plains and Central Valley. *Proc. Natl. Acad. Sci. United States Am.* **109**, 9320–9325
- SEDAC, 2018. : Center for International Earth Science Information Network - CIESIN - Columbia University. Gridded Population of the World, Version 4 (GPWv4): Population Density, Revision 11. Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center
- Séférian R. et al., 2019 : Evaluation of CNRM Earth System Model, CNRM-ESM2-1: Role of Earth System Processes in Present-Day and Future Climate. *J. Adv. Model. Earth Syst.* **11**, 4182–4227
- Voldoire A. et al., 2019 : Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1. *J. Adv. Model. Earth Syst.* **11**, 2177–2213
- Wada Y. et al., 2012 : Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.* **39**, 1–6
- Wada Y., 2016 : Impacts of Groundwater Pumping on Regional and Global Water Resources. *Terr. Water Cycle Clim. Chang.*
- Wilks D. S., 2016 : "The stippling shows statistically significant grid points": How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **97**, 2263–2273
- Wu W.-Y. et al., 2020 : Divergent effects of climate change on future groundwater availability in key mid-latitude aquifers. *Nat. Commun.* **11**, 1–9

ATTITUDE ET PERCEPTION DES COMMUNAUTÉS VOISINES DES AIRES PROTÉGÉES SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE : IMPLICATION À LA CONSERVATION

Hajaniaina RASOLOARISON¹ ; Nirhy RABIBISOA¹²

¹*Mention Science de la Vie et de l'Environnement, BP 652, Campus universitaire d'Ambondrona, Université de Mahajanga, 401 Mahajanga, Madagascar (hrasoloarison@outlook.com)*

²*Ecole Doctorale Ecosystèmes Naturels, Université de Mahajanga, BP 652, 401 Mahajanga, Madagascar (nhcrabibisoa@gmail.com)*

Résumé : Cette étude s'intéresse sur la perception locale du changement climatique par les populations voisines des aires protégées communautaires en cours de création dans le Sud-ouest de Madagascar. A partir des enquêtes ménages et des focus groupes conduites dans les 148 villages, la perception communautés ont été collectées. Sur la base de l'analyse, les résultats montrent une différence significative sur la perception du changement climatique parmi les 1 244 personnes interrogées. Parmi ceux qui avaient entendu parler du terme "changement climatique", seuls 44,8 % avaient entendu parler du terme et savaient et comprenaient réellement ce qu'était le changement climatique. Par contre, 55,1 % avaient entendu parler du terme, mais ne savaient pas ce qu'il signifiait réellement.

Mots-clés : perception locale, changement climatique, attitude, stratégie d'adaptation

Introduction

Madagascar est classé parmi les huit premiers pays du monde vulnérable au changement climatique avec un indice de risque climatique extrême, si l'on compare à d'autres régions tropicales (Kreft et al. 2017). Selon la Direction Générale de la Météorologie (DGM 2008), le réchauffement climatique a commencé dans la moitié sud en 1950 et s'est étendu vers le nord à partir des années 1970. Dans le Sud de Madagascar, l'augmentation de la température est de 0,02°C par an, avec des augmentations prévues entre ~ 1,1°C et 2,6°C d'ici 2046 - 2065 dans la même région (Tadross et al. 2008). Depuis le début de l'année 90, une diminution du taux de précipitation annuelle a été constaté pour la région (Rasamimanana et al. 2016). Les tendances au réchauffement signalées par DGM (2008) ont été, en effet, égales ou supérieures aux moyennes mondiales citées dans le GIEC (2014). A cet effet, le changement climatique impacte directement la survie des populations locales, et a, néanmoins, entraîné une vague de migration massive des populations du sud vers les autres régions.

En outre, la perception ainsi que l'attitude du changement climatique par le public sont un élément important qui affecte les attitudes à l'égard de l'adaptation et de l'atténuation. Ces derniers influencent la politique climatique ainsi que la communication (Hagen et al. 2016 ; Poortinga et al. 2019). Ainsi, comprendre la perception du changement climatique par le public ainsi que la perception des risques peuvent aider les décideurs à soutenir les actions d'adaptation et d'atténuation préférables pour le public dans la Région. De plus, les attitudes du public face au changement climatique est un élément essentiel dans la planification, prise de décision et mise en œuvre des activités sociales face au changement climatique. Dans la région du Sud de Madagascar, sept aires protégées communautaires d'une superficie d'environ 100 000 ha sont en cours de création. Cette approche vise à atténuer l'impact du changement climatique à l'échelle locale malgré la forte dépendance des populations locales aux ressources naturelles.

Ainsi, cette étude examine les principaux facteurs sociodémographiques, y compris le sexe, et le rôle de l'expérience personnelle antérieure en matière d'événements climatiques extrêmes sur le climat. L'objectif de cette étude est d'étudier l'attitude et la perception du changement climatique des communautés voisines des aires protégées communautaires en cours de création. Ces éléments permettent d'inventorier les perceptions locales du changement climatique ; élucider les relations entre les caractéristiques démographiques ainsi que le changement climatique afin de développer un profil de connaissance sur le changement climatique de la région d'étude. La finalité de cette étude permet de contribuer à l'élaboration d'un plan d'aménagement et de gestion pour les aires protégées communautaires en cours de création.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Site d'étude : L'étude a été conduite dans la région la plus aride de Madagascar, entre 21°66' - 24°72' de latitude Sud et 43°47' - 45°47' de longitude Est à travers trois Districts de la Région Atsimo Andrefana (figure 1). Dans cette région, les conséquences du changement climatique impactent directement les populations locales les trois dernières décennies. D'après les observations entre 2015 à 2020, la moyenne de la température annuelle de la région oscille autour de 23,4 °C, tandis que celle de la précipitation est de 700 mm dont 80 % sont enregistrés entre janvier et février (figure 2). Outre, les observations climatiques dans les 30 dernières années (1990-2020) ont été marquées par une augmentation de la température moyenne de 0,5 °C (Tadross et al. 2008). D'après les analyses préliminaires des données climatiques entre 1990-2020, les événements climatiques majeurs qui ont touché la région sont entre autres, les cyclones périodiques qui deviennent intenses, généralement entre décembre - mai, tandis que l'occurrence de la période de sécheresse intense est dans les cinq dernières années.

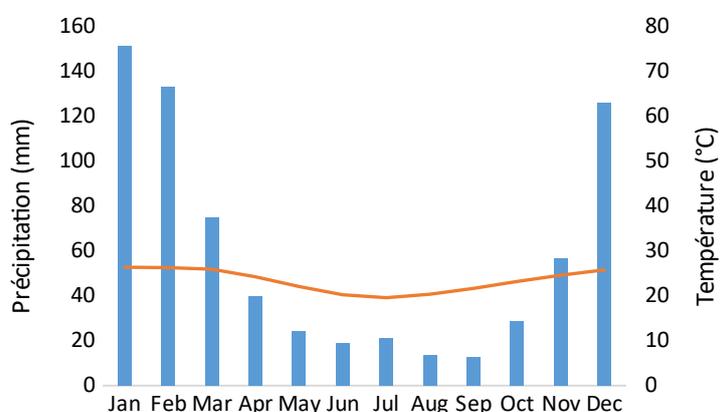


figure 4. Tendence de la variabilité climatique de la Région Atsimo Andrefana (1990 - 2020).

Collecte des données : Deux types d'enquêtes ont été utilisées pour collecter les données, dont la méthode (i) d'enquête ménage ainsi que (ii) le focus groupe. Les questionnaires d'enquêtes contiennent 20 questions semi-structurées. Ces questionnaires concernent essentiellement les caractéristiques du ménage, de la perception du changement climatique, les expériences personnelles de l'effet du changement climatique. Les enquêtes ménages ont été conduites à travers 143 villages, répartis dans 12 communes et trois Districts (Morombe, Toliara II et Betioky Sud) (figure 2). Les données ont été recueillies entre juillet à septembre 2020 par des personnes qui ont été préalablement formé sur la (1) conduite d'une enquête sociale, et (2) principe éthique dans le cadre d'une enquête sociale digitalisée. Les données ont été collectées lors d'entretiens individuels semi-structurés administrés dont les formulaires d'enquête étaient remplis *via* l'application en ligne Enketo sur smartphone ou tablette, et centralisés dans la base de données en ligne KoboToolbox (www.kobotoolbox.org). Par la suite, les focus groupe ont été conduite dans les sept chefs-lieux des futures aires protégées communautaires (voir carte ci-dessous). Les discussions ont été essentiellement basés sur les expériences des événements climatiques majeurs pendant les 30 dernières années (1990-2020) ainsi que son implication sur la mise en place des aires protégées communautaires.

Analyse des données : Les données d'enquête ont été téléchargées à partir de l'outil en ligne Enketo en version Excel. Ces données ont été nettoyées et analysées en utilisant le logiciel libre R (R core

team 2019). Une analyse statistique descriptive préliminaire (moyenne, fréquences, variances et écart-types) a été conduite en premier temps afin de caractériser l'échantillon obtenu. Par la suite, la statistique inférentielle a été utilisée. Le test de Khi-carré a été utilisé pour décrire les variables discrètes. Tandis que la modélisation par régression logistique a été utilisée afin de discerner toute association sur les perceptions ainsi que les impacts du changement climatique. Afin d'établir un profil de connaissance pour les communautés, l'échelle de connaissances développées par Mpazi et Mnyika (2005) a été utilisée. Les personnes interrogées devaient répondre à 10 questions sur le changement climatique. Chaque réponse correcte valait 1, et chaque réponse incorrecte valait 0. Les scores individuels ont été agrégés et les scores regroupés en cinq catégories pour indiquer le niveau de connaissance global des répondants.

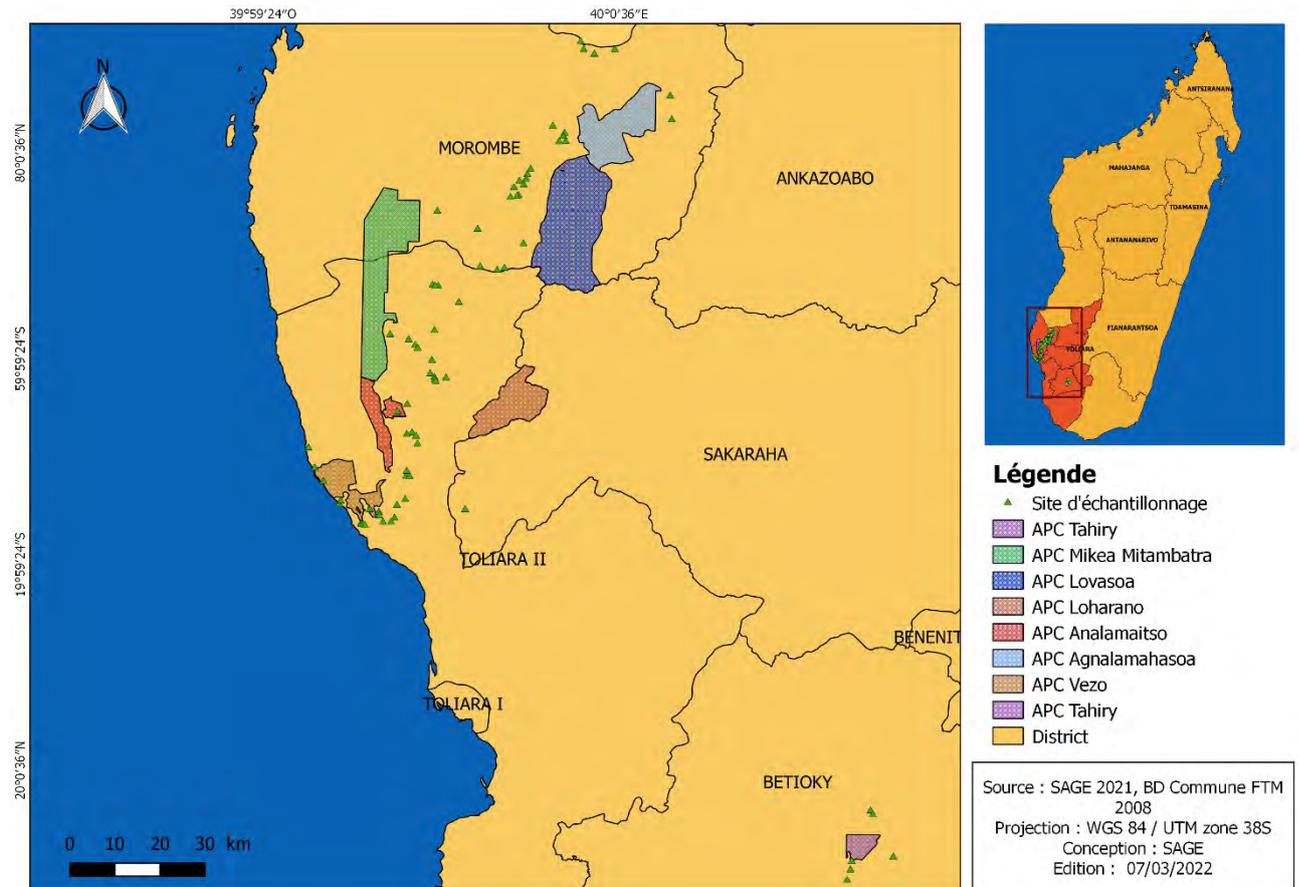


figure 5. Localisation de Région d'étude et des sites d'échantillonnage

Résultats et discussions

Caractéristique de l'échantillon : Pour l'ensemble des sept aires protégées communautaires 1 244 ménages ont été enquêtés. L'effort d'échantillonnage par APC varie de 106 à 200 ménages avec une moyenne de 177,71 ($\pm 35,76$ ($n = 7$)). En outre, les résultats indiquent que les femmes ont été les mieux représentées dans l'échantillon que les hommes avec 53,4 et 46,5% respectivement. Parmi les femmes, 52,3 % sont natifs des régions d'études, tandis que les non natifs sont représentés par 55,2 %. Par contre, chez les hommes, 47,6 % sont autochtones contre 44,7 % non autochtones. Selon les études empiriques, les communautés autochtones, où les personnes originaires d'une localité particulière, connaissent mieux cette communauté que les non-autochtones (Skura-Lartey et al.

2020). Par conséquent, l'analyse de l'origine des répondants avait pour but de déterminer si les autochtones étaient mieux informés sur les questions de changement climatique que les non-autochtones. L'analyse a montré qu'il n'y avait pas de relation significative entre les non natifs et les natifs. En d'autres termes, la connaissance des questions relatives au changement climatique ne dépend pas du fait que le répondant soit ou non originaire de la communauté.

Perception du changement climatique

Il était important pour l'étude de déterminer comment les communautés percevaient le changement climatique dans leurs différentes communautés. Dans ce sens, il a été attendu à ce que les personnes interrogées puissent expliquer les effets des changements climatiques sur l'environnement et sur leurs moyens de subsistance et qu'elles soulignent également l'importance de connaître le changement climatique. Les répondants ont été interrogés sur leur perception du terme "changement climatique". Seuls 31,9 % (n = 397) des 1 244 répondants avaient entendu parler du terme ou du concept de " changement climatique ", tandis que 68,1 % (n = 847) des répondants n'avaient jamais entendu parler de ce terme.

Tableau 1. Caractéristiques démographiques des ménages enquêtés dans les sites d'études.

Variables	Nombre d'enquêtés		
	Total (%)	Natif (%)	Non natif (%)
Communautés des			
APC	155 (12,4)	89 (57,4)	66 (42,58)
Agnalamahasoa	200 (16,1)	112 (61,0)	78 (39,0)
Lovaso	183 (14,7)	140 (76,5)	43 (23,4)
Mikea	200 (16,1)	115 (57,5)	85 (42,5)
Mitambatra	106 (8,50)	57 (41,9)	79 (58,1)
Loharano	200 (16,1)	147 (73,5)	53 (26,5)
Analamaitso	200 (16,1)	128 (64,0)	72 (36,0)
Vezo			
Tahiry			
Genre			
Homme	579 (46,5)	380 (47,6)	317 (44,7)
Femme	665 (53,4)	418 (52,3)	263 (55,2)
Age			
30 – 40	536 (43,1)	242 (45,1)	294 (54,8)
41 – 50	341 (27,4)	126 (36,9)	215 (63,0)
51 – 60	225 (18,1)	142 (63,1)	83 (36,8)
Plus de 61	142 (11,4)	86 (60,5)	56 (39,4)
Niveau d'éducation			
Aucun	317 (25,4)	171 (53,9)	146 (46,1)
Primaire	462 (37,1)	264 (57,1)	198 (42,8)
Secondaire	397 (31,9)	260 (65,4)	137 (34,5)
Universitaire	68 (5,4)	39 (57,3)	29 (42,6)
Taille des ménage			
1 – 3	52 (4,18)	25 (48,1)	27 (51,9)
4 – 6	540 (43,4)	314 (58,1)	226 (41,8)
Plus de 6	652 (52,4)	379 (58,1)	273 (41,8)

Parmi ceux qui avaient entendu parler du terme "changement climatique", seuls 44,8 % avaient entendu parler du terme et savaient et comprenaient réellement ce qu'était le changement climatique. Par contre, 55,1 % avaient entendu parler du terme, mais ne savaient pas ce qu'il signifiait réellement. Les focus groupe ont toutefois révélé que certaines personnes avaient observé des changements climatiques, sans toutefois les associer au terme "changement climatique". Ils ont donc été en mesure de mentionner certains indicateurs du changement climatique et leurs effets sur leurs moyens de subsistance.

Tableau 2. Connaissance du concept du changement climatique

Connaissance du "CC"	a entendu le terme "CC"		a entendu le terme "CC" mais ne sait pas ce que c'est	
	Hommes (%)	Femme (%)	Hommes (%)	Femme (%)
Oui	104 (26,1)	62 (15,61)	190 (47,8)	61 (10,3)
Non	326 (38,4)	521 (61,5)	-	-

Quant aux différentes sources sur lesquelles les personnes interrogées avaient entendu parler du concept de changement climatique ou quels étaient leurs sources de connaissances, les sources issues du média, qui comprennent majoritairement la radio (avec 20,2 %), suivi par les écoles (6,8 %), les amis et familles (3,9 %), sources gouvernementales (2,3 %), les ONG (1,3 %) et finalement les autres sources (1 %).

Même si les personnes interrogées avaient accès à de multiples sources d'information sur le changement climatique, cela n'a pas nécessairement contribué à améliorer leur niveau de connaissance, comme le montre le test du chi carré effectué sur chaque moyen de connaissance. Il s'agissait d'établir s'il existait une relation entre les sources d'information et les connaissances qu'ils avaient. Les résultats ont montré qu'il n'y avait pas de relation significative entre la connaissance du changement climatique et leurs sources de connaissances ($p = 0,057$ pour les médias ; $p = 0,099$ pour les écoles ; $p = 0,702$ pour les amis et la famille ; $p = 0,102$ pour les sources gouvernementales et $p = 0,102$ pour les ONG ainsi que d'autres sources). Cela signifie qu'entendre parler du changement climatique par diverses sources n'impliquait pas que les répondants avaient une connaissance approfondie du changement climatique et des questions connexes.

Effet du changement climatique sur l'aspect socio-économique : Indépendamment du fait que la plupart des répondants ne savaient pas ce qu'était le concept de changement climatique, tous, néanmoins, étaient capables de décrire les changements qu'ils avaient expérimentés dans le climat au cours des 15 à 30 dernières années. Ceux qui avaient entendu parler du changement climatique l'ont interprété en termes de précipitations faibles et irrégulières (66,1 %), de températures élevées (52,8 %), de saison sèche prolongée (34,2 %), de vents forts (7,2 %) et de pluies excessives (3,3 %) ainsi que d'autres sources, dont majoritairement la propagation des criquets. L'effet le plus significatif du changement climatique, selon les répondants, a été sur leurs activités agricoles, y compris l'élevage (91,2 %). Les autres effets ressentis par les personnes interrogées sont que le changement climatique "affecte l'approvisionnement en eau" (73,3 %) et "la non-disponibilité des produits forestiers non ligneux" (PFNL) (42,0 %). Le dernier effet mentionné est que le changement climatique crée des conditions propices aux incendies de forêt et la propagation des criquets migrants (30 %). La majorité des personnes interrogées ont indiqué que le changement climatique et ses effets étaient très importants pour elles (54,4 %), suivies par 35,8 % qui l'ont qualifié

d'"important", tandis que 6,2 % sont restés neutres. Seuls 3,6 % ont déclaré que le changement climatique et ses effets n'étaient "pas importants".

Expériences personnelles : Une relation significative a été constatée entre l'expérience personnelle antérieure d'évènement météorologique extrêmes liées au changement climatique et les croyances relatives au changement climatique (tableau 3). Les répondants qui avaient vécu un évènement météorologique extrême très fort étaient plus susceptible d'être d'accord (tout à fait d'accord, d'accord) avec l'énoncé « le changement climatique est en train de se produire » (91,5 % par rapport à 38,9 % de ceux qui n'avaient aucune expérience préalable des évènements climatique extrême, $\chi^2 = 122,85$, $p = 0,000$). Seulement 1,1 % des répondant qui avaient vécu un évènement climatique extrême n'étaient pas d'accord avec l'affirmation selon laquelle le changement climatique se produit. En outre, les personnes ayant une expérience préalable étaient également plus conscientes des risques futurs du changement climatique ($\chi^2 = 159,3$; $p = 0,000$). La majorité des personnes ayant une très forte expérience se sont montrées très préoccupées par les risques futurs.

Implication à la mise en place des aires protégées communautaires

La mise en place des aires protégées sont bien connues comme étant une des solutions adaptatives pour atténuer l'impact du changement climatique (Geyer et al. 2017). En effet, sur le plan socio-économique, la mise en place de ces aires sont important afin de réduire les impacts du changement climatique à l'échelle local. Le climat, en particulier les pluies, constitue l'un des principaux facteurs qui régulent la vie quotidienne des villageois. En effet, les activités de subsistance dans la région sont essentiellement pluviales, avec une prédominance de l'élevage et des cultures sèches, et dépend ainsi fortement de la disponibilité des pluies. Les villageois subdivisent l'année en quatre saisons climatiques, en l'occurrence la saison sèche et chaude, une saison des premières pluies, une saison humide et chaude et une saison sèche et fraîche (Ratsirarson et al., 2001). Cependant, les deux premières saisons sont considérées souvent comme des sous-saisons respectives de la saison des pluies et de la saison sèche. D'un autre côté, ces aires pourraient constituer une zone de refuges pour les populations biologiques telles que la faune et la flore. Les zones protégées peuvent également promouvoir la capacité d'adaptation des écosystèmes en servant de tampon contre le rythme et l'intensité du changement climatique. En fournissant un couloir d'habitat pour faciliter les changements d'aire de répartition des espèces. En général, les communautés locales soutiennent que les zones protégées sont le meilleur moyen pour faire face au changement climatique, car elles jouent un rôle important à la fois dans l'atténuation et l'adaptation. De plus, elles sont censées être des lieux d'intégrité et fonctionnalité écologique élevée, qui englobent plus ou moins une gestion durable, organisées et efficace de l'utilisation des terres.

Tableau 3. Expérience personnelle avec des évènements extrêmes envers le changement climatique

Variables	Intensité de l'expérience		
	Très forts	Intermédiaires	Aucun
Croyance sur le CC ($p < 0,001$)			
Tout à fait d'accord, d'accord	86 (91,5)	318 (74,1)	7 (38,9)
Pas d'accord	1 (1,1)	34 (7,9)	6 (33,3)
Perception des risques ($p < 0,001$)			
Très préoccupé	79 (85,8)	244 (60,7)	3 (21,4)
Non concerné	11 (12)	138 (34,3)	9 (64,3)

Conclusion

Dans le Sud de Madagascar, la température et la pluviométrie sont fortement variables et leur variabilité spatiale et temporelle revêt un caractère particulièrement imprévisible. L'impact du changement climatique dans cette région bioclimatique affecte les activités socio-économiques et empêche le développement local en absence d'une politique d'adaptation concret. Cette étude a examiné les facteurs de la perception locale du changement climatique et de la volonté d'entreprendre des actions individuelles d'adaptation et d'atténuation parmi les communautés voisines des aires protégées en cours de création. En outre, cette étude a révélé le rôle des variables sociales et démographique ainsi que de l'expérience personnelle antérieure avec des évènements climatique extrêmes. Ces derniers a également joué un rôle important en ce qui concerne les actions individuelles. Néanmoins, il est important de noter que la majorité des répondants estiment que la création des aires protégées communautaires dans leurs proximités pourrait atténuer le changement climatique, et non moins à l'échelle locale.

Références bibliographiques

Kreft S, Eckstein D, and Melchior I. 2017. Global climate risk index 2017: Who Suffers Most From Extreme weather Events? Weather-related Loss Events in 2015 and 1996 to 2015.

Ratsirarson, J., Randrianarisoa, A. J., Ellis, E., Emady, R. J., Efitroarany, Ranaivonasy, J., Razanajonarivalona, E. H. & Richard, A. F. 2001. Bezà Mahafaly : Ecologie et réalités socio-économiques. Recherche pour le Développement, Série Sciences Biologiques, **18: 1-104**.

DGM (2008), Le changement climatique à Madagascar.

Rasamimanana, N., Ratsirarson, J., Ramahatratra, E., Ranaivonasy, J. & Richard, A. 2016. Variabilité et changement du climat à Bezà Mahafaly, eds. J. Ranaivonasy, J. Ratsirarson & A. F. Richard. Malagasy Nature, **10: 5-14**.

Margaret Sraku-Lartey, Daniel Buor, Prince Osei-Wusu Adjei, Ernest G Foli 2020. Perceptions and knowledge on climate change in local communities in the Offinso Municipality, Ghana. Information Development Vol. 36(1) 16–35.

Tadross, M., Randriamarolaza, L., Rabefitia, Z. & Zheng, K. Y. 2008. Climate change in Madagascar, recent past and future. World Bank, Washington, D. C.

Hagen, B.; Middel, A.; Pijawka, D. 2016. European climate change perceptions : Public support for mitigation and adaptation policies. Environ. Policy Gov. **26, 170–183**.

Poortinga, W.; Whitmarsh, L.; Steg, L.; Böhm, G.; Fisher, S. 2019. Climate change perceptions and their individual-level determinants: A Cross-European analysis. Glob. Environ. Chang **55, 25–35**.

Mpazi VM and Mnyika KS 2005 Knowledge, attitudes and practices regarding cholera outbreaks in Ilala Municipality of Dar es Salaam Region, Tanzania. East African Journal of Public Health, **2(2):6–11**

EVALUATION OF CLIMATE CHANGE IMPACT ON SOIL EROSION IN ROMANIA

Cristian Valeriu PATRICHE¹, Bogdan ROȘCA¹, Radu Gabriel PIRNAU¹, Liviu Mihai IRIMIA²

¹ Romanian Academy, Iasi Branch, Geography Research Center (patriche.cristian@acadiasi.ro; rosca.bogdan@acadiasi.ro; radu.pirnau@acadiasi.ro)

² Iași University of Life Sciences, Faculty of Horticulture (liviuirimia2005@yahoo.fr)

Abstract : Rainfall is a key factor in soil erosion models, determining the detachment of soil particles and their transport downslope. Our study aims to reveal whether or not climate change will significantly affect rainfall erosivity in Romania, and implicitly soil erosion. For this purpose, we computed the statistical relationship between rainfall erosivity and the modified Fournier index and applied it to future precipitation evolution scenarios. The precipitation predictions were extracted from CHESLA database for the Romanian territory for two climate change scenarios (RCP 4.5 and 8.5). We used average predictions from 5 selected climate models in order to minimize prediction uncertainty. The results show that rainfall erosivity is likely to enhance during the 2041-2060 period, especially in the western, south-western and eastern part of the country, causing a corresponding increase in soil erosion rates with 1-2 t ha⁻¹ yr⁻¹ on average. During the 2061-2080 period, rainfall erosivity is likely to decrease in the central and eastern Romania.

Keywords: rainfall erosivity ; climate change ; Romania.

Introduction

Climate change affects all climate parameters, including rainfall. In contrast to temperature, which generally increases in most regions, rainfall manifests different evolution patterns, decreasing in some areas and increasing in others. A general finding for regions under temperate continental climate is the trend for rainfall to concentrate and become more aggressive.

Our study investigates the possible evolution of RUSLE rainfall erosivity (R) factor under climate change scenarios and seeks identify the areas which are likely to experience an increase in soil erosion rates during the next decades.

Materials and methods

RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) is a wide-spread method used to estimate annual soil erosion rates (Renard, 1997) and it is based on earlier USLE (Universal Soil Loss Equation) method proposed by Wischmeyer and Smith (1978). The method integrates 6 variables into the following equation:

$$E = R \times K \times L \times S \times C \times P$$

where:

- E – annual estimated soil erosion rate (t ha⁻¹ yr⁻¹);
- R – rainfall erosivity factor (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ year⁻¹);
- L – slope length factor;
- S – slope factor;
- C – crop and crop management factor;
- P – soil conservation practice factor.

Rainfall erosivity factor, together with C factor, is a temporally dynamic factor, subject to changes according to climate evolution. Rainfall erosivity is defined as the capacity of rainfalls to produce soil erosion and it depends on rain intensity and duration. This factor was well computed and mapped at

EU level by Panagos et al (2015) at 500 m resolution starting from a large database of erosive rainfalls recorded at meteorological stations throughout Europe. We extracted this factor for the Romanian territory and used it to estimate current and future R factors, based on statistical relationship with the modified Fournier index. This index was proposed by Arnoldus (1980) to estimate rainfall erosivity based on monthly precipitation data:

$$\frac{F}{\sum p_i^2 / P}$$

where:

- p_i – mean monthly precipitations (mm);
- P – mean annual precipitation (mm).

Some statistical regression equations were proposed by Renard et al. (1994) for the continental United States for the estimation of R factor based on F index. Their application to the Romanian territory led however to values larger than expected, probably because the continental climate of eastern US is more excessive than the one of Romania. The solution was to adopt the spatial model computed by Panagos et al (2015) and to link it statistically to the modified Fournier index in order to estimate the R factor for future climate scenarios.

Figure 1 shows the computation of this statistical relationship. We tested both linear and non-linear regression models and achieved the best results by applying the non-parametric regression method in XLSTAT software (Addins) using the natural logarithm of F index and X, Y coordinates as predictors. This model ($R^2 = 0.714$, RMSE = 50.9) was then applied to predict future R factor values based on future F index values and the X,Y coordinates at a spatial resolution of 5 x 5 km. The predicted R factor values were compared with the predicted current R factor values in order to estimate the R factor temporal dynamics.

For the estimation of future R factor evolution, we used the precipitation data from CHESLA database version 1.2 (<https://chelsa-climate.org/>) for 5 climate models and 2 representative concentration pathways (RCP) extreme scenarios (4.5 and 8.5) and 2 time periods (2041-2060 and 2061-2080). CHESLA is a global raster database at ~ 1km resolution including temperature and precipitation monthly data for current, future and past climates (Karger et al., 2017). The selection of the 5 climate models (CESM1-BGC, CESM1-CAM5, CMCC-CM, MIROC5, MPI-ESM-MR) was based on the lowest amount of models' interdependence as specified by Sanderson et al. (2015). The average predictions of these models were further used to compute the F indexes for the 2 RCP scenarios and the 2 time periods.

Results

Table 1 shows some statistical indices for the predictions of current and future rainfall erosivity. We notice that there is an increase in rainfall erosivity mean, minimum and maximum values from present to 2041-2060 period. For the next time period (2061-2080), we notice a decrease of these values compared to the previous period, but which still remain higher than the current ones.

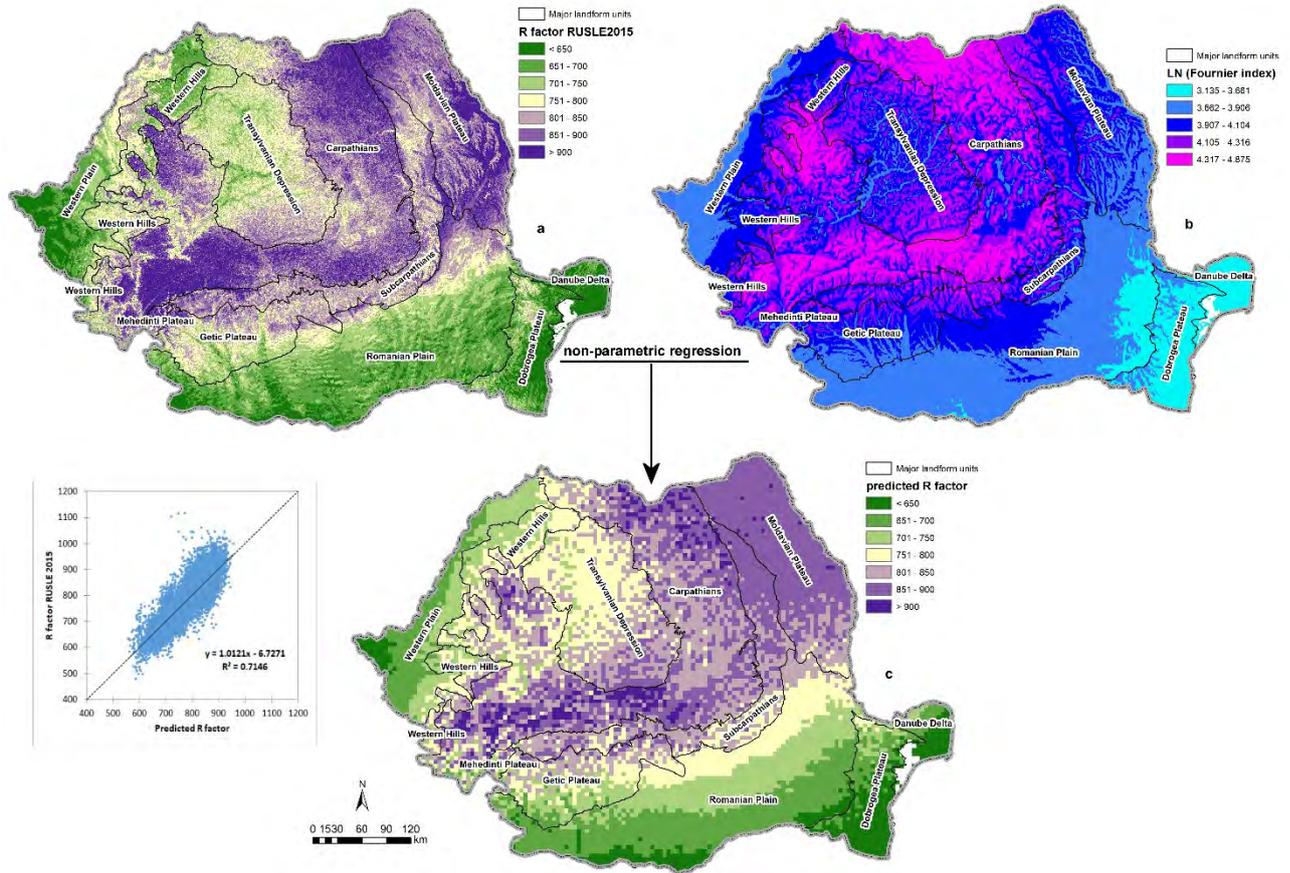


figure 1. Prediction of current R factor (c) through non-parametric regression, based in RUSLE 2015 R factor (a) and the natural logarithm of Fournier index (b).

Table 1. Statistics of predicted current and future R factor for Romania ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ year}^{-1}$).

Statistics	Current	2041–2060		2061–2080	
		45 scenario	85 scenario	45 scenario	85 scenario
<i>Average</i>	782.8	801.4	803.0	790	785.2
<i>Minimum</i>	558	580	587	566	573
<i>Maximum</i>	955	974	976	960	950
<i>Standard deviation</i>	79.6	74.3	73.9	75.2	74.4

The differences between the predicted future and current R factor values (figure 2) shows the same trend of rainfall erosivity increasing during the 2041-2060 time period and then decreasing during the 2061-2080 period.

During the 2041-2060 period, our analysis shows that the rainfall erosivity trend is positive throughout the country. The areas most affected by an increase in rainfall erosivity ($> 40 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ year}^{-1}$) are in the South West (Western Getic Plateau, Mehedinți Plateau), West (Western Hills and Plain, part of the Western Carpathians) and East (Danube Delta) of Romania. These areas cumulate 6.9% (about 16500 km^2) of the country in the RCP 4.5 scenario and 9.8% (about 23000 km^2) in the RCP 8.5 scenario (Table 2). An increase with $> 40 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ year}^{-1}$ of rainfall

erosivity will induce a corresponding increase in soil erosion rate with $> 1\text{-}2 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. Locally, the soil erosion rates may grow with as much as $10\text{-}20 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$.

During the 2061-2080 period, it is expected for the rainfall erosivity to decrease, because of precipitation decline as a consequence of global warming. Most of the country (39.4% under RCP 4.5 scenario and 58.5% under RCP 8.5 scenario – Table 2) is likely to have R factor values slightly lower than at present (Figure 2c, d). However, the regions previously mentioned from western, south-western and eastern Romania, which are likely to have increased rainfall erosivity during the 2041-2060 period, will continue to have R factor values higher than present.

At European scale, Panagos et al. (2017) found a similar positive trend of rainfall erosivity for most of the continent based on HadGEM2 climate model. However, the differences between 2050 and current R factor values estimated for Romania under the RCP 4.5 scenario are higher than the values we found in our study. On the other hand, a more recent study (Panagos et al., 2021) on future possible changes of soil erosion rates under different climate change scenarios (RCP 2.6, 4.5 and 8.5) on agricultural land in Europe and using average predictions of 19 climate models, shows similar estimates on erosion rate growth of $1\text{-}2.5 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ for most of the agricultural land of Romania.

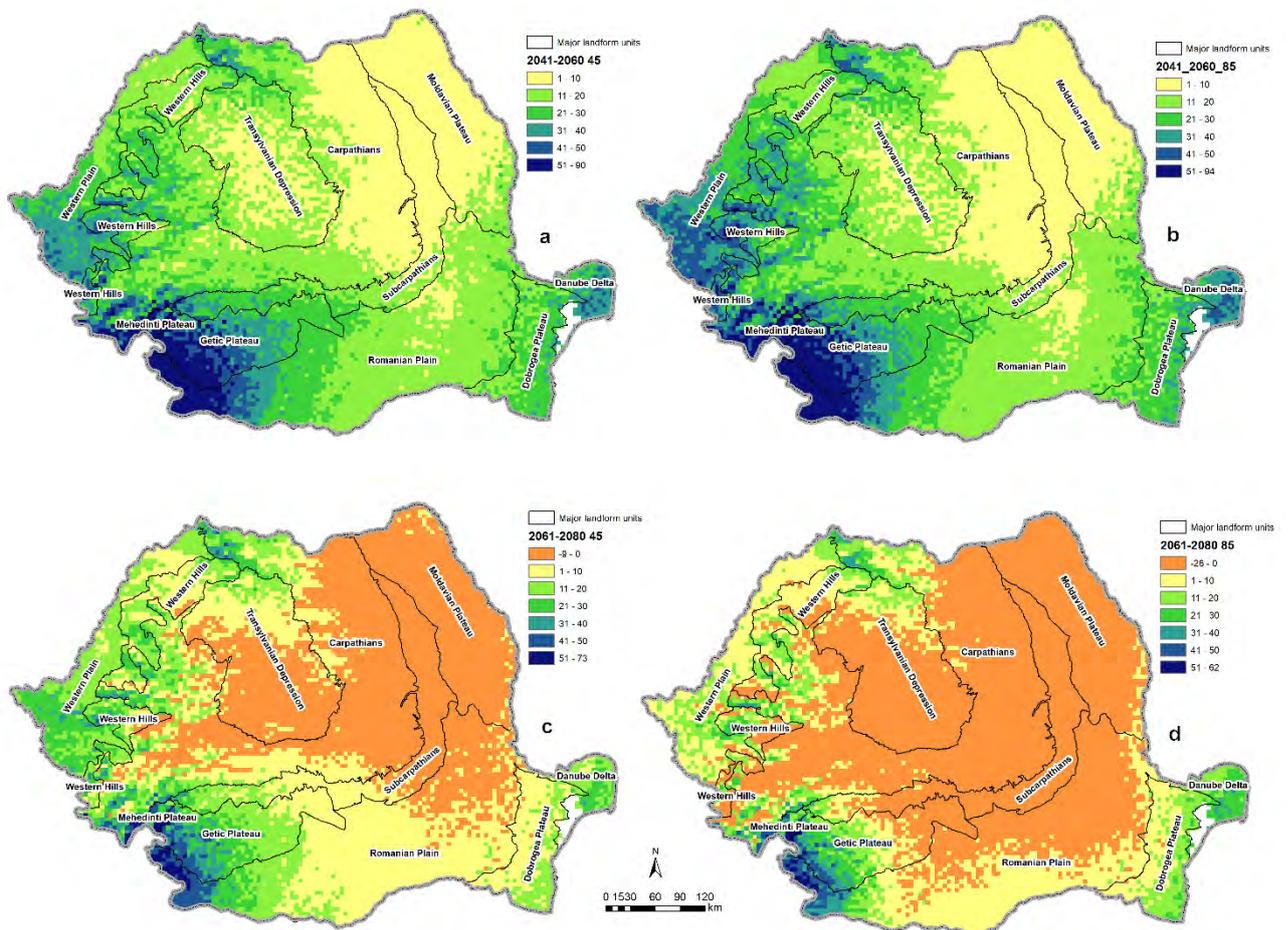


figure 2. Differences between future and current R factor values: a - 2041-2060 period and 45 scenario; b - 2041-2060 period and 85 scenario; c - 2061-2080 period and 45 scenario; d - 2061-2080 period and 85 scenario

Table 2. Percentages of classes showing the differences between future and current R factor values.

Differences (MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹ year ⁻¹)	2041-2060		2061-2080	
	4.5 scenario	8.5 scenario	4.5 scenario	8.5 scenario
< 0	0.0	0.0	39.4	58.5
0 - 10	27.8	26.3	30.6	23.6
11 - 20	37.0	34.2	18.0	10.7
21 - 30	19.4	19.1	7.6	4.0
31 - 40	8.8	10.7	2.2	1.8
41 - 50	3.2	5.4	1.7	1.0
> 50	3.7	4.4	0.6	0.3

Studies attempting to predict the effects of climate change on various environmental processes are subject to uncertainty. There are various sources of possible errors, including the uncertainty of models' predictions, which can be minimized by considering an average prediction of multiple models. Also, our predictions are based on the modified Fournier index – rainfall erosivity statistical relationship and therefore the predicted R factor values are in a narrower range compared to the current R factor values. Nevertheless, though the computed changes in R factor values and the estimated soil erosion rates may be debatable, we consider that the increasing rainfall erosivity trend we identified for the next time period (2041-2060) and that the spatial patterns showing higher R factor values in the western part of the country have a high confidence degree.

Conclusion

Our study attempts to predict rainfall erosivity factor for the Romanian territory for the next decades using the relationship between this factor and the modified Fournier index computed from average monthly precipitations. The results clearly show an increasing trend of rainfall erosivity for 2041-2060 period, especially in the western, south-western and eastern part of the country, which is likely to enhance soil erosion, on average by 1-2 t ha⁻¹ yr⁻¹. After this increase, our analysis shows that it is likely for the rainfall erosivity values to decrease in the central and eastern part of the country, due to precipitations decrease during 2061-2080 period. Still, areas previously identified as more affected by increased erosivity will continue to have R factor values higher than at present.

Acknowledgement: This research has benefitted from the support of the PN-III-P2-2.1-PED-2019-5436 project, funded by the UEFISCDI program, Romania.

Bibliography

Addins, XLSTAT Support Center. <https://help.xlstat.com/>

Arnoldus H.M., 1980 : An approximation of the rainfall factor in the universal soil loss equation. In: De Boodt M., Gabriels D. (eds) *Assessment of erosion*. Wiley, Chichester, 127-132.

Karger D.N., Conrad O., Böhrner J., Kawohl T., Kreft H., Soria-Auza R.W., Zimmermann N.E., Linder P. et Kessler M., 2017 : Climatologies at high resolution for the Earth land surface areas. *Scientific Data*, **4**, 170122. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122>

Karger D.N., Conrad O., Böhrner J., Kawohl T., Kreft H., Soria-Auza R.W., Zimmermann N.E., Linder H.P. et Kessler M., 2018 : Data from: Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas. Dryad Digital Repository. <http://dx.doi.org/doi:10.5061/dryad.kd1d4>

Panagos P., Borrelli P., Poesen J., Ballabio C., Lugato E., Meusburger K., Montanarella L. et Alewell C., 2015 : The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, **54**, 438-447, <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>

Panagos P., Ballabio C., Meusburger K., Spinoni J., Alewell C. et Borrelli P., 2017 : Towards estimates of future rainfall erosivity in Europe based on REDES and WorldClim datasets, *Journal of Hydrology*, **548**, 251-262, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.006>

Panagos P., Ballabio C., Himics M., Scarpa S., Matthews F., Bogonos M., Poesen J. et Borrelli P., 2021 : Projections of soil loss by water erosion in Europe by 2050, *Environmental Science & Policy*, **124**, 380-392, <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2021.07.012>

Renard K.G. et Freimund J.R., 1994 : Using monthly precipitation data to estimate the R factor in the revised USLE, *Journal of Hydrology*, **157**, 287-306.

Renard R.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K. et Yoder D.C., 1997 : *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)*. Agriculture Handbook no. 703, USDA-ARS.

Sanderson B.M., Knutti R. et Caldwell P., 2015 : A Representative Democracy to Reduce Interdependency in a Multimodel Ensemble. *Journal of Climate*, **28**, 5171–5194.

Wischmeier W.H. et Smith D.D., 1978 : *Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning*. Agriculture Handbook No. 537, USDA.

MINIMUM AIR TEMPERATURES GOING TO EXTREMES IN BRASOV CITY (ROMANIA)

Raul-Gabriel ILEA^{1,2}, Nicoleta IONAC¹, Dana-Maria CONSTANTIN (OPREA)¹, Elena GRIGORE¹

¹University of Bucharest, Faculty of Geography, 1 N. Bălcescu Boulevard, 010041, Bucharest, Romania; raul11_bv@yahoo.com, ionac.nicoleta@geo.unibuc.ro, oprea.constantin@geo.unibuc.ro; elazigzag@gmail.com;

²National Meteorological Administration, 97 Bucuresti-Ploiești Street, 013686, Bucharest, Romania; raul11_bv@yahoo.com

Abstract: Braşov is the largest city in the Romanian Carpathians. It mainly lies under western mid-latitude climatic interferences, with well-defined local features as a result of relief configuration. The main objective of this study is to make a detailed analysis of minimum air temperatures, highlighting their extreme values. A specific set of products, generically called indices of extremes and climate change by the WMO's Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) were calculated based on the climatologic data provided by the Braşov-Ghimbav station over the 1980-2015 period. The practical importance of these quantitative assessments is given by the fact that they can be useful tools in calculating technical parameters which are relevant for the design of heating or cooling installations, in order to maintain a comfortable indoor climate.

Keywords: minimum air temperatures, indices of extremes, Braşov city, Romania.

Introduction

Braşov city is located in the Braşov Depression and it is the largest city in the Romanian Carpathians (Figure 1) (Ielenicz, 2005). Braşov is the residence of the homonymous county and is located at an average altitude of 625 m. Its territory extends along the inner slopes of the Curvature Carpathians, more precisely, at the feet of the Postăvaru massif, with its extension - Tâmpa Mount, and the Piatra Mare Mts. (Judeţele Patriei, 1981). This city is constantly expanding, so settlements are developing strongly (Posea, 2006).

It mainly lies under western mid-latitude climatic interferences, with well-defined, local features as a result of relief configuration. The main climatic aspects highlighted by the existing literature, as well as those recorded by the Ghimbav weather station show the predominantly western type of atmospheric circulation, with winters often getting excessive character of continentalism, especially when a branch of the Crivăţ wintry wind, locally called Nemira blows over this area or when strong temperature inversions occur (Ciulache & Ionac, 1997).

The average amount of precipitation is 600 mm per year, the relative humidity is often over 80%, and when combined with temperature inversions, low Stratus clouds or radiation fogs may appear (Bogdan, 1999).

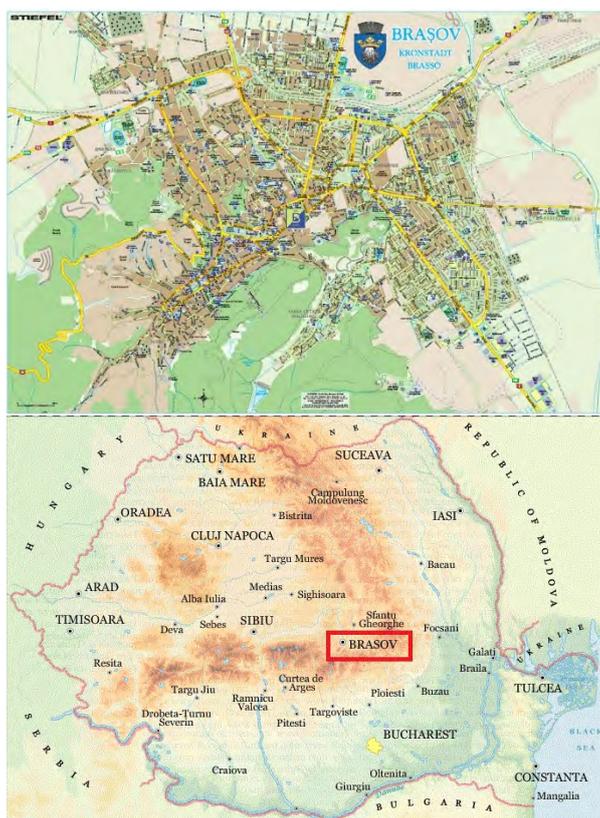


figure 1. Braşov city plan (left) and its geographical position in the central part of Romania (right) (Sources:<http://www.businessmap.ro/portofoliu-proiecte/harta-personalizata-municipiul-brasov-pentru-brahouse/> and <https://romaniatourism.com/romania-maps/physical-map.html>)

1. Data and methods

The most representative weather station for the analyzed area is located at an altitude of 534 m, at Ghimbav, and it belongs to the national network of meteorological stations of the National Meteorological Administration (ANM).

In order to relevantly outline the most hazardous climatic features of this important intra-mountainous area, the authors have opted for some of the WMO's *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) indices which, unlike the "usual" weather and climatic indices generally being used to describe extreme events and phenomena, they mainly refer only to rare cases occurring "within the reference statistical distribution of some specific weather elements in a certain area" (Houghton and colab., 2001), that is only to those specific climatic elements on which systematic and accurate daily measurements and observations are being made: air-temperature and rainfall amounts. Out of all the 27 ETCCDI indices best describing the main characteristics of some extreme weather and climatic events, such as their frequency, amplitude and duration, the following have been selected and calculated according to RClmDex or FClmDex methods, over the 1980-2015 period.

- **Frost days (FD)** – the total number of days in a year when the daily minimum air-temperature is lower than 0°C ($TN < 0^{\circ}C$).
- **Maximum number of consecutive frost days (CFD)** – the longest period with consecutive frost days in which minimum air-temperature is lower than 0°C ($TN < 0^{\circ}C$).

- **Cold spell duration index (CSDI)** – total number of intervals (number of days) comprising at least six consecutive days in which daily minimum air temperature (TN) is less than 10 percentiles (TN < 10 percentiles).

- **Heating degree-days (HDD)** – sum of all daily minimum air-temperatures lower than 0°C (HDDn0) and 10°C (HDDn10) respectively, out of all days within a period of reference.

As the period of reference (1980-2015) included homogenous data series, the respective ETCCDI indices were then processed in tabular and graphical form, mainly based on the corresponding daily minimum air-temperature values (TN) available for all months during the previously-mentioned period, so that a prospective time evolution trend could also be statistically indicated.

2. Results and discussions

The synoptic context most favorable for the occurrence of lowest minimum air temperatures in this area is the presence of an extensive anticyclone producing intense radiative cooling and strong temperature inversions. The lowest minimum air temperature that has ever been recorded over the above mentioned period in Braşov was -33.3°C, on 8th January 2015. The average of the corresponding lowest annual values was -5.8°C.

As showed in Table 1 presenting the lowest minimum air-temperature that have been recorded each year at the Braşov-Ghimbav weather station from 1980 to 2015, together with the exact day and month in which they had occurred, the most extreme values ranged between -33°C in 2015 (on 8th January) as the absolute lowest minimum value, and -17.6°C in 1994 (on 16th February and on 20th December), as the highest minimum value; with 13 absolute yearly minimum air-temperatures occurring in January, 12 in December and February respectively and a single one in March, out of all the 36 years taken into consideration. Though not scientifically customary, if calculating the average mean value of all these 36 yearly minimum air-temperatures, the result would be: -24.9°C, showing that extreme cold conditions could easily occur due to persistent winter thermal inversions in this intra-mountainous area.

Table 1. The lowest minimum air temperature of each year and the date of their production for the Braşov-Ghimbav meteorological station for the period 1980-2015. (Source: NMA archive for temperature values)

Year/Month	1980	Day	1981	Day	1982	Day	1983	Day	1984	Day	1985	Day	1986	Day	1987	Day	1988	Day	1989	Day
T (°C)	-27.5	14-Jan	-21.1	8-Jan	-23.6	11-Jan	-24.7	14-Dec	-23.5	13-Jan	-32.3	14-Jan	-20.0	27-Dec	-27.3	5-Mar	-23.8	2-Feb	-26.4	12-Dec
Year/Month	1990	Day	1991	Day	1992	Day	1993	Day	1994	Day	1995	Day	1996	Day	1997	Day	1998	Day	1999	Day
T (°C)	-29.2	5-Jan	-23.8	2-Feb	-23.4	23-Feb	-26.3	17-Feb	-17.6	16/20 th	-21.8	19-Jan	-23.5	27/28 th	-21.5	18-Feb	-28.6	25-Dec	-20.8	2-Feb
Year/Month	2000	Day	2001	Day	2002	Day	2003	Day	2004	Day	2005	Day	2006	Day	2007	Day	2008	Day	2009	Day
T (°C)	-21.8	23-Jan	-28.2	18-Dec	-28.0	27-Dec	-23.7	23-Feb	-23.7	13-Feb	-31.6	6-Feb	-25.0	26-Jan	-19.5	19-Dec	-22.9	28-Dec	-24.2	4-Jan
Year/Month	2010	Day	2011	Day	2012	Day	2013	Day	2014	Day	2015	Day			Average	Minimum				
T (°C)	-30.2	25-Jan	-23.0	1-Feb	-26.5	2-Feb	-22.3	10-Jan	-25.2	31-Dec	-33.3	8-Jan			-24.9	-33.3				

The highest **number of frost days (FD)** is registered in January, with an average of 28 days for the entire period analyzed. From May to September, their average is less than 1 day, because all values (or almost all of them) are above 0°C.

The highest number of frost days resulted in 2011 (158 days) and the lowest in 2014 (104 days). The most relevant aspect is that the FD index shows a statistically significant decrease over time, from an average value of 140 days to almost 125 days (figure 2).

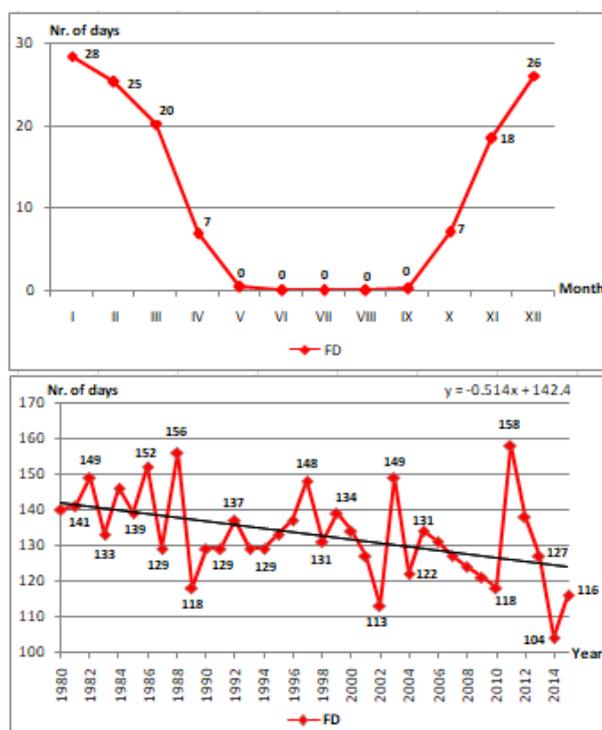


figure 2. The annual regime (left) and inter-annual variation (right) of the FD index for the period 1980-2015. (Source: NMA archive for temperature values)

The highest number of **consecutive frost days (CFD)** reached as high as 82 (at the beginning of 1982) and the lowest number is 16 days (in 1994). The trend of this index is not very statistically significant, decreasing from an average value of over 40 consecutive frost days to about 35 days in the 1980-2015 period.

Another interesting fact is that four cold waves occurring in 1986 and 2002 (Figure 3), resulted in maximum values of the **cold-spell duration index (CSDI)** at this meteorological station. This index represents the number of intervals per each year where, for at least six consecutive days, the daily minimum air temperature is lower than the calendar 10th percentile calculated for a 5-day window centered on each calendar day over the 1980-2015 period. Anyway, it is important to mention that there is at least one cold wave occurring each year, mainly due to the fact that the low-lying area of Braşov Depression greatly favors colder air to sink down to the feet of the surrounding mountains, thus producing very persistent and thick air-temperature inversions, responsible for more frequent cold-related weather phenomena.

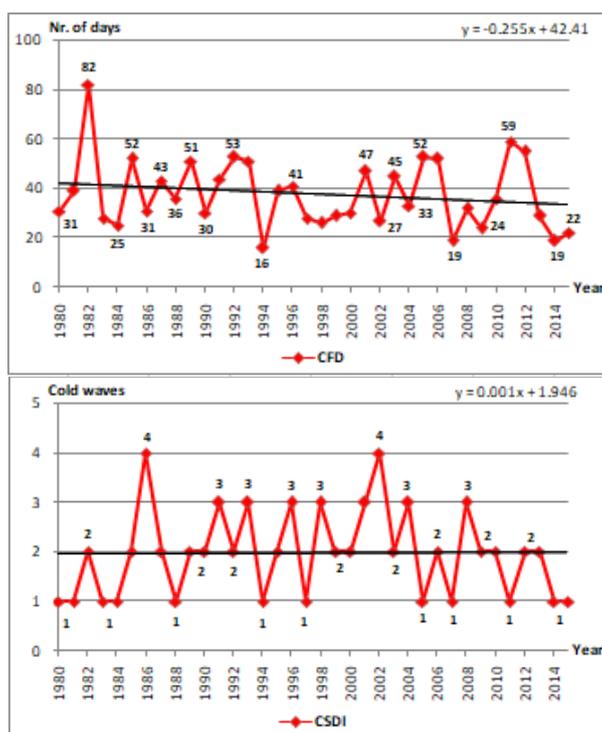


figure 3. The inter-annual variation of the CFD index (left) and the maximum values of the CSDI (right) for the period 1980-2015. (Source: NMA archive for temperature values)

The following indices (Figure 4) were also calculated to show the amount of energy required to heat homes. Obviously, the highest values were summed up in winter and the lowest in summer (in July, the HDDn10 index had a value of 0°C, which means that all the minimum air temperature values exceeded 10°C).

The inter-annual variation of heating degree days indices - **sum of all minimum temperature values less than 0°C (HDDn0)** and **sum of all minimum temperature values less than 10°C (HDDn10)** - shows that the coldest year was 1985 (with 1318.9°C for the HDDn0 index and with 3504.4°C for the HDDn10 index), and the warmest years were 2014 (with 521°C for HDDn0 index), respectively 2015 (with 2478.4°C for HDDn10 index).

In both cases, it should be noted that these indices have decreased significantly over time, indicating a gradual increasing of the minimum temperatures over the period 1980-2015. The trend for HDDn0 index is decreasing from an average value of 1000°C to a value closer to 700°C, while the trend for HDDn10 index is decreasing more slowly from an average value around 3200°C to almost 2700°C, most probably due to the general ongoing climate warming process which largely attenuate the climatic cooling effects especially in winter.

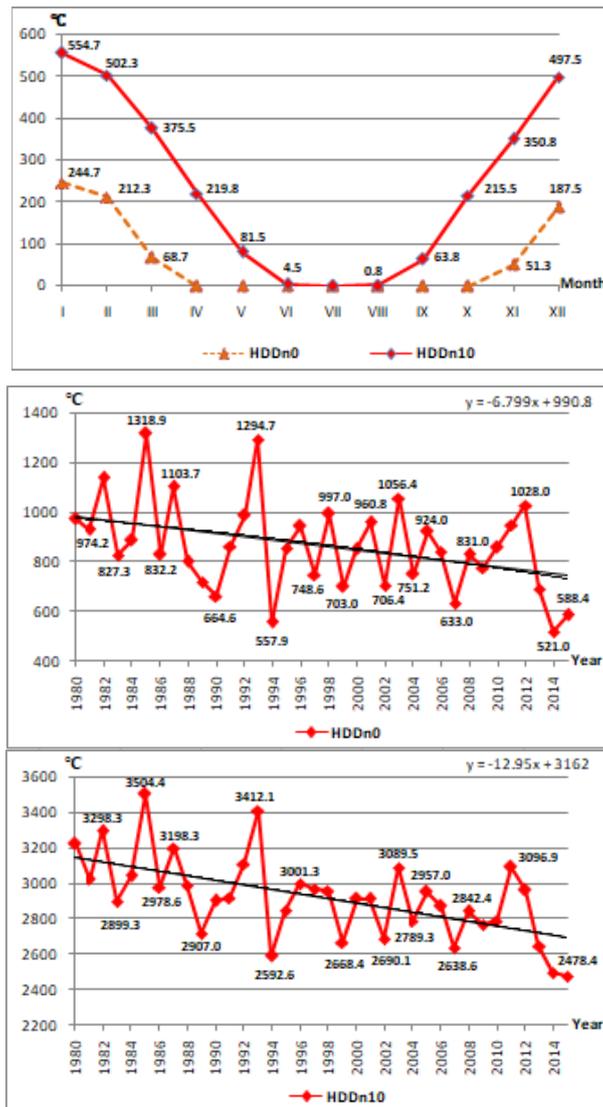


figure 4. The annual regime (above) and inter-annual variation of the HDDn0 index (left) and HDDn10 index (right) for the period 1980-2015. (Source: NMA archive for temperature values)

Conclusion

The pretty high ranges of all these extreme values reveal not only that the general climatic conditions may quite often go to extremes, but also that there is a pretty high thermal variability from one month to another or from one year to another.

The late statement is also confirmed by all the indices calculated. The FD index tends to decrease rapidly in time (17 day in average over the 1980-2015 period), but there are also exceptions (158 frost days in 2011). The same thing happens to the CFD index, which is also decreasing in time. The CSDI index has a minimum value of one, which means at least one cold wave occurs each year in the analyzed area. The HDDn0 and HDDn10 indices reached record values in 1985 (1318.9°C for HDDn0 index and 3504.4°C for HDDn10 index), requiring high energy and fuel consumption. In contrast, the lowest values for these indices were calculated in 2014 and 2015 (HDDn0 index value less than 600°C and HDDn10 index value less than 2500°C), resulting in low values of energy and fuel demands.

The practical importance of all these quantitative assessments is given by the fact that they can be useful tools in calculating some important technical parameters which may be relevant for the design of heating or cooling installations, in order to maintain a comfortable indoor climate, without unnecessary energy waste. An important fact is that both the average value of these extreme indices

and their duration in time must also be taken into account, and not only the values produced on a given day, on a specific month or year. By simply identifying the particularities of minimum air temperatures in the Braşov city may prove useful in the management of heat energy provided for domestic purposes.

The present study can be applied to other large cities in Romania, in order to find out the relationship between the amount of energy provided by power plants and the actual need for heating homes and for human comfort.

Bibliography

Busuioac, A., Dobrinescu, A., Birsan, M. V., Dumitrescu, A., & Orzan, A. (2015). Spatial and temporal variability of climate extremes in Romania and associated large-scale mechanisms. *International Journal of Climatology*, 35(7), 1278-1300

Ciulache S., 1997, *Clima Depresiunii Sibiu*, Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti

Ciulache S., Ionac N., 1995, *Fenomene geografice de risc – Partea I*, Editura Universităţii din Bucureşti

Ciulache S., Ionac N., 2007, *Esenţial în Meteorologie şi Climatologie*, Editura Universitară, Bucureşti

*** CLIMDEX – Datasets for Indices of Climate Extremes - <http://www.climdex.org/index.html>, retrieved on 30 March 2022

Croitoru, A. E., & Piticar, A. (2013). Changes in daily extreme temperatures in the extra-Carpathians regions of Romania. *International Journal of Climatology*, 33(8), 1987-2001

Dumitrescu E., 1973, *Curs de Meteorologie-Climatologie. Vol. I*, Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti

Erhan E., 1982, *Curs de Meteorologie-Climatologie. Partea I*, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi

Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J van der Linden and D. Xiaosu (eds.), 2001 - *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, UK, p. 944

Marengo, J. A., & Camargo, C. C. (2008). Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(7), 893-904

Mihai, E., 1971, *Clima Depresiunii Braşov. Studiu climatic*. Rezumatul tezei de doctorat, Iaşi

Roushdi, M., Mostafa, H., & Kheireldin, K. (2016). Present and future climate extreme indices over Sinai Peninsula, Egypt. *Int J Environ Chem Ecol Geol Geophys Eng*, 109, 85-90

Tang, G., & Arnone III, J. A. (2013). Trends in surface air temperature and temperature extremes in the Great Basin during the 20th century from ground-based observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(9), 3579-3589

Vincent, L. A., Peterson, T. C., Barros, V. R., Marino, M. B., Rusticucci, M., Carrasco, G., ... & Grimm, A. M. (2005). Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. *Journal of climate*, 18(23), 5011-5023

Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., ... & Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 851-870

*** 1981, *Judeţele Patriei: Braşov. Monografie*, Editura Sport-Turism, Bucureşti

*** 2022, <http://www.businessmap.ro/portofoliu-proiecte/harta-personalizata-municipiul-brasov-pentru-brahouse>

*** 2022, <https://romaniatourism.com/romania-maps/physical-map.html>

***2022, https://ec.europa.eu/eurostat/statistics-explained/index.php?title=Heating_and_cooling_degree_days_-_statistics, retrieved on 30 March 2022

LA SURVEILLANCE DU CLIMAT PLANÉTAIRE AVEC LE SMOC

Régis JUVANON DU VACHAT

Météo et Climat, 73, Avenue de Paris, 94165 St Mandé Cedex, RJduVachat@gmail.com

Résumé : Le Système Mondial d'Observation du Climat (SMOC) a été créé en 1992 sous l'égide de l'OMM, de la COI, du PNUE et du CIS, pour garantir la surveillance du climat planétaire pour la Convention climat (UNFCCC) et le GIEC. Ce système comprend l'observation de l'atmosphère (et sa composition), de l'océan, et de la couverture terrestre (glaciers), avec des observations *in situ* ou par satellite. Pour obtenir une observation de qualité, les concepts de variable climatique essentielle et de réseau atmosphérique de référence sont développés. L'initiative « Changement climatique » de l'Agence Spatiale européenne répond aussi aux critères du SMOC, avec des enregistrements climatiques de qualité. La conclusion résume le récent rapport d'évaluation du SMOC.

Mots-clefs : Climat global, Observation, Réseau de référence, Atmosphère

Abstract : The Global Climate Observation System (GCOS) has been created in 1992 under the auspices of WMO, IOC, UNEP and SIC, to monitor the global climate for the UNFCCC and IPCC. That system includes the observation of the atmosphere (including its composition), of the oceans and of the terrestrial surface (glaciers and land cover), by using conventional or satellite measurements. Two concepts have been developed in order to obtain high quality observations for climate : essential climate variables and reference atmospheric network. Concerning satellite measurement the Climate Change Initiative has been proposed by European Space Agency to comply with GCOS principles. The conclusion presents the results of the last GCOS Implementation Plan.

Key-Words : Global climate, Observation, Reference network, Atmosphere

Introduction

Le Système Mondial d'Observation du Climat (SMOC, GCOS en anglais) a été créé en 1992 sous l'égide de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM), de la Commission Océanographique Internationale (COI), du Programme des Nations Unies sur l'Environnement (PNUE) et du Conseil International de la Science (CIS). Sa création en 1992 correspond à la signature de la Convention Climat à Rio, pour garantir la permanence de l'observation du climat pour le compte de la Convention climat (UNFCCC), du GIEC et du Programme Mondial de Recherche sur le Climat. Ce système intègre les systèmes d'observation de l'atmosphère, incluant sa composition, notamment les gaz à effet de serre (GES), de l'océan, et de la couverture terrestre (fleuves, glaciers). Il s'agit d'observations effectuées sur site (*in situ*) ou par satellite. Au-delà des principes élémentaires de « bonne pratique » du genre « assurance qualité », qui porte sur la mesure des paramètres, des principes d'adéquation aux besoins pour la connaissance du climat global ont été définis. Ce sont les notions de variables climatiques essentielles (devenues de plus en plus nombreuses au cours du temps) et la notion de réseau d'altitude de référence (GRUAN) qui sont développées dans la présentation générale du SMOC (§ 1). Sur le plan satellitaire, l'initiative « Changement climatique » de l'Agence Spatiale Européenne a démontré la capacité de la mesure satellitaire à satisfaire les exigences du SMOC (globalité, permanence de la mesure)

pour produire des enregistrements climatiques de qualité (§ 2). L'évaluation du SMOC et sa mise en œuvre sont abordées au § 3, avec le dernier rapport d'évaluation présenté à la COP26 de Glasgow (2021). La conclusion présente la vision actuelle et future du SMOC.

Présentation générale du SMOC

o Variables climatiques essentielles

En 2022, le SMOC comprend 54 variables climatiques essentielles qui couvrent les trois domaines : l'atmosphère, la surface terrestre et l'océan. Ces variables climatiques essentielles sont définies sur la base des trois critères suivants (Bojinski et al., 2014) :

- Pertinence : la variable est essentielle pour caractériser le système climatique et ses changements.
- Faisabilité : l'observation ou la dérivation de la variable à l'échelle mondiale est techniquement possible en utilisant des méthodes éprouvées et scientifiques.
- Rentabilité : la production et l'archivage de données sur la variable sont abordables, et reposent sur des systèmes d'observation déjà existants.

Paul Mason, qui a présidé le comité stratégique du SMOC a poussé à développer ce concept. Pour l'atmosphère, 16 variables (en surface et en altitude) incluent : température de surface et d'altitude, précipitation, bilan de rayonnement, éclairs et foudre, vent (force et direction), vapeur d'eau, gaz à effet de serre, nuage, aérosols et ozone. La surface terrestre (19 variables) comprend l'hydrosphère (lacs, rivière, eau du sol), la cryosphère (glaciers, calottes glaciaires, permafrost et neige), la biosphère (biomasse, albedo, couverture de la surface, feux, carbone et humidité du sol, ...) mais aussi l'anthroposphère avec les flux de GES et l'utilisation de l'eau. L'océan comprend 19 variables physiques : température, salinité, courants marins, niveau de la mer, flux de chaleur en surface, mais aussi des variables chimiques (carbone, couleur, oxygène, ...) et biologiques (habitats marins, plancton).

Depuis le rapport d'évaluation de 2015, la stratégie du SMOC a évolué et ne se focalise plus sur les variables individuelles, mais étudie aussi leurs interactions mutuelles, à travers les cycles de l'énergie, de l'eau et du carbone. On peut ainsi calculer les composantes de ces cycles à une échelle globale ou continentale et étudier leur évolution. Mieux comprendre leur fonctionnement et leur évolution est essentiel pour développer l'adaptation et l'atténuation du changement climatique. Par exemple des changements dans la disponibilité de l'eau sous toutes ses formes affectent la qualité de l'eau, qui est un bien humain essentiel. L'évolution du cycle de l'énergie pourra engendrer des extrêmes de chaleur, de précipitation, de sécheresse, alors que le cycle du carbone influera sur le cycle de l'énergie, mais aidera aussi à mieux définir des cibles limites d'émission de GES. Cette notion de cycles sera illustrée avec le dernier rapport d'évaluation du SMOC (2021) au § 3.

Réseau atmosphérique d'altitude de référence (GRUAN)

Le réseau d'observation atmosphérique comprend des observations de surface (GSN) avec 1023 stations et un réseau d'altitude (radiosondages, GUAN) avec 177 stations en 2020. Un sous-ensemble de ce dernier réseau est le GRUAN (R pour Référence) disposé irrégulièrement mais avec des radiosondages de haute qualité et de référence, permettant un calcul de longues séries et le calage des mesures satellitaires (Bodeker et al., 2016). Il s'agit d'observations de l'atmosphère depuis la troposphère jusqu'à la stratosphère, avec les mesures des variables climatiques essentielles : température, force et direction du vent,

vapeur d'eau, couverture nuageuse, et le bilan du rayonnement terrestre (incluant l'irradiation solaire). Fin 2021 ce réseau comportait 30 sites GRUAN, dont la moitié est certifiée suivant un protocole précis. La gestion opérationnelle de ce réseau a été confiée en 2008 à l'Observatoire météorologique de Lindenberg en Allemagne. En 2020 deux stations GRUAN ont vu le jour en Antarctique : Neumayer avec l'Alfred Wegener Institute et l'île de Ross avec le Radiosondage de Mac Murdo (États-Unis) certifiée en 2021. Elles sont gérées opérationnellement par la Nouvelle-Zélande. Les sites GRUAN, incluent les observatoires bien connus de Boulder (États-Unis), Darwin (Australie), Cabauw (Pays-Bas). Pour la France : La Réunion (Duflot et al., 2018) et Trappes-Palaiseau (Météo-France et SIRTA) sont deux sites en cours de certification. En effet le SIRTA au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique à Palaiseau dispose de moyens d'instrumentation importants (Lidar,) et travaille avec la station de Radiosondage de Trappes (Météo-France).

Voici des illustrations des activités menées dans les sites de Cabauw (Pays-Bas) et de La Réunion. Le site de Cabauw, proche du site canonique du radiosondage du Service Météorologique hollandais (KNMI) à de Bilt, est doté depuis les années 1970 d'une tour de 200 m, pour l'étude des transferts dans la couche limite. Ceci a fait l'objet d'une publication récente sur les 50 ans de mesure (Bosvel et al., 2020). On y découvre la présence de réseaux d'observation variés (BSRN, GAW, ICOS) mais aussi vingt-cinq campagnes de recherche de 1995 à 2019, concernant les nuages, les aérosols, les GES et des campagnes de validation instrumentale du rayonnement et des mesures satellitaires.

L'Observatoire de Physique de l'Atmosphère de La Réunion est un site d'observation unique par la qualité de ses infrastructures et de ses instruments, comme par sa localisation dans une zone relativement déserte en observations. On y étudie les processus physico-chimiques essentiels pour le climat : dynamique de l'atmosphère (intrusions stratosphériques), vapeur d'eau, ozone, aérosols, GES. L'observatoire du Maïdo inauguré fin 2012, participe aux réseaux d'observation internationaux : NDACC (composition de l'atmosphère), AERONET (aérosols), ICOS (carbone) et ambitionne d'être labellisé station globale du GAW. Il participe au réseau GRUAN depuis 2008. L'actualité récente illustre son expertise : le nuage de l'éruption volcanique des îles Tonga est arrivé le 22 janvier 2022 à La Réunion et y a fait l'objet d'une étude par une équipe internationale.

L'initiative changement climatique de l'Agence Spatiale Européenne

L'Agence Spatiale Européenne a développé l'initiative « Changement climatique » pour produire des variables climatiques essentielles et leurs enregistrements climatiques avec ses programmes d'observation de la terre, répondant ainsi aux exigences du rapport de mise en œuvre du SMOC (GCOS Implémentation Plan 2010). Voici les raisons invoquées : Capacité d'observation de zones étendues à partir de satellites polaires ou géostationnaires ; Observations non intrusives dans les États ; Uniformité (même capteur dans des lieux différents) ; Capacité d'observation rapide et accès à des zones inhospitalières (déforestation, glaciers, ...) ; Continuité de l'observation (capteurs fournissant de longues séries chronologiques de données pour des études climatiques).

Cette initiative a porté sur 13 variables climatiques essentielles pour les trois domaines : atmosphère, couverture terrestre, océan, qui ont été étudiées dans des projets lancés en 2010 et 2012 (Hollmann et al., 2013). Pour l'atmosphère, ces projets concernent l'ozone, les nuages, les aérosols et deux GES (CO₂, CH₄). Bojinski et Fellous (2013) détaillent les résultats obtenus pour ces cinq variables. Popp et al. (2020) définissent les enregistrements

climatiques faits à partir de mesures satellitaires, utiles pour la surveillance du climat, et obtenus, entre autres, avec cette initiative.

Pour l'Agence Spatiale Européenne ces productions sont utiles pour les chercheurs en modélisation, pour le changement climatique (détection, attribution) et les réanalyses. Un groupe d'interaction a d'ailleurs été créé avec les chercheurs modélisateurs. Les résultats obtenus pour 21 variables climatiques essentielles concernées par cette initiative changement climatique ont été rendus opérationnels dans le cadre du programme européen Copernicus (le service du changement climatique C3S). On note ainsi la part grandissante de l'observation satellitaire dans le SMOC, à tel point que les 2^{ème} et 3^{ème} plans de mise en œuvre du SMOC (2004, 2010) possèdent une Annexe spécifique sur l'observation satellitaire.

Évaluation de l'adéquation au climat et cycles (énergie, eau, carbone)

Environ tous les 5 ans une évaluation du SMOC est réalisée, qui donne lieu à un diagnostic de l'état du SMOC, puis à un plan de mise en œuvre. Voici quel en est l'historique. En 1998 et 2003, des rapports d'adéquation du SMOC ont été publiés pour le compte de la Convention Climat (UNFCCC) qui en est le commanditaire. Par la suite trois rapports de mise en œuvre ont vu le jour en 2004, 2010 et 2015 (état du SMOC), avec un supplément satellitaire pour les deux premiers, comme cela vient d'être indiqué. Le rapport sur l'état du SMOC en 2015 a été présenté lors de la conférence de Paris. Depuis, cinq ans se sont écoulés et un nouveau rapport est paru en 2021 qui analyse l'état du SMOC et prépare pour 2022 un plan de mise en œuvre. A noter qu'en octobre 2021, une conférence sur l'observation du climat devait avoir lieu, mais a été reportée à cause de la pandémie Covid-19 en octobre 2022 à Darmstadt (siège d'Eumetsat), qui pourra donner de la visibilité à ce programme du SMOC. Cependant dans ces arènes internationales, se font jour des critiques sur ces gros rapports d'évaluation (autour de 300 pages) qui contiennent des demandes générales plutôt que des actions précises, et qui sont difficiles à opérationnaliser ! Un rapport plus concis devrait paraître en 2022 ciblé sur les systèmes d'observation et ceux qui les mettent en œuvre plutôt que sur les variables climatiques essentielles !

L'étude du climat de la planète concerne l'énergie provenant du soleil, la circulation atmosphérique et océanique, ou encore d'autres variables climatiques ou même des zones particulières (étendue de glace). Mais on peut aussi considérer les cycles de l'énergie, de l'eau et du carbone qui ont un sens physique global pour la planète, les deux derniers étant très importants pour l'homme : l'eau pour sa subsistance et le carbone pour les émissions de gaz à effet de serre (CO₂ et CH₄) qui doivent être maîtrisées. Ces trois cycles sont interdépendants comme l'indique la figure représentant le système climatique (cf. Figure 2, Simmons et al., 2016). Cette représentation du système climatique à l'aide de cycles s'est imposée à partir de la notion de science du climat planétaire (Earth System Science) et constitue le socle de l'analyse du dernier rapport du SMOC (2021).

Conclusion

Pour conclure alors que le programme SMOC fêtera ses 30 ans en juin prochain, voici quelques points qui émergent de cette présentation du SMOC. Tout d'abord rappelons que l'observation du climat joue un rôle essentiel, au moins de lanceur d'alerte, comme on le voit avec une diapositive sur le rétrécissement de la banquise d'été en Arctique lors d'un exposé d'un membre du GIEC. Il en est de même pour les gaz à effet de serre dont il faut maîtriser les émissions. Pour autant il est difficile de relier l'observation du climat à des actions précises d'atténuation ou d'adaptation. Pour ce dernier objectif, il s'agit plutôt d'observer et

de suivre des indicateurs, plutôt que d'observer des paramètres bruts. Un point important à souligner est la faiblesse des réseaux d'observation dans les pays en développement, notamment en Afrique et en Amérique Latine. A sa création, le programme du SMOC était très conscient de ces lacunes et a imaginé une série de dix ateliers régionaux pour remédier à ces déficiences (cf. le site Internet du GCOS/WMO). Il est clair que la campagne AMMA a probablement mieux réussi dans ce domaine, même si la pérennisation des observations réalisées dans le cadre de la campagne reste à assurer.

Pour finir quelle vision donner à ce programme du SMOC : la part satellitaire y joue un rôle important, mais la part conventionnelle reste essentielle à la fois pour la surveillance du climat et la validation de la mesure satellitaire. Soulignons enfin que la coordination internationale joue un rôle majeur pour éviter lacunes et redondances de ce système d'observation (Simmons et al., 2016).

Sigles

AERONET : Aerosol Robotic Network

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

BSRN : Baseline Surface Radiation Network

C3S : Copernicus Climate Change Service

CIS : Commission Internationale pour la Science (SIC en anglais)

COI : Commission Océanographique Internationale (IOC en anglais)

GAW : Global Atmosphere Watch (Veille de l'Atmosphère Globale)

GCOS : Global Climate Observing System (SMOC en français)

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

GSN : GCOS Surface Network

GRUAN : GCOS Reference Upper-Air Network

GUAN : GCOS Upper-Air Network

ICOS : Integrated Carbon Observation System

IPCC : Intergovernmental Panel for Climate Change

NDACC : Network for the Detection of Atmospheric Composition Change

OMM : Organisation Météorologique Mondiale (WMO en anglais)

PNUE : Programme des Nations Unies pour l'Environnement (UNEP en anglais))

SIRTA : Site Instrumental de Recherche en Télédétection Atmosphérique

SMOC : Système Mondial d'Observation du Climat (GCOS en anglais)

UNFCCC : United Nations Framework Convention for Climate Change

Bibliographie

Bodeker G. E., S. Bojinski, S. Cimini, R. J. Dirksen, M. Haeffelin, F. Madonna, P. Thorne and J. Wang, 2016 : Reference upper air observations for climate. From concept to reality. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **97**, 123-135.

Bojinski S. et J.-L. Fellous, 2013: Response by ESA to GCOS. The Climate Change Initiative. ESA Document

Bojinski S., M. Verstraete, T. Peterson, C. Richter, A. Simmons, M. Zemp, 2014 : The concept of essential climate variables in support of climate research, applications and policy. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 1431-1443.

Bosveld F., P. Baas, A. Beljaars, A. Holstag, and B. van de Wiel, 2020 : Fifty years of atmospheric boundary-layer research at Cabauw serving weather, air quality and climate. *Bound.-Layer Meteorology*, **177**, 583-612.

Duflot V., P. Tulet et J.-P. Cammas, 2018 : L'Observatoire de physique de l'atmosphère de La Réunion : sentinelle climatique de l'hémisphère Sud. *La Météorologie*, **103**, 38-49.

Hollmann R., C. Merchant, R. Saunders, C. Downy, A. Cazenave and W. Wagner, 2013 : The ESA Climate Change Initiative : Satellite data records for essential climate variables. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 1541-1552.

Popp T., R. Hollmann, F. Arduin, J. Boutin, P. Ciais, R. Jones, M. Schröder, and W. Ulrika, 2020 : Consistency of satellite climate data records for earth system monitoring. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **101**, E1948-E1971.

Simmons A., J.-L. Fellous, K. Trenberth, G. Asrar, P. Ciais, P. Friedlingstein, E. Guyliardi, and T. Sheperd , 2016 : Observation and Earth-system science : A roadmap for 2016-2025. *Adv. Sci. Res.*, **10**, 2037-2103.

PROJECTIONS DU CONFORT THERMIQUE DURANT LE XXIÈME SIÈCLE À NICE

PAR DOWNSCALING STATISTIQUE

Nicolas MARTIN ¹

¹ UMR 7300 ESPACE, Université Côte d'Azur, 98 Bd E. Herriot Campus Carlone, 06204 Nice, nicolas.martin@univ-cotedazur.fr

Résumé : Outre des vagues de chaleur de plus en plus intenses, l'évolution climatique génère de nouvelles normales thermiques qui mettent en péril le bien-être voire la santé de chacun. Ce travail traite de l'évolution des températures dans la ville de Nice pendant les étés du XXI^e siècle. Par downscaling statistique mené sur les sorties de deux modèles climatiques régionaux (ALADIN-Climat 6.3 et REGCM 4.6 du projet CORDEX), des cartographies des températures moyennes de juillet à 1 m de résolution spatiale sont construites pour 2016-2035, 2046-2065 et 2081-2100. L'incertitude finale induite par les deux étapes successives de modélisation ne dépasse pas 1°C. L'indice humidex est calculé pour Nice en journée pour le RCP 8.5 et pour des hypothèses d'humidité relative de 60 à 80%. L'indice dépasse 45 en cœur d'été en 2081-2100.

Mots-Clés : projections climatiques, humidex, confort thermique, downscaling statistique.

Introduction

Le sud-est de la France comme l'ensemble de la planète subit une évolution climatique rapide. L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre engendre un surplus énergétique dans le système climatique d'environ 3 W/m² actuellement (IPCC, 2021). La température de l'atmosphère et celles des océans augmentent, les glaces fondent et le niveau de la mer monte. Parallèlement les espaces urbains sont le siège d'un phénomène appelé îlot de chaleur urbain (ICU, Oke, 1981 ; Weston, 1988) qui se caractérise par des températures plus élevées dans ces lieux très artificialisés qu'à la campagne, notamment la nuit (Oke, 1973 et 1978). Le confort thermique urbain quantifié par exemple par l'humidex, par l'universal thermal climate index ou encore par la mean radiant temperature, se dégrade de plus en plus en raison de la hausse mondiale des températures, surtout durant les mois de juin à septembre. Les impacts sanitaires de ces manifestations climatiques sont déjà observés (Alonso et Renard, 2020). Les vagues de chaleur sont plus nombreuses, plus fréquentes et plus intenses (Meehl et al., 2004). L'urbanisation croissante rétroagit positivement sur la hausse des températures en ville en faisant baisser l'évapotranspiration des sols et de la végétation (Chapman et al., 2017 ; Kukla et al., 1986 ; Sun et al., 2019). Ainsi le nombre de décès prématurés liés au stress thermique augmente (Besancenot, 2002 ; Bobb et al., 2014). A titre d'exemple funeste, durant la première moitié d'août 2003 une surmortalité de 15000 personnes avait été enregistrée en France (Hémon et Jouglu, 2003).

Les ICU sont très largement documentés dans la littérature scientifique depuis plusieurs décennies et le nombre d'études par an ne cesse de croître, plus de 300 en 2015 par exemple (Masson, 2020). Cependant il n'est pas aisé de les appréhender au cas par cas, chaque site urbain étant une combinaison unique de facteurs topographiques et morphologiques. La densité de l'information météorologiques dans les villes, et notamment dans les centres urbains denses, est généralement très faible voire inexistante. Ainsi, quantifier le surplus de température, et le comportement de l'humidité voire le vent, en zone urbaine est un enjeu métrologique. Un réseau de mesures cohérent, associé à des campagnes de mesures mobiles, fournissent ces informations pour entrevoir la structure spatiale et temporelle des champs météorologiques de jour comme de nuit (Martin, 2018 ; Barbosa et Dubreuil, 2020 ; Richard et al., 2018 ; Alonso et Renard, 2020). Cette étape est complétée ensuite par la modélisation afin de combler les espaces qui restent encore non renseignés. Quel modèle de spatialisation choisir ? Deux grandes démarches coexistent : l'approche dynamique et celle statistique. De nombreux projets privilégient le recours aux modèles dynamiques, avec par exemple le projet MApUCE (Bocher et al., 2018). Les ICU nocturnes de 80 villes françaises à

250 m de résolution spatiale ont été calculés via le modèle TEB (Town Energy Budget) en utilisant une classification des LCZ (Local Climate Zone) par télédétection. Malheureusement cette approche n'apporte pas de résultats satisfaisant pour la ville de Nice en raison de spécificités climatiques locales non intégrées (Gardes et al., 2020).

Ainsi ce travail s'appuie sur une démarche statistique tout en utilisant des données d'entrée produites par des modèles climatiques régionaux (RCM) dynamiques : le modèle ALADIN-Climat et le Regional Climate Model system. A partir des pixels de 12 km de côté de ces 2 RCM, et pour plusieurs périodes et plusieurs scénarios, une descente d'échelle statistique intégrant les caractéristiques topographiques et morphologiques locales est établie. Les cartes de températures minimales (T_n) et maximales (T_x) produites à 1 m de résolution spatiale sont validées par comparaison avec le réseau de mesures de Météo-France sur la période 1986-2005 et par des campagnes de mesures mobiles de températures récurrentes effectuées entre juin et août 2015 (Martin, 2018). Enfin le calcul de l'indice humidex est réalisé pour des valeurs d'humidité relative comprises entre 60 et 80%, niveaux statistiquement rencontrés durant les mois d'été sur le littoral azuréen (Carrega, 2017).

1. Données et méthodes

1.1. Les sorties RCM ALADIN-Climat et RegCM4

Les RCM utilisés sont le modèle ALADIN-Climat version 6.3 (AL63) du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques – France) et le modèle RegCM4 version 6 (CM46) de l'ICTP (International Centre for Theoretical Physics – Italie), tous deux disponibles sur la plateforme Earth System Grid Federation et utilisés dans le projet Coordinated Regional climate Downscaling Experiment (<https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/projects/esgf-ipsl/>). Chacun d'entre eux est alimenté en amont par des modèles climatiques globaux (GCM) différents. Le HadGEM2-ES est produit par le Met Office (anglais) et fournit les conditions aux limites du REGCM4. Il s'agit d'un « earth system model » (ESM), le type de modèle climatique global le plus élaboré actuellement. Le CNRM-CM5 (français) développé au CERFACS alimente ALADIN-Climat aux limites de son aire de modélisation. C'est également un ESM. Le recours à 2 GCM distincts, en amont, permet de prendre en compte plus d'incertitude relative à la modélisation climatique, c'est donc un avantage pour balayer un peu plus encore les champs des possibles.

1.2. Descente d'échelle statistique

La méthode utilisée dans ce travail (Martin et al., 2013 et 2020), le downscaling statistique appliqué aux sorties de modèles climatiques régionaux, est illustrée dans la figure 1.

Les méthodes de descente d'échelle statistique sous-tendent que le climat régional ou local dépend de deux facteurs : le climat à échelle continentale et les caractéristiques locales ou régionales comme la topographie, la répartition terre/mer ou l'occupation du sol. La méthode retenue s'appuie sur la construction de modèles de régression linéaire multiple où chaque prédicteur retenu intègre un processus physique sous-jacent local pour expliquer et spatialiser les champs thermiques.

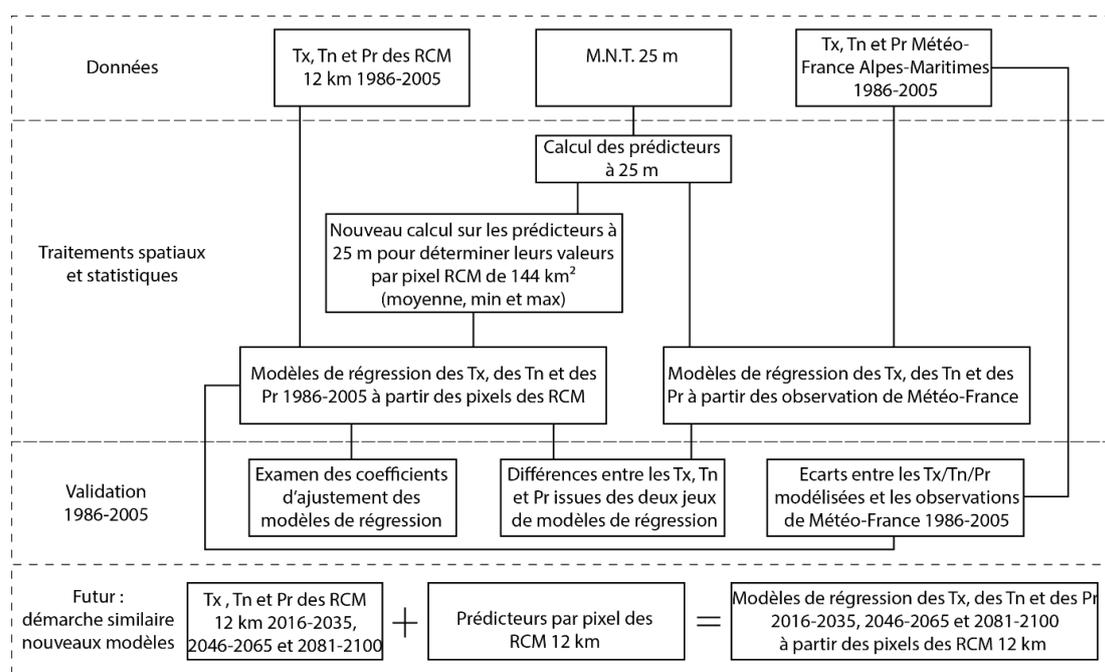


figure 1. Organigramme synthétique de l'enchaînement des traitements pour spatialiser à fine échelle spatiale les sorties des variables climatiques des modèles climatiques régionaux (source : Martin, 2020).

2. Résultats : cartes des températures minimales, maximales et indices humidex

2.1. Incertitudes des cartographies

Après une longue phase de tâtonnement, et cela pour chacune des variables à modéliser, les prédicteurs retenus pour les modèles de régression linéaire multiple sont les suivants :

- Température maximale – 5 prédicteurs : M.N.E. (Modèle Numérique d'Élévation) à 1 m, Topographic Position Index calculé dans un rayon de 3000 m, et dans un rayon de 40 m, exposition nord-sud des versant à 1 m et logarithme népérien de la distance à la mer à 1 m.
- Température minimale – 4 prédicteurs : M.N.E. à 1 m, logarithme népérien de la distance à la mer à 1 m, logarithme népérien de la hauteur de pente à 1 m et hauteur normalisée à 1 m (les deux derniers prédicteurs sont dérivés du M.N.E. selon le module « Relative Heights and Slope Positions » de SAGA-GIS).

Afin de mesurer la robustesse des modèles de régression mis en place, la comparaison des résultats avec les données mesurées par Météo-France au cours de la période de référence 1986-2005 est la plus rigoureuse des validations (calcul du RMCE, racine de la moyenne du carré des erreurs, à partir de 12 stations météorologiques implantées dans les Alpes-Maritimes dont 5 sur la frange littorale urbanisée). Pour l'ensemble des modèles mensuels des Tx, tout comme pour les modèles mensuels des Tn l'incertitude des modélisations climatiques à 1 m de résolution s'établit autour de 0,87°C (0,74°C pour les maximales et 1°C pour les minimales). Le tableau 1 ci-dessous regroupe les valeurs moyennes (établies à partir des 12 valeurs mensuelles) de RMCE obtenues pour chacune des variables climatiques relatives aux Tx et Tn modélisées à 1 m.

Tableau 1. Valeurs de RMCE pour les Tx et les Tn moyennes sur la période de référence 1986-2005 pour les deux RCM.

RMCE en °C	Tx AL63	Tx CM46	Tn AL63	Tx CM46
Moyenne	0,7	0,78	0,98	1,02

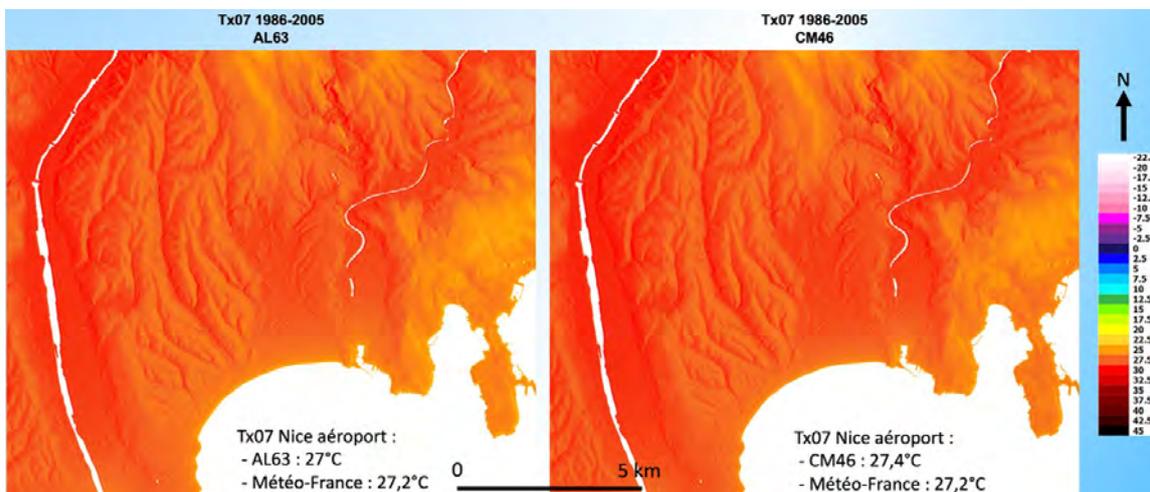
2.2. Cartographies des températures maximales et de l'humidex durant le XXI^e siècle en juillet

La figure 2 représente les Tx moyennes à Nice en juillet de 1986-2005 et de 2081-2100 pour le RCP 8.5. Les sites les plus encaissés, orientés ouest et situés loin du littoral sont les plus chauds. La différence entre un versant exposé ouest et un autre exposé est s'élève parfois à 2°C à altitude similaire ; cet écart est aussi constaté entre un espace très littoral et un autre situé à plusieurs kilomètres du trait de côte. Les vallées ainsi que les vallons, par définition encaissés, sont les espaces les plus chauds, tout comme l'amphithéâtre niçois entre le littoral et les premières collines. La Promenade des Anglais, les hauts de versants exposés à l'est et les collines les plus élevées sont les lieux les moins chauds.

A l'échelle de ce territoire l'élévation des Tx dans le futur immédiat et plus lointain risque d'être fortement préjudiciable au confort thermique : l'augmentation actuelle de plus d'1°C promet d'atteindre 2,5 à 3°C en 2046-2065 puis 5 à 6°C pour la fin du siècle dans le RCP 8.5 (fig. 2). Ces chiffres seront fortement revus à la baisse dans l'hypothèse où le RCP 2.6 serait suivi, et la hausse des Tx serait plus mesurée, mais marquée (+2°C vers 2050 et + 2,5°C en 2090), en cas de réalisation du RCP 4.5.

Durant l'été à Nice l'humidité relative est constamment comprise entre 60 et 80% en journée et atteint même parfois 90% la nuit, cette variable étant homogène sur la commune de Nice. Ainsi afin d'établir les cartes d'humidex à 1 m de résolution spatiale plusieurs hypothèses peuvent être faites quant au niveau du taux d'humidité relative : 60%, 70% ou 80% pour la journée. Les cartes (figure 3) présentées ici ont été calculées pour un taux de 70%.

En journée et pour la période 1986-2005 en juillet l'humidex moyen (H70 Tx07) est compris entre 30 et 40 (fig. 3), synonyme donc d'un certain inconfort selon Environnement Canada (la transpiration s'évapore moins bien et la thermorégulation est plus difficile). Pour les mois de juillet 2016-2035 et le RCP 8.5 cet indice progresse pour atteindre et dépasser 40 au maximum avec des valeurs de 42-43 ; les niçois ressentent donc aujourd'hui beaucoup d'inconfort pendant la période estivale. Pour 2046-2065 la hausse de cet indice se poursuivra avec le réchauffement : il dépassera 40 dans beaucoup d'espaces à Nice (excepté la frange littorale et le sommet des collines les plus élevées). Les plus fortes valeurs flirteront avec 45, synonyme de danger pour la santé. Enfin toujours dans le RCP 8.5 et pour la fin du siècle l'humidex explosera, avec très peu d'espaces où l'indice sera inférieur à 45, seulement le littoral et les premières centaines de mètres derrière le trait de côte (fig. 3). Ainsi l'ensemble de la population niçoise sera exposé à un danger pour sa santé durant un été « moyen » puisqu'il s'agit ici du calcul de l'humidex en fonction de la température maximale moyenne de juillet.



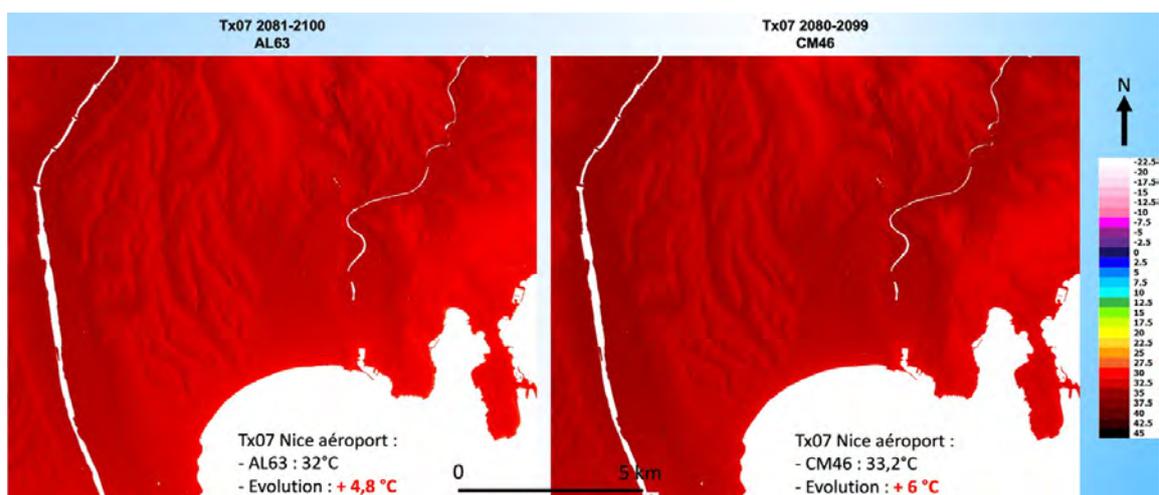


figure 2. Températures maximales moyennes de juillet 1986-2005 (en haut) et 2081-2100 (en bas) en °C à 1 m après downscaling statistique sur les modèles ALADIN6-3 et RegCM4-6.

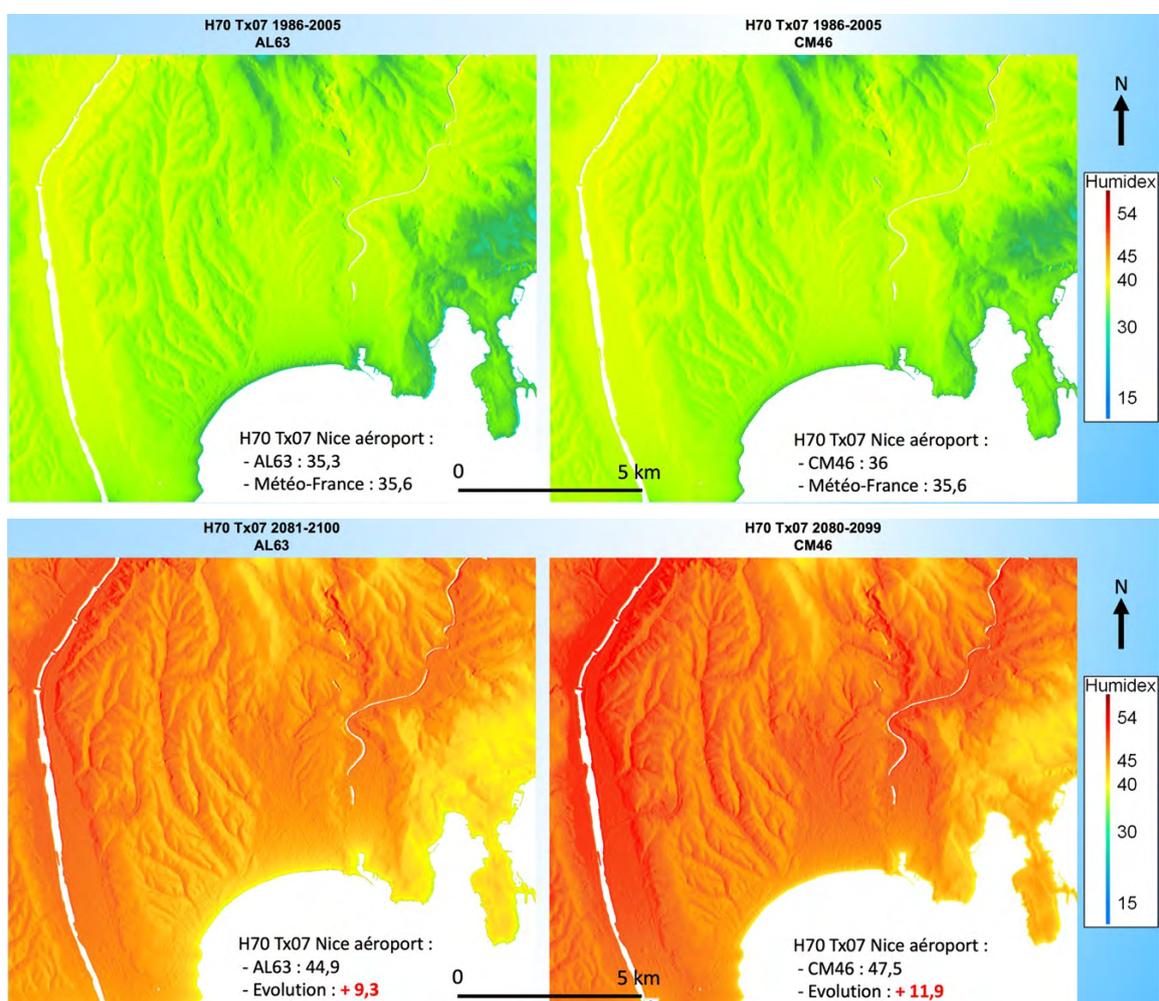


figure 3. Indices humidex moyens de juillet 1986-2005 (en haut) et 2081-2100 RCP 8.5 (en bas) à 1 m après downscaling statistique sur les modèles ALADIN6-3 et RegCM4-6 pour les températures maximales et pour une hypothèse de 70% d'humidité relative sur l'ensemble de la carte.

Conclusion

La méthode de downscaling statistique, validée par l'observation, a permis de considérablement améliorer la représentation cartographique des deux modèles climatiques régionaux ALADIN-Climat

et REGCM4. De larges pixels de 12 km de côté la résolution spatiale des cartes est passée à 1 m pour la ville de Nice.

Les tendances sont très claires et significatives puisque les deux modèles climatiques régionaux vont dans le même sens et anticipent une même intensité d'évolution. La réalisation du RCP 2.6 signifierait que le climat évoluerait quelque peu encore dans les décennies à venir mais que la hausse des températures serait très limitée. En revanche si le monde suit les RCP 4.5 ou 8.5 alors le climat urbain de Nice s'en verrait profondément affecté. Plus le temps passera et plus l'été semblera long avec un glissement des profils thermiques estivaux vers le printemps et vers l'automne : les températures de juillet 1986-2005 s'observeront bientôt en juin puis en mai ; celles d'août 1986-2005 déborderont sur septembre puis octobre. Quant aux cœurs d'été de 2081-2100 dans le RCP 8.5, ils seront comparables au climat actuellement observé dans l'intérieur des terres sur la rive sud de la mer Méditerranée.

L'une des principales conséquences de cette évolution sera la forte dégradation du confort thermique estival, des impacts sanitaires forts engendrés par des vagues de chaleur sont à redouter : l'aménagement du territoire via notamment une politique volontariste portant sur l'isolation thermique des bâtiments doit être menée afin de protéger la population. Autre question inquiétante, celle de l'eau et de sa disponibilité : en dépit des incertitudes fortes pesant sur la modélisation des précipitations, il serait illusoire de compter sur leur augmentation durant l'été alors même que les températures progresseront ; l'évaporation sera donc plus forte et les besoins en eau s'accroîtront : comment espérer refroidir les espaces urbanisés avec l'aménagement d'espaces verts qui en absence d'eau ne pourront assurer le mécanisme d'évapotranspiration, véritable climatiseur naturel ?

Remerciements : Nous remercions l'ESGF (Earth System Grid Federation) pour la mise à disposition des sorties des modèles climatiques régionaux ALADIN 6.3 et REGCM 4.6

Bibliographie

Alonso L. et Renard F., 2020: A Comparative Study of the Physiological and Socio-Economic Vulnerabilities to Heat Waves of the Population of the Metropolis of Lyon (France) in a Climate Change Context. *International Journal of Environmental Research and Public Health* **17**(3):1004.

Barbosa H. et Dubreuil V., 2020 : L'utilisation des transects mobiles et des données satellitaires pour caractériser les îlots de chaleur urbains dans l'agglomération rennaise (Bretagne, France). *Actes du XXXIIIe colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rennes.

Besancenot J-P., 2002 : Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines. *Environnement, Risques et Santé*, **1**, 229-40.

Bobb, Jennifer F., Roger D. Peng, Michelle L. Bell, and Dominici F., 2014: Heat-Related Mortality and Adaptation to Heat in the United States. *Environmental Health Perspectives* **122**(8):811–16.

Bocher E., Petit G., Bernard J. et Palominos S., 2018: A geoprocessing framework to compute urban indicators: The MApUCE tools chain. *Urban Climate* **24** (2020) 153-174 <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.01.008>

Carrega P., 2017 : Évolution mensuelle du climat à Nice-aéroport (France) en 70 ans : idées reçues, embûches et faits établis. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* **68** (2017/1) : pp 49-68.

Chapman S., James E. M. Watson, Salazar A., Thatcher M., and Clive A. McAlpine. 2017: The Impact of Urbanization and Climate Change on Urban Temperatures: A Systematic Review. *Landscape Ecology* **32**(10):1921–35.

Gardes T., Schoetter R., Hidalgo J., Long N., Marquès E. et Masson V., 2020: Statistical prediction of the nocturnal urban heat island intensity based on urban morphology and geographical factors – An investigation on numerical model results for a large ensemble of French cities. *Science of the Total Environment* **737** (2020) 139253. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139253>

Hémon D. et Jouglu E. 2003 : Surmortalité liée à la canicule d'août 2003. *Rapport au ministère de la santé*. INSERM. Rapport d'étape, 25 septembre 2003.

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., D. Qin, G.-K. Plattner, M.

- Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Kukla, G., J. Gavin, and T. R. Karl. 1986: Urban Warming. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **25**(9):1265–70.
- Martin N., 2020 : Cartographies climatiques à fine résolution spatiale sur le territoire de la métropole Nice Côte d'Azur de 1986-2005 à 2081-2100. *Rapport pour l'élaboration du Plan Climat-Air-Énergie Territorial*, 43 p.
- Martin N., 2018 : Variabilité spatiale des températures maximales à Nice entre mai et septembre 2015, *Actes du XXXIe colloque de l'AIC*, Nice juillet 2018, pp 26-31.
- Martin N., Carrega P. et ADNES C., 2013 : Downscaling à fine résolution spatiale des températures actuelles et futures par modélisation statistique des sorties ALADIN-Climat sur les Alpes-Maritimes (France), *Climatologie* **10**, pp 51-72.
- Masson V. et al., 2020: City-descriptive input data for urban climate models: Model requirements, data sources and challenges. *Urban Climate* **31** 100536. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2019.100536>
- Masson V., Lemonsu A., Hidalgo J. et Voogt J., 2020 : Urban climates and climate change. *Annual Review of Environment and Resources* **45**:441-44. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083623>
- Meehl, Gerald A., and Tebaldi C., 2004: More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science* **305**(5686):994–97.
- Oke, T. 1973: City Size and the Urban Heat Island. *Atmospheric Environment (1967)* **7**:769–79.
- Oke, T. R. 1978: Boundary Layer Climates, Londres, *Géographie physique et Quaternaire* **32**(3):290–91.
- Oke, T. R. 1981: Canyon Geometry and the Nocturnal Urban Heat Island: Comparison of Scale Model and Field Observations. *Journal of Climatology* **1**(3):237–54.
- Richard Y., Emery J., Dudek J., Pergaud J., Chateau-Smith C., Zito S., Rega M., Vairet T., Castel T., Thévenin T., and Pohl B. 2018: How relevant are local climate zones and urban climate zones for urban climate research? Dijon (France) as a case study. *Urban Climate* **26**:258–74.
- Sun, Yanwei, Chao Gao, Jialin Li, Run Wang, and Jian Liu. 2019: Quantifying the Effects of Urban Form on Land Surface Temperature in Subtropical High-Density Urban Areas Using Machine Learning. *Remote Sensing* **11**(8):959.
- Weston, K. J. 1988: Boundary Layer Climates. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **114**(484):1568–1568.

NUMERICAL SIMULATION USING WRF MODEL OF THE JANUARY 2002 OFF-SEASON EXTREME CLIMATE EVENT OVER WESTERN SAHEL

Abdoulaye SARR

MBinCIGA, YF 5092 Avenue Cheikh Anta Diop 16688 Dakar-Fann, layesarr@mail.com

Abstract : This study investigates fewer known features, the off-season rains occurring out of the rainy season period over Sahel and more broadly the West Africa Monsoon (WAM). The Weather and Research Forecast model (WRF ARW) is used to simulate an extreme case which occurred in January 2002 on the western coast around the land/ocean interface and caused huge damages in Senegal and Mauritania. A nesting strategy with three domains is designed to end up with a higher horizontal resolution of 10 km (inner domain).

The model forced by reanalysis NNRP (R1ÉR2) was able to reasonably well simulate the event and its intensity more than 2 days in advance, demonstrating the usefulness of such tools in a chain of early warning system (EWS) for weather hazards protection. The location of rain band was closer to the observed situation in higher resolution domains as well as the associated cold wave. The study showed key dynamic and thermodynamic conditions associated with the event. Precipitable water (PW) evolution played a central role on the intensity due to north-east transport from the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) over the Ocean near the Equator toward the continent.

Keywords: 4 Off-season; WRF model; monsoon; Inter tropical convergence zone.

Introduction

The major climate features over West Africa Sahel on which all attention is focused, occur during the monsoon season. Rainfall is mainly recorded during this period, from May to October north of 10°N and thus, corresponds to major agricultural activities. Over Western Sahel, rainfall occurring from late October to April over is not well documented. In recent years a few studies have been done on these systems using observational (Gaye et Fongang 1997; De Félice 1999; Thorncroft et Flocas 1997) and modelling studies (Meier and Knippertz 2008) among others.

This is a common feature occurring over western Sahel and affects mainly Cape Verde, Senegal and Mauritania between late October and March considered to be the dry season as opposed to the monsoon one. In most cases only light rain lasting hours below an overcast sky dominated by mid-level clouds. When the system is strong enough convective clouds giving moderate to heavy rains are observed.

Other important elements, associated with this weather type, are the cold wave and dust conditions due to the temperature drop, strong and turbulent surface winds. As they occur during a post-harvest period, they can have severe impacts of different forms on a strategic sector like agriculture and livestock.

In this study, we focus on the extreme case which occurred in January 2002 and caused tremendous damages in Senegal and Mauritania.

In section 2, we present the data and methods used. Section 3, typically focusses on mechanism before the validation of simulation results before the conclusion presented in section 4.

1. Data and Methods

1.1. Experiment design and Data

Predictability to support early warning systems of weather extreme events is essential in order to mitigate the spectrum of impacts they can cause. An international effort is done to improve model performance for various types of applications from climate to weather. The Weather Research and Forecast (WRF), a non-hydrostatic model under continuous development with two major cores, the WRF ARW (NCAR) and WRF NNM of NCEP is one of the most intensively used worldwide.

In this study, we use the (WRF ARW) using a multi nest strategy (Skamarock et al. 2008). The choice of domains should be guided by the weather phenomenon to study and then implies local knowledge of the mean climatology of the region. The model is initialized by NCEP reanalysis R1 and R2 (Kalnay et al. 1996) using their native horizontal resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. The major aim consists in assessing the ability of the WRF model to simulate the event days ahead.

The runs are initialised on January 7, 2002 at 00Z and lasted 8 days in order to assess the predictability of such kind of events. Meier and Knippertz (2008) used the GME model at 40km horizontal resolution to simulate the event and found skills in predicting the event 7 days ahead even though the precipitation location was not well simulated. They also found the same skill in ECMWF medium range forecast in a previous study (Knippertz, 2004). This is in line with our objective in the design of an integrated early warning system of weather and climate hazards. Our method will better indicate weakness and strength in simulating the event by each forcing dataset as well as the level of accuracy with time.

We assess the performance of the different runs using observation from the National Meteorology Service of Senegal and Africa Risk Capacity (ARC) daily rainfall data at 0.1° horizontal resolution (Novella N., and W. Thiaw, 2012). The second dataset is the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM), which is an also an advanced satellite estimation with respectively a spatial and temporal resolution of 0.25° and 3 hours.

Large scale environment using key variables from model outputs are analysed in order to understand the mechanism and the dynamic which lead to the formation of the system. The most difficult aspect to predict is certainly the heavy precipitation, which occurred in 3 consecutive days and caused damages on livestock, crops and people. Apart from the predictability interest, a lot of questions were raised about the intensity, the duration and the cold wave, which exacerbated the disaster.

1.2. Mechanism

Off season rains represent a typical climate interaction case between temperate and tropical regions. They are mainly due to air masses "conflict" within an area of confluence. Polar air (AP) intrusion coming through a trough, an equatorial air (AE) transported by the sub-tropical jet and Saharan air (AS) from the continent as shown in figure 1. A large band of clouds is then observed around the ZC area and can generate rainfall with variable intensity. This structure is well represented by the WRF model outputs as shown in the map of clouds at mid-level represented in octas.

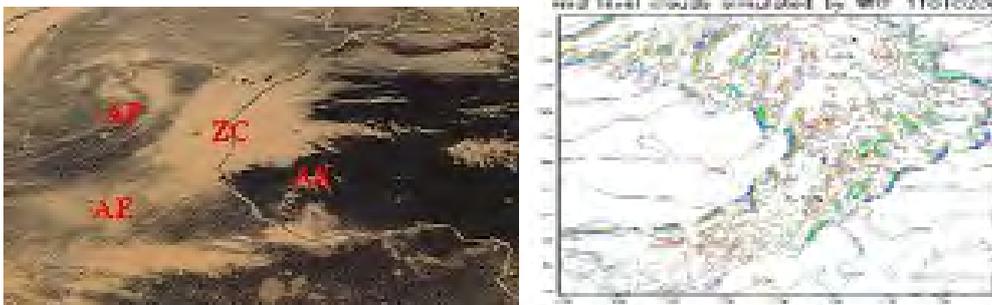


figure 1: Satellite image of an off-season case with continent in black, clouds in white with the different air masses (left) and the representation with the wrf model clouds in octas at mid-level (right) on 11th of January 2002.

2. Results

2.1 Large scale environment

The vertical structure of the atmosphere is analysed at low, mid and high levels of the troposphere in order to better understand the genesis of this disturbance over Western Africa and moreover to identify indicators that could potentially explain the intensity of this extreme event.

The cold air from mid-Atlantic trough and reaching lower latitudes triggered the formation of a cut-off low off the coast of North-West Mauritania. On January the 7th at 00Z, the vertical structure exhibits at 850 hPa a low off the coast of northern Mauritania with an area of temperature ranging between 6-8°C with a cyclonic circulation of winds around the low and relative humidity above 90%. At 700 hPa, the low remains surrounded by strong winds with a west-southwest component and the speed reaching 35 kts. At 500 and 200 hPa (not shown) the low located south of Canary Islands directs strong westerlies over Western parts of Mauritania and Senegal. On the 8th, the low at 850 hPa extends a southwest trough toward Northern Cape Verde Islands with winds shifting slightly west-southwest up to 500 hPa. At 200hPa the sub-tropical jet with a western component has speeds reaching 90 kts over Senegal (not shown).

On the 9th, the low is deeper at all level with high values of relative humidity at 850 hPa and winds having a southwest component even at 200hPa. The low centered now 23°N26°W deepen again on the 10th of January, and exhibit a large band of relative humidity between 80 and 100% from the Equator to Canary Islands (Figure 2).

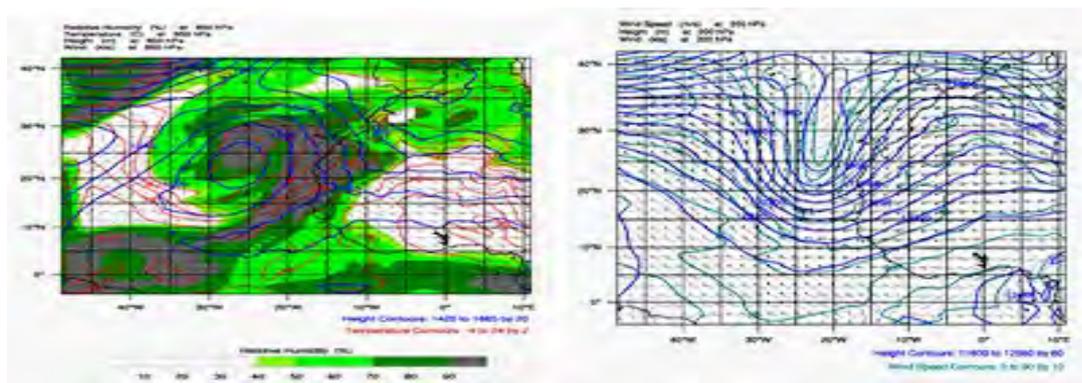


figure 2: Wind barbs from d01 at 850 hPa, January 10 at 06Z, with shaded relative humidity in %, geopotential height blue contours and temperatures red contours in °C (left); Geopotential height and wind (kts) at 200hPa on January 10, 2002 from wrf forced by reanalysis 2(wrf_r2)(right).

On January 07th 2002, when looking at precipitable water (PW), the map exhibits high values between the equator and 10°N corresponding to the position of the ITCZ at this time of the year in agreement with the normal retreat of the monsoon, corresponding to the dry season over Sahel. Another elongated band of high values of PW goes from 22°N50W to 43°N25W. With time, the second band moves southeast weakening while the ITCZ band seems attracted northward with a core reaching southern Senegal on the 8th at 1200Z. From January 9 at 12Z (Figure 3) a broad band of high PW going from the southwest corner of the domain to northern Senegal/southern Mauritania is observed and reached Canarias Islands on the 10th at 12Z (not shown). The location of the core of maximum PW area corresponds to the area where the maximum precipitation has been recorded over land. On the 12th the link between the ITCZ and the lower PW over Senegal is observed. Even the cloud band is still visible the rainfall stopped, showing the importance of the feeding mechanism from the main ITCZ core attraction.

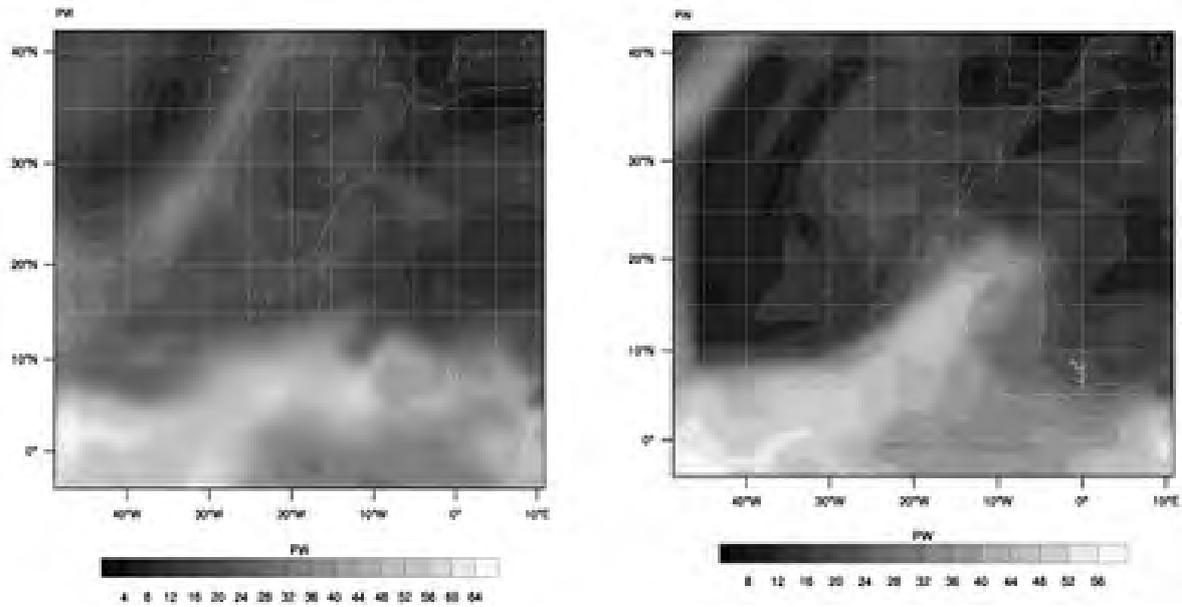


figure 3: Precipitable water (PW) simulated by the model on the 8th (left) and January 10, 2002 (right) showing PW attracted and advected from the Equator towards Senegal and Southern Mauritania. of pushed with a south-west/North-east component.

2.2 Precipitation

A comparison of model output from wrf_r1 and wrf_r2 highlights the differences on the rainfall band location. Both runs are able to simulate the system and intensity but outputs from R1 (wrf_r1) are mainly located off the coast of Senegal in domains 1, 2 and 3 (not shown). For R2 (wrf_r2) in both domains mainly d02 and d03 the inland position is closer to observed situation.

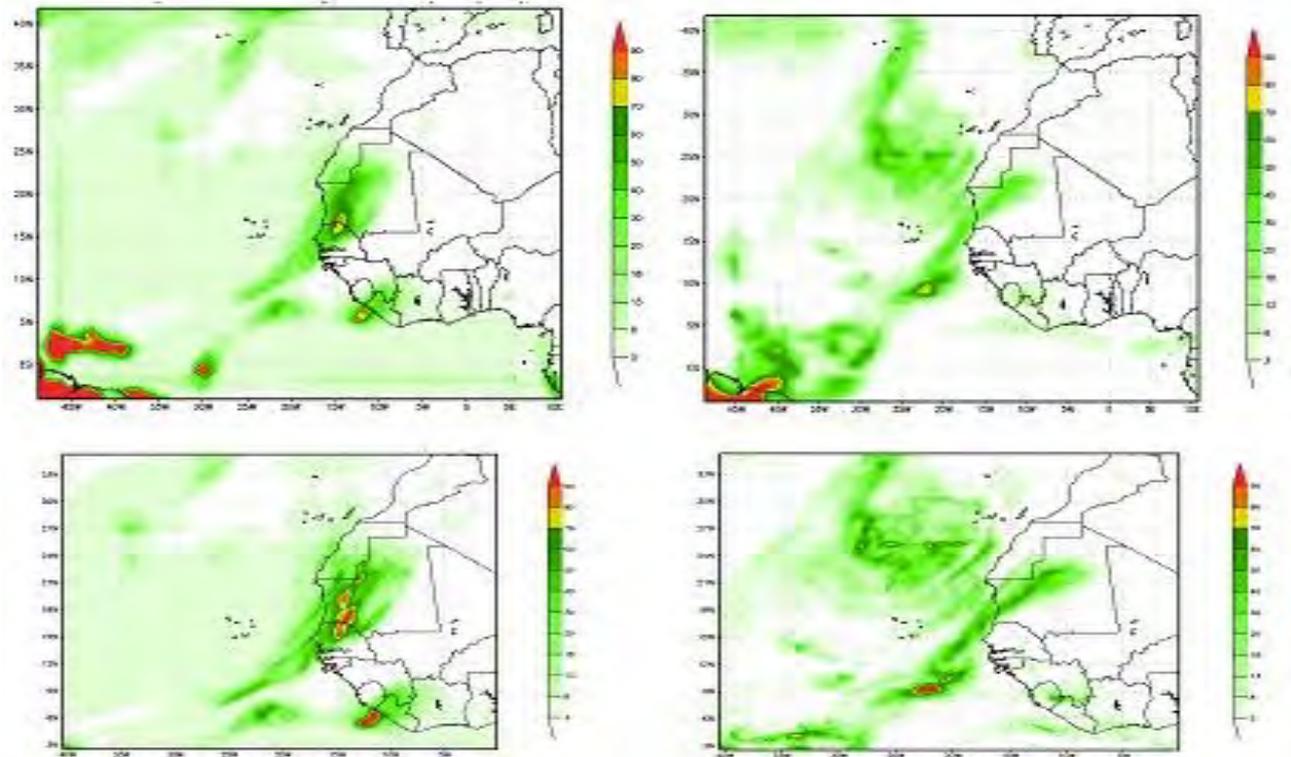


figure 4: Rainfall simulated by wrf_r1 domains 01 and 02 (left panel) and wrf_r2 (right panel) on January 10, 2002.

The Intensity is better simulated in d02 while d03 slightly overestimates it over Mauritania when compared to the satellite estimate datasets ARC2 and TRMM (not shown). A station in northern Senegal Podor recorded more than 100mm in 3 days from the reports from Senegal Met Service (not shown).

In terms of precipitation the system lasted 3 to 4 days with the maximum amount observed on the 10th. The event was combined with a cold wave due to a big drop in surface temperature, almost constant around 18°C contrasting with business-as-usual temperature in this region with a wide diurnal amplitude with a maximum reaching above 35°C in this period of the year. The hazard caused unprecedented environmental damages on agriculture and livestock with a high death toll. Additional indication from the sounding of Dakar (not) shown clearly indicated the sharp change in the troposphere during the event.

Conclusion

Western Africa Sahel, from Cape Verde to Senegal and Mauritania, experience in January 2002 an off-season rain extreme event which cause huge damages to affected countries. The statistics for Senegal are catastrophic demonstrating vulnerability to such events. To better understand the system and prospect predictability we use a modelling approach with the Weather Research and Forecast model WRF ARW force by NCEP reanalysis R1 and R2. A nesting strategy to have high resolution (10km) surrounding the targeted area, the parent domain covering a large area being at 90 km. We showed differences between wrf_r1 and wrf_r2 in reproducing the system 2 to 3 days in advance. In both domains wrf_r1 simulated the event but rainfall band was located mainly off the coast of Senegal, while for wrf_r2 the simulated rainfall is closer to the observed situation over land. The analyse of large scale environment in the troposphere helped understand the role played by the ITCZ through precipitable water (PW) when attracted and/or propagated from southwest to northeast. The study shown that modelling is a forecasting tool which could help for early warning in case of extreme events to mitigate the impacts, mainly on highly vulnerable countries in Sahel region.

Acknowledgement:

We thank the providers of the data used in the work, the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Africa Risk Capacity (ARC2) the National Met Service of Senegal and NCEP reanalysis R1 and R2.

Bibliographie

De Félice P., 1999 : La pluie au Sahel. Ecologie et agronomie appliquée, l'Harmattan, pp 144.

Gaye A. T. and S. Fongang, 1997: Some aspects of interactions between tropical region and temperate zones in northern hemisphere winter season. Proceedings 22nd conference on hurricane and tropical meteorology, 19-23 may 1997, Colorado, **232-233**.

Kalnay, E., 1996: The NCEP/NCAR 40-years Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.

Knippertz, P., and J. E. Martin, 2005: Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa. Quart. J. Royal. Meteor. Soc., **131,2337-2365**.

Meier F. and Knippertz P., 2008: Dynamics and predictability of a heavy dry season precipitation event over West Africa: Sensitivity studies with a global model.

Mon. Wea. Rev., **137,189-206**.

Skamarock W. C. and coauthors, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR technical note **NCAR/TN-475+STR**.

Novella N., and W. Thiaw, 2012: The African Rainfall Climatology Version 2 for Famine Early Warning System", J. Of Appl. Climatology, **52, 588-606**.

VARIABILITÉ DES PRÉCIPITATIONS AU SUD DU BRÉSIL ET SON ASSOCIATION AVEC DIFFÉRENTS TYPES D'EL NIÑO - OSCILLATION AUSTRALE (ENSO)

Gabriela GOUDARD¹, Leila LIMBERGER², Francisco MENDONÇA¹

¹ LABOCLIMA – Laboratoire de Climatologie, Département de Géographie, Université Fédérale du Paraná, Brésil. [gabigoudard.ufpr@gmail.com] ; [chico@ufpr.br].

² Département de Géographie, Université d'Ouest du État du Paraná, Brésil. [leila.limberger@unioeste.br]

Résumé : El Niño – Oscillation Australe (ENSO) jouent un rôle très important sur la variabilité interannuelle au Brésil, notamment sur les régimes de pluie. Cependant, bien que ses effets soient bien connus, il existe des différences significatives dans la variabilité des précipitations lorsque l'on considère ENSO Est (EP) et Central (CP). Ainsi, l'objectif de ce travail est d'analyser la variabilité des précipitations au sud du Brésil associées à différents types d'ENSO. Les résultats indiquent que les ENEP présentent les caractéristiques les plus classiques d'El Niños au sud du Brésil. Ils sont plus forts et ont des anomalies pluviométriques positives plus marquées, tandis que les ENCP présentent des effets différents (plus faibles) et même contraires (anomalies négatives) par rapport aux précipitations.

Mots-Clés : Téléconnexions climatiques ; ENSO Est ; ENSO Central ; *Global Precipitation Climatology Centre*.

Abstract: Precipitation variability in southern Brazil and its association with different types of El Niño - Southern Oscillation (ENSO). El Niño – Southern Oscillation (ENSO) play a very important role on interannual variability in Brazil, especially on rainfall patterns. However, although its effects are well known, there are significant differences in rainfall variability when considering ENSO East (EP) and Central (CP). Thus, the objective of this work is to analyze the variability of precipitation in southern Brazil associated with different types of ENSO. The results indicate that the ENEPs exhibit the most classic characteristics of El Niños in southern Brazil. They are stronger and have more marked positive rainfall anomalies, while ENCPs show different (weaker) and even opposite (negative anomalies) effects with respect to precipitation.

Keywords: Climate teleconnections; ENSO East; ENSO Central; *Global Precipitation Climatology Centre*.

Introduction

El Niño – Oscillation Australe (ENSO) est un mode de variabilité interannuelle couplé océan-atmosphère, marqué par le réchauffement / refroidissement du centre-est du Pacifique. En Amérique du Sud, ces épisodes modifient la circulation atmosphérique, les précipitations, les événements extrêmes, la température de surface, les débits, la production agricole et hydroélectrique (Tedeschi, Grimm et Cavalcanti, 2015).

Au sud du Brésil (Figure 1a), situé dans un climat subtropical (marqué par des régularités dans la distribution des précipitations tout au long de l'année – Figure 1b-e), la plupart des catastrophes naturelles sont liées à des anomalies pluviométriques (positives et négatives). De plus, c'est l'une des régions les plus sensibles à ENSO, lors de la phase chaude (El Niño - EN) les précipitations augmentent, alors que pendant la phase froide (La Niña - LN) les pluies diminuent (Grimm, Ferraz et Gomes, 1998 ; Grimm, 2009).

Cependant, bien que ces dynamiques et leurs effets sur les précipitations soient bien connues, des études récentes ont démontré l'existence des ENSO EP - *Eastern Pacific* (Est / Conventionnel / Canonique), CP - *Central Pacific* (Central / Modoki) et *Mix* (MX), dont les différences se produisent en

fonction de la zone de réchauffement (refroidissement) dans l'océan Pacifique (Ashok *et al.*, 2007; Kao et Yu, 2009; Ashok et Yamagata, 2009 ; Tedeschi, Grimm et Cavalcanti, 2015; 2016; Andreoli *et al.*, 2016; Kayano *et al.*, 2016; Cai *et al.*, 2020). Ces processus se traduisent par divers effets sur la variabilité des précipitations dans la zone d'étude.

Sur la base de ces prémisses, l'objectif de ce travail est d'analyser la variabilité des précipitations au sud du Brésil associées à différents types d'ENSO, visant à démontrer que les événements varient considérablement et que des analyses plus détaillées sont nécessaires pour aider à l'amélioration des prévisions climatiques régionalisées.

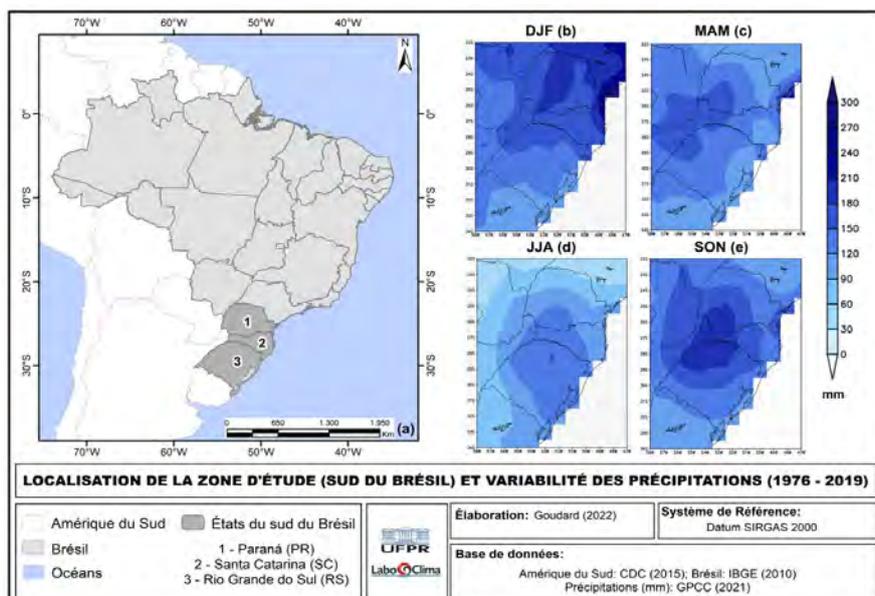


figure 1. Localisation de la zone d'étude (a) et variabilité des précipitations (1976 – 2019): (b) DJF – décembre, janvier et février; (c) MAM – mars, avril et mai ; (d) JJA – juin, juillet et août et (e) SON – septembre, octobre et novembre.

1. Données et méthodes

1.1. Base de données

L'étude utilise des données mensuelles de précipitations du GPCC (*Global Precipitation Climatology Centre*) pour la période de 1976 à 2019. En ce qui concerne les données de température de surface de la mer (TSM), celles-ci ont été obtenues du site de la CDC/NOAA, qui sont le résultat de la version 5 de la réanalyse faite par le NCEP/NCAR (Huang *et al.*, 2017), avec une résolution spatiale de 2 degrés.

1.2. Identification des événements ENSO

La détermination des épisodes ENSO est basée sur la méthode de Trenberth (1997) et sur l'indice ONI (*Oceanic Niño Index*), selon lequel les événements ENSO sont considérés comme étant égaux ou supérieurs à $+0,5^{\circ}\text{C}$ (égaux ou inférieurs à $-0,5^{\circ}\text{C}$) dans la phase chaude (phase froide) pendant au moins six mois. L'intensité était basée sur la GGWS - *Golden Gate Weather Services* (2021), en tenant compte des événements faibles (anomalies TSM de 0,5 à 0,9), modérés (1,0 à 1,4), forts (1,5 à 1,9) et très forts ($\geq 2,0$).

La caractérisation des événements en EP, CP et MX est basée sur les études de Tedeschi, Grimm et Cavalcanti (2015 ; 2016) et Andreoli *et al.* (2016). ENSO Est se produit avec des anomalies de TSM dans la région Niño 3 ($140^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$) et ENSO Central dans la région 4 ($160^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$) – Figure 2, selon la méthodologie appliquée par Tedeschi, Grimm et Cavalcanti (2015 ;

2016). Les ENSO Mix ont également été inclus dans l'analyse, selon les travaux faits par Yu et Kim (2013) et Andreoli *et al.* (2016).

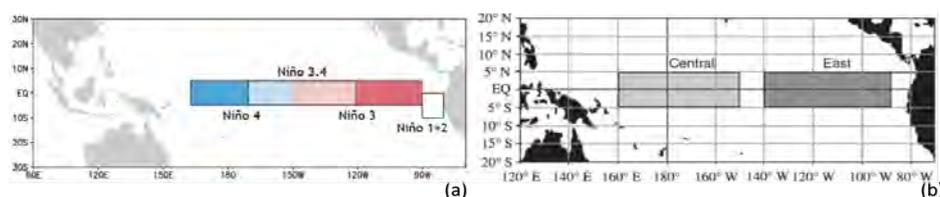


figure 2. Localisation des zones d'ENSO Est (EP) et Central (CP). (a) Régions d'ENSO - NOAA ; (b) Zones d'ENSO EP (Est) et CP (Central) - Tedeschi, Grimm et Cavalcanti (2015).

Le cycle ENSO commence à l'hiver austral (année 0 de l'événement) et se termine à l'automne/hiver austral de l'année suivante (+) (Wolter et Timlin, 2011). De cette façon, l'évolution spatiale mensuelle des anomalies TSM a été analysée au cours de cette période (juin 0 à mai +1) pour la détermination d'ENSO EP, CP et MX (Tableau 1), en tenant compte de la localisation des zones d'ENSO (Figure 2). Ces analyses ont été effectuées avec les données de TSM - version 5 de la réanalyse du NCEP/NCAR.

1.3. Caractérisation de la variabilité pluviométrique associée à ENSO

Pour caractériser la variabilité pluviométrique associée aux différents types d'ENSO, les événements El Niño EP et CP ont été sélectionnés et la composition des anomalies pluviométriques mensuelles ont été analysées de juin (année 0) à mai (année +1) pour les années classées dans les deux typologies. Ces analyses ont été réalisées à l'aide du logiciel GrADS (*Grid Analysis and Display System*).

2. Résultats et discussion

Au cours de la période analysée dans cette étude, 30 événements ENSO ont été identifiés, dont 16 épisodes El Niño (EN) et 14 épisodes La Niña (LN) avec différents types (EP – Est / Conventionnel / Canonique ; CP – Central/Modoki et MX - Mix) et intensités (faible, modérée, forte, très forte) - Tableau 1.

Tableau 1. Événements ENSO : types et intensité (1976 - 2019).

El Niño (EN)	Type	Intensité	La Niña (LN)	Type	Intensité
1976 – 1977	EP	Faible	1975 - 1976	CP	Forte
1977 – 1978	CP	Faible	1983 - 1984	MX	Faible
1979 - 1980	MX	Faible	1984 - 1985	MX	Faible
1982 - 1983	EP	Très forte	1988 – 1989	CP	Forte
1986 - 1987	MX	Moderée	1995 - 1996	EP	Moderée
1987 - 1988	MX	Forte	1998 – 1999	CP	Forte
1991 - 1992	CP	Forte	1999 – 2000	MX	Forte
1994 - 1995	CP	Moderée	2000 – 2001	CP	Faible
1997 - 1998	EP	Très forte	2005 - 2006	EP	Faible
2002 - 2003	CP	Moderée	2007 - 2008	EP	Forte
2004 - 2005	CP	Faible	2008 - 2009	CP	Faible
2006 - 2007	MX	Faible	2010 - 2011	MX	Forte
2009 - 2010	CP	Moderée	2011 - 2012	MX	Moderée
2014 - 2015	MX	Faible	2017 - 2018	EP	Faible

2015 - 2016	EP	Très forte			
2018 - 2019	MX	Faible			

Élaboration : Goudard (2022).

Parmi ces événements (Tableau 1), 8 étaient EP, où l'anomalie TSM maximale se produit dans la région équatoriale du Pacifique Est (Région 3) ; 11 CP, où le maximum d'anomalie TSM se produit dans le Pacifique central (Région 4) ; et 11 MX, marqué par la combinaison EP et CP tout au long de l'évolution spatio-temporelle de l'événement. Il est à noter que dans cette étude, seul El Niños (phase chaude) EP et CP sont analysés par rapport à la variabilité des précipitations au sud du Brésil.

Concernant les anomalies pluviométriques mensuelles (Figure 3) associées aux événements ENEP (1976-1977 ; 1982-1983 ; 1997-1998 et 2015-2016), on peut noter que pratiquement tous les mois de juin (0) - (Figure 3b) à mai (+1) - (Figure 3m) présentent des anomalies positives (10 mm à plus de 60 mm par mois), à l'exception de septembre (0) (Figure 3e), au cours duquel des anomalies négatives (-10 à -60 mm) sont observées dans l'est du Paraná (PR) et à Santa Catarina (SC), ainsi que dans de grandes parties de Rio Grande do Sul (RS). Les mois de juillet (0) - (Figure 3c), janvier (+1) - (Figure 3i) et mai (+1) - (Figure 3m) présentent également des anomalies négatives dans la zone d'étude, respectivement au sud-ouest du RS, au nord-est du PR et au sud du RS.

Ces processus reflètent les conditions les plus fréquentes des événements ENEP, avec une augmentation des précipitations dans le sud du Brésil, en particulier au printemps (SON) et en été (DJF), selon Grimm (2009) et Tedeschi, Grimm et Cavalcanti (2015 ; 2016). De plus, les précipitations les plus importantes en JJA (0), SON(0) et MAM(+) en ENEP résultent d'un courant jet de bas niveau plus fort, transportant plus d'humidité vers les régions subtropicales d'Amérique du Sud (Tedeschi, Grimm et Cavalcanti, 2015, 2016 ; Cai *et al.*, 2020).

D'après Tedeschi, Cavalcanti et Grimm (2013), Kayano *et al.* (2016) et Andreoli *et al.* (2016) la structure dipolaire typique des événements ENSO, avec une diminution de précipitations dans le nord de l'Amérique du Sud et un excès dans le sud-est, est plus accentué pour l'ENEP que pour l'ENCP. Cette dynamique découle également d'un modèle PSA (Pacifique-Amérique du Sud) plus fort dans l'ENEP (Cai *et al.*, 2020).

En revanche, les ENCP (1977 – 1978 ; 1991-1992 ; 1994-1995 ; 2002-2003 ; 2004-2005 et 2009-2010) ont des anomalies TSM moins intenses (Figure 4a) par rapport à EP (Figure 3a) et ne sont pas marqués par des anomalies de précipitations positives homogènes dans toute la zone d'étude (Figure 4).

Les augmentations les plus importantes de précipitations associées à l'ENCP ne se vérifient qu'aux mois de novembre (0) – (Figure 4g) et décembre (0) – (Figure 4h) dans le sud du Brésil, se concentrant à l'ouest et au sud-ouest de la zone d'étude. Les mois de juillet (0) – Figure 4c et d'octobre (0) – Figure 4f montrent également une augmentation des précipitations, surtout au RS (sud de la zone d'étude). Les autres mois les anomalies positives sont ponctuelles, comme en juin (0) – Figure 4b, août (0) – Figure 4d, janvier (+1) – Figure 4i, février (+1) – Figure 4j, mars (+1) – Figure 4k et mai (+1) – Figure 4m.

Ainsi, pendant de nombreux mois, il y a des anomalies de précipitations négatives pour les ENCP, ce qui n'est pas prévu dans les conditions ENSO lorsque leurs typologies (EP, CP e MX) ne sont pas prises en compte.

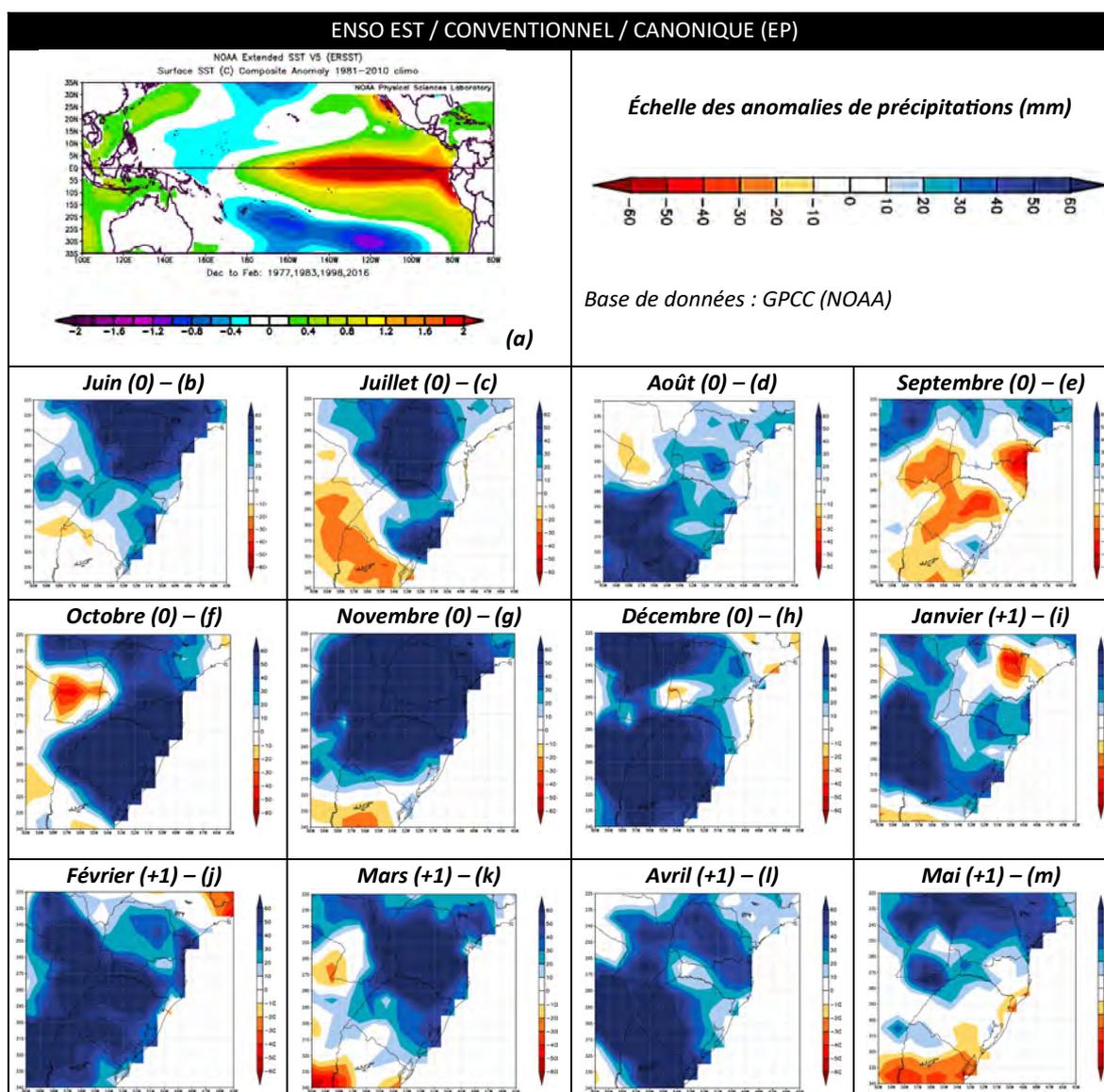


figure 3. Composition des anomalies TSM (DJF) et des anomalies de précipitations mensuelles pour les ENEP (a) - anomalies TSM pour les mois DJF des événements ENEP ; anomalies des précipitations en (b) juin (0), (c) juillet (0), (d) août (0), (e) septembre (0), (f) octobre (0), (g) novembre (0), (h) décembre (0), (i) janvier (+1), (j) février (+1), (k) mars (+1), (l) avril (+1) et (m) mai (+1). Élaboration : Goudard (2022).

Les analyses développées dans cette étude et les travaux de Tedeschi, Grimm et Cavalcanti (2015, 2016) et Cai *et al.* (2020) démontrent que les composés de précipitation pour les deux types d'ENSO présentent des schémas similaires avec des différences d'intensité pour SON (0) – Figure 3 (e,f,g) et Figure 4 (e,f,g), mais en DJF il y a une augmentation des précipitations dans l'ENEP et une diminution de l'ENCP dans le sud du Brésil - Figure 3 –(h,i,j) et Figure 4 (h,i,j). En MAM (+) il y a des augmentations (diminutions) des précipitations dans l'ENEP (ENCP), qui s'expliquent par l'intensification (affaiblissement) des jets de bas niveau - Figure 3 (k,l,m) et Figure 4 (k,l,m).

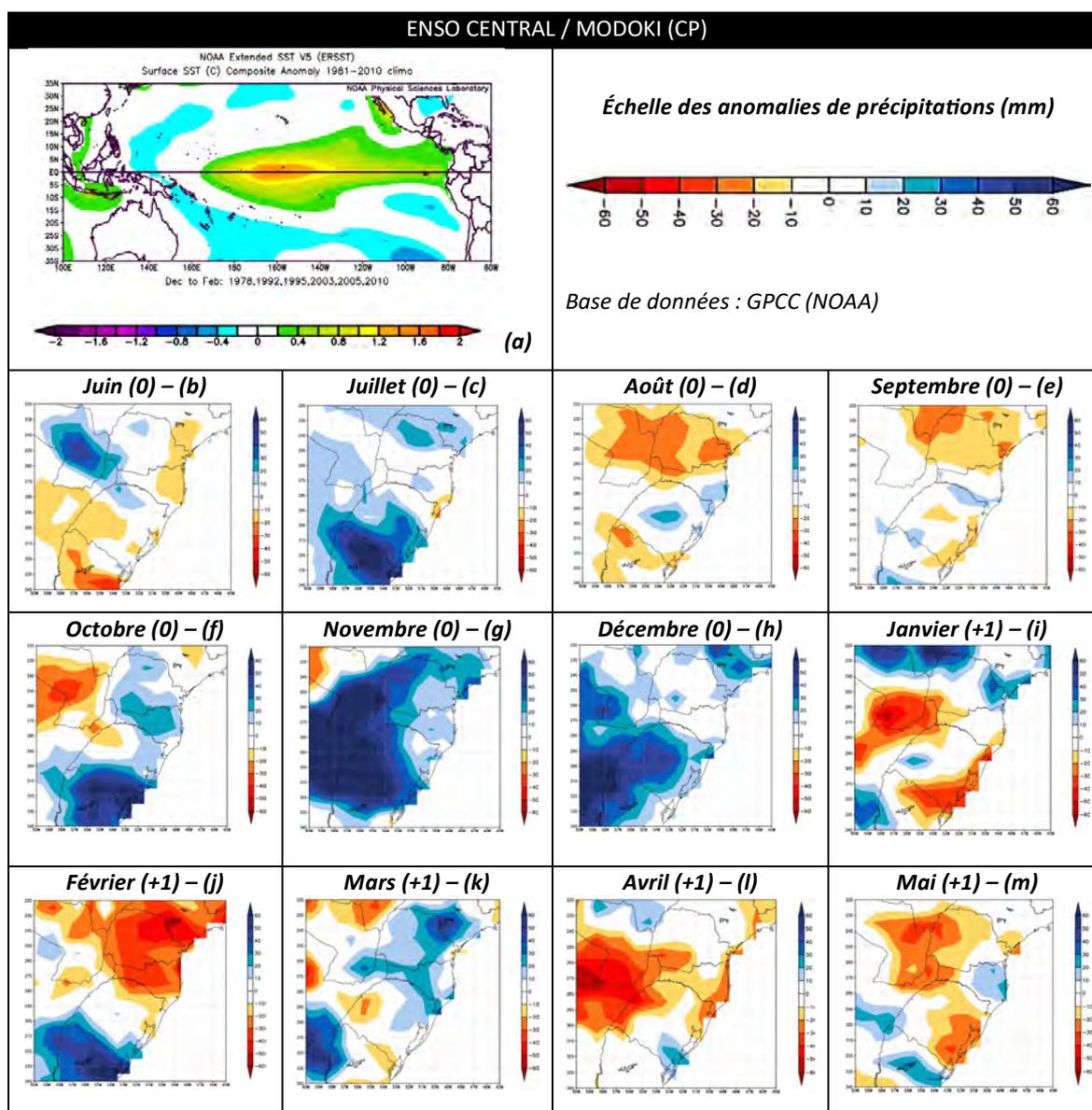


figure 4. Composition des anomalies TSM (DJF) et des anomalies de précipitations mensuelles pour les ENCP. (a) - anomalies TSM pour les mois de DJF des événements ENCP ; anomalies des précipitations en (b) juin (0), (c) juillet (0), (d) août (0), (e) septembre (0), (f) octobre (0), (g) novembre (0), (h) décembre (0), (i) janvier (+1), (j) février (+1), (k) mars (+1), (l) avril (+1) et (m) mai (+1). Élaboration : Goudard (2022).

En général, la différence dans la localisation des anomalies maximales de TSM et leurs impacts sur les précipitations sont attribués à un déplacement des schémas de circulation atmosphérique à grande échelle : la cellule de Walker sous les tropiques, les ondes de Rossby dans la région extratropicale et aussi de la circulation des courants jets de bas et haut niveaux. Ces processus modifient, par conséquent, le flux d'humidité et les anomalies des précipitations dans la zone d'étude.

Conclusion

Le présent travail a permis de vérifier la variabilité des précipitations dans le sud du Brésil associée à différents types d'ENSO. Au sud du Brésil, en toutes saisons, les anomalies de précipitations sont plus fortes pour ENEP par rapport à ENCP. Les ENCP sont plus faibles en termes d'anomalies de TSM et ne montrent que des augmentations de précipitation pour la période de SON

dans le sud du Brésil. Ces résultats corroborent les analyses de Tedeschi, Grimm et Cavalcanti (2015 ; 2016) et Cai et al. (2020) pour l'Amérique du Sud.

Les résultats obtenus renforcent la nécessité d'analyser ENSO selon leurs typologies (EP, CP et MX), et non seulement se limiter à considérer les phases chaudes et froides du phénomène. Ces processus sont fondamentaux pour améliorer les prévisions climatiques aux échelles régionales et pour apporter de meilleures réponses en termes de mesures d'adaptation de la société.

Remerciements : CAPES (Coordination de l'amélioration du personnel de niveau supérieur - 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), **37**. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.4783>.

Ashok, K.; Behera, S.K, Rao, S.A, Weng, H.Y.; Yamagata, T. 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*, **112**: C11007.

Ashok, K.; Yamagata, T. 2009: The El Niño with a difference. *Nature*, **461**, n. 7263, p. 481-484.

Cai, W. *et al.* 2020: Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, **1(4)**, p. 215-231.

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*, **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.

GGWS. 2021: El Niño and La Niña Years and Intensities. <https://ggweather.com/enso/oni.htm>

Huang, B., Peter W. Thorne, *et al.* 2017: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*. **30**. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1

Kao Hy, Yu J-Y. 2009: Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, **22**, p. 615-632.

Kayano, M. T. et al. 2016: El Niño e La Niña dos últimos 30 anos: diferentes tipos. *Revista Climanalise*. Edição Comemorativa, **30**. p. 7-12.

Tedeschi, R.G, Cavalcanti, I.F.A, Grimm, A.M. 2013: Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*. **33**: 1382-1400, doi: 10.1002/joc.3519.

Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., & Cavalcanti, I. F. A. 2015: Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. *International Journal of Climatology*, **35(8)**, 2045-2064. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4106>.

Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., & Cavalcanti, I. F. A. 2016: Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. *International Journal of Climatology*, **36(15)**, 4797-4814. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4670>.

Trenberth K.E. 1997: The definition of El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **78**: 2771–2777.

Wolter K, Timlin M.S. 2011: El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *International Journal of Climatology*. **31**: 1074–1087.

YU J-Y, KIM ST. 2013: IDENTIFYING THE TYPES OF MAJOR EL NIÑO EVENTS SINCE 1870. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*. **33**: 2105-2112, DOI: 10.1002/JOC.3575.

ÉVALUATION DU MODÈLE AROME POUR APPRÉHENDER L'ÉVOLUTION PASSÉE ET FUTURE DU CLIMAT DANS LES ALPES FRANÇAISES

Diego MONTEIRO¹, Cécile CAILLAUD², Raphaëlle SAMACOITS³, Matthieu LAFAYSSE¹, Samuel MORIN^{1,2}

¹ Univ. Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, CNRM, Centres d'Etudes de la Neige, 38000 Grenoble, France (diego.monteiro@meteo.fr)

² CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France,

³ Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, Toulouse, France,

Résumé : L'évaluation de simulations climatiques utilisant le modèle non-hydrostatique AROME sur le domaine alpin est une approche nouvelle permise par les récentes simulations lancées au CNRM dans le cadre de l'exercice Flagship Pilot Study "Convection" du programme EUROCORDEX.

Cette étude analyse les caractéristiques en moyenne annuelle à l'échelle de l'ensemble des Alpes françaises de 4 variables (la température de l'air à 2m, les précipitations totales, la fraction solide des précipitations et l'épaisseur de neige) issues des simulations AROME modélisant l'évolution passée et future du climat.

La comparaison des sorties AROME en climat passé avec la réanalyse S2M (SAFRAN – SURFEX/ISBA-Crocus - MEPRA) et le modèle de climat régional ALADIN met en avant des caractéristiques que l'on retrouve lors de la comparaison en climat futur. Il s'agit notamment d'un écart froid s'accroissant avec l'altitude, ainsi que l'accumulation excessive de neige au sol. Néanmoins, la meilleure représentation de la topographie et la résolution explicite de la convection profonde semble permettre à AROME de simuler des cumuls de précipitations (totaux et neigeux) et des champs de températures à 2m plus réalistes que le modèle de climat régional ALADIN. Cette étude prépare l'utilisation croissante de modèles de climat à haute résolution pour soutenir le progrès des connaissances et de leur application notamment en matière d'adaptation au changement climatique.

Mots-Clés : CP-RCM, Montagne, Changement climatique, AROME, Neige.

Introduction

Les socio-écosystèmes de montagne sont soumis à de fortes pressions dans le contexte imposé par le changement climatique. Depuis plusieurs années, un nombre croissant d'acteurs régionaux sollicitent la communauté scientifique sur des questionnements relatifs à l'évolution future du manteau neigeux (stations de sports d'hivers, ressources en eaux, devenir des glaciers, avalanches...).

L'occurrence et l'intensité futures des phénomènes extrêmes (vagues de chaleurs, précipitations intenses, orages violents...) pouvant directement porter atteinte à la sécurité des personnes et des biens constituent également une source d'incertitude qu'il devient impératif de qualifier et quantifier en utilisant des outils de modélisations spécifiques (modèles d'impacts) afin de pouvoir mettre en place des mesures d'adaptation efficaces pour prévenir et limiter l'accroissement de l'ampleur des catastrophes à venir (Hock et al., 2019).

Dans ce cadre, la production et l'évaluation de simulations climatiques à fine échelle constituent le socle élémentaire indispensable pour alimenter les modèles d'impacts précisant les évolutions passées et futures du changement climatique.

À l'heure actuelle, les modèles de climat régionaux (RCM) à 12km de résolution au mieux, utilisés par la communauté internationale (EUROCORDEX) sont limités pour qualifier précisément l'évolution des phénomènes météorologiques porteurs d'enjeux en montagnes.

La principale stratégie pour la production de données et d'information climatique mise en place sur le domaine des Alpes françaises repose sur la descente d'échelle statistique assurée par la méthode ADAMONT, qui utilise la réanalyse SAFRAN-Crocus (S2M) comme base d'observation pour l'ajustement (Samacoïts et al., 2022).

Il existe néanmoins d'autres stratégies s'appuyant notamment sur une descente d'échelle dynamique, qui permet de résoudre explicitement les phénomènes de plus fines échelles, et dont la plus-value sur les régions de montagne a déjà pu être démontrée dans certains cas (Prein et al., 2013). De plus l'utilisation des CP-RCMs (Convection Permitting-RCM) pour l'étude du climat profite d'un élan de la communauté scientifique à l'échelle internationale offrant de belles perspectives dans le domaine (TEAMx, Flagship Pilot Study "Convection" d'EUROCORDEX Coppola et al., (2020).

La présente étude évalue les caractéristiques régionales (moyenne spatiale dans les Alpes françaises) en moyenne annuelle sur une large gamme d'altitudes de simulations AROME récemment produites par le CNRM en climat passé et futur. L'étude porte sur 4 variables : la température à 2 mètres, les cumuls de précipitations, la fraction solide des précipitations ainsi que l'épaisseur de neige.

Les simulations AROME ont dans un premier temps été comparées en climat passé aux simulations ALADIN brutes et à la réanalyse S2M, considérée comme référence d'observation.

Les résultats des projections climatiques suivant le RCP8.5 d'AROME ont ensuite été comparées aux projections climatiques d'ALADIN et d'ADAMONT permettant une comparaison des deux types de descente d'échelle sur la base du même couple GCM/RCM.

1. Données et Méthodes

1.1. Implémentation des simulations

La Figure 1 présente l'ensemble des jeux de données utilisées et indique pour chacun d'entre eux la période couverte.

Dans cette étude, le modèle ALADIN et AROME sont utilisés dans deux configurations d'alimentation de grande échelle différentes : la réanalyse ERA-interim et le modèle de circulation générale CNRM-CM5.

La réanalyse ERA-Interim utilisée pour forcer ALADIN chaque 6h permet d'imposer des conditions aux limites du domaine conformes à la chronologie passée des événements météorologiques, pour la période 1982-2012. Dans cette configuration, ALADIN est utilisé comme modèle intermédiaire en transmettant chaque heure les conditions aux limites nécessaires dans la descente d'échelle dynamique assurée par AROME sur la même période ainsi que comme base pour l'ajustement statistique ADAMONT (Samacoïts et al., 2022). C'est sur cette période qu'est effectuée la comparaison des simulations AROME et de la réanalyse S2M.

Le modèle de climat planétaire CNRM-CM5 est utilisé comme forçage du modèle ALADIN pour simuler le climat passé sur la période 1951-2005 ainsi que le climat futur sur la période 2006-2100. De la même façon que pour la période d'évaluation, ALADIN est utilisé comme entrée de la descente d'échelle dynamique AROME et statistique via la méthode ADAMONT. Trois périodes de 10 ans ont été simulées sur la base de la configuration CNRM-CM5/ALADIN/AROME : 1996-2005 (période historique), 2041-2050 (milieu de siècle), et 2090-2099 (fin de siècle). Les projections climatiques ont été réalisées sur la base du scénario de concentrations de gaz à effet de serre RCP8.5, correspondant à de fortes émissions tout au long du 21ème siècle.

Ce cadre de simulation à haute-résolution correspond aux choix effectués dans le cadre de programmes internationaux de réalisation de simulations climatiques, notamment l'exercice Flagship Pilot Study "Convection" d'EUROCORDEX.

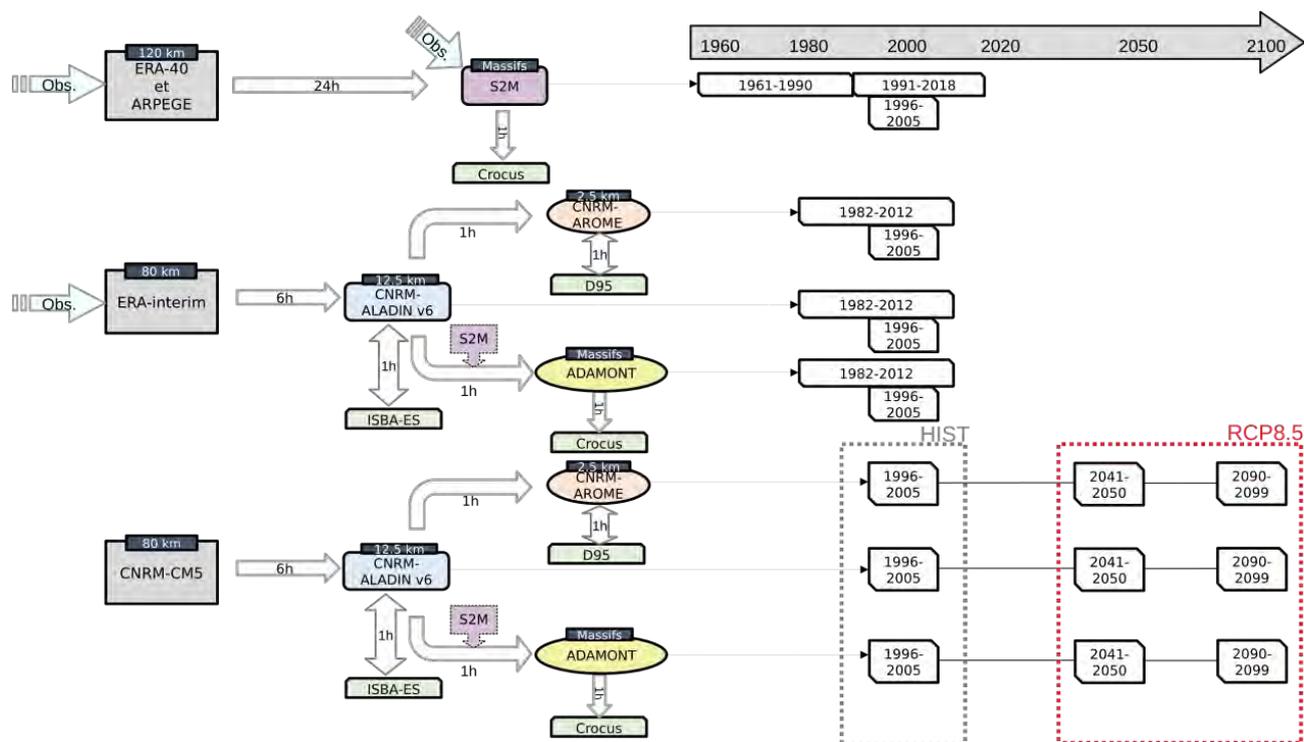


figure 1. Illustration des différents jeux de données utilisés dans cette étude et leurs compositions. En gris, les réanalyses ou modèles planétaires (GCMs), en bleu, les modèles régionaux (RCMs) forcés par les modèles planétaires, en orange, les modèles régionaux à plus haute résolution (descente d'échelle ou statistique) puis en vert, les modèles de neige donnant accès aux variables d'enneigement. Les flèches larges partent des modèles servant à forcer les modèles régionaux, avec leurs fréquences de forçage indiqués en heures. Les doubles flèches larges indiquent la présence d'un couplage entre deux composants. Les flèches fines pointent vers les périodes pour lesquelles les jeux de données sont exploités dans ce rapport.

1.2. Agrégation des simulations AROME et ALADIN sur les massifs S2M

Afin de comparer les simulations AROME et ALADIN à la réanalyse SAFRAN-Crocus (S2M) et aux sorties ADAMONT, les données des simulations ont été regroupées par tranche de 300m d'altitude et par massifs (23 massifs pour les Alpes françaises, voir figure 2. L'étude porte sur la gamme d'altitude allant de 900m à 2700m.

Malgré la dégradation de la richesse de la résolution des simulations AROME induite par cette méthode, c'est la seule qui permette de les confronter sur le domaine des Alpes françaises à un produit de réanalyse finement résolu en altitude.

2. Résultats

L'ensemble des graphes de cet article sont des profils altitudinaux, réalisés à l'échelle des Alpes françaises, moyennés en temps sur l'ensemble de la période indiquée. Pour toutes les variables, il s'agit de moyennes ou cumuls annuels. L'épaisseur de neige est exprimée en moyenne sur la période allant de novembre à avril.

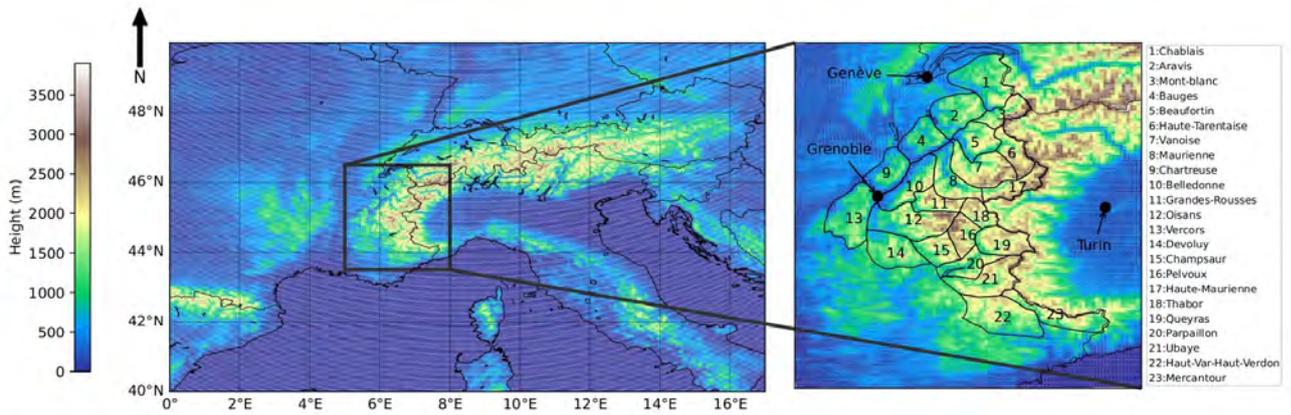


figure 2. Domaine géographique de l'étude. A gauche, la topographie AROME sur le domaine ALP-3. A droite, un zoom sur la topographie AROME couvrant les Alpes françaises, sur laquelle les contours des massifs S2M sont superposés.

2.1. Évaluation d'AROME et ALADIN en climat passé

La figure 3 montre les profils altitudinaux, en moyenne sur la période 1982-2012 pour les simulations ERAi/ALADIN/AROME (AROME), ERAi/ALADIN, ainsi que la réanalyse S2M.

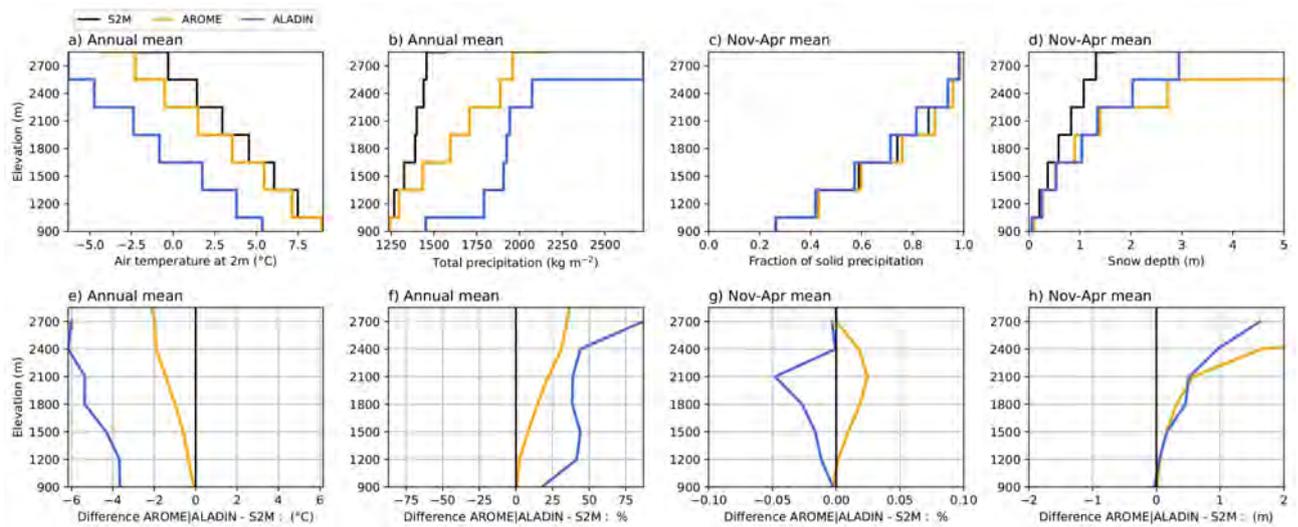


figure 3. Profils altitudinaux des valeurs moyennes annuelles ou hivernales sur la période 1982-2012, pour 4 variables : a) la température à 2m, b) les précipitations totales, c) la fraction solide des précipitations, et d) l'épaisseur de neige. Sur la deuxième ligne, (Figure e,f,g,h)), les différences respectives entre les jeux de données, AROME - S2M (en orange) et ALADIN - S2M (en bleu).

Les simulations AROME et ALADIN fournissent des températures plus basses que S2M sur toute la gamme des altitudes représentées. Cet écart qui augmente avec l'altitude est sensiblement plus élevé entre ALADIN et S2M, il est de -4°C à 900m, tandis qu'il est nul dans AROME, et atteint -6°C à 2700m, seulement -2°C avec AROME.

Les précipitations sont plus abondantes dans les simulations AROME et ALADIN que dans S2M. L'écart des cumuls annuels moyens entre AROME et S2M s'accroît de façon linéaire avec l'altitude, et sont jusque 40% plus élevés à 2700m. ALADIN produit des cumuls encore plus élevés qu'AROME, pouvant aller jusque 85% des cumuls S2M à 2700m.

L'observation de la fraction solide des précipitations ne présente que de faible écart entre les

données AROME, ALADIN et S2M, positif pour l'ensemble des altitudes pour AROME, négatif pour ALADIN.

Concernant les épaisseurs de neige, les deux modèles simulent un manteau neigeux plus épais quelle que soit l'altitude considérée, en présentant de nouveau un gradient altitudinal marqué. Notons que les hauteurs de neige simulées par le modèle de neige AROME présentent des valeurs anormalement hautes pour les altitudes supérieures à 2400m.

2.1. Projections climatiques

La figure 4 représente les différences entre les moyennes des périodes 2090-2099 et 1996-2005 pour chacun des jeux de données, permettant de quantifier les signaux du changement climatique simulés par les deux types de descente d'échelle, et ceux du RCM dont ils sont issus. Cette figure montre également la différence entre AROME ou ALADIN et S2M pour la période 1996-2005.

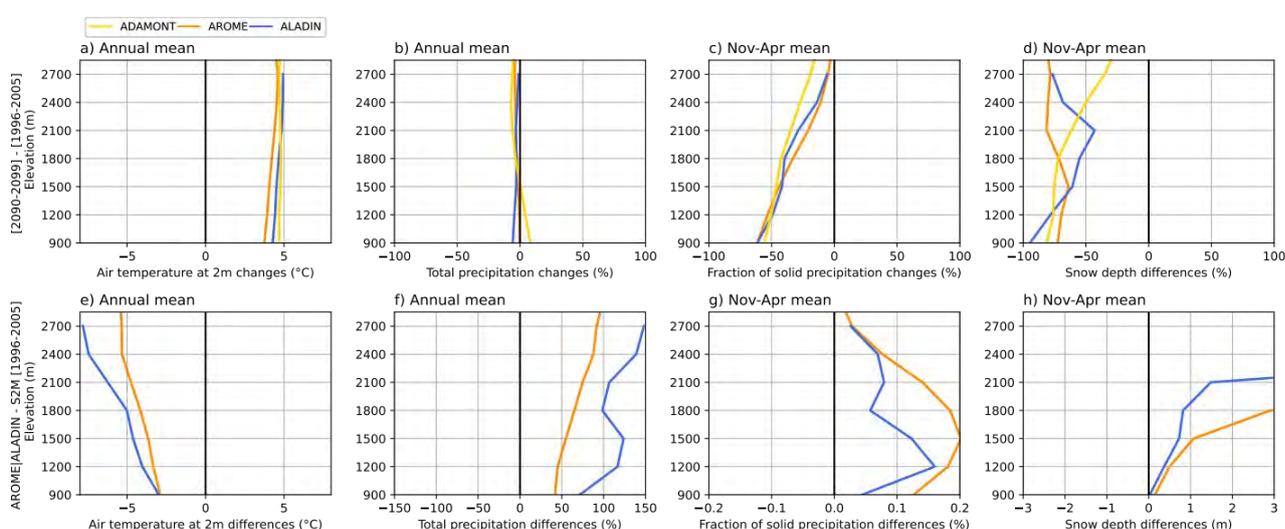


figure 4. Profils altitudinaux, pour 4 variables : a) la température à 2m, b) les précipitations totales, c) la fraction solide des précipitations, et d) l'épaisseur de neige. La première ligne correspond à la différence entre les moyennes des périodes fin de siècle (2090-2099) et début de siècle (1996-2005), pour les données AROME en orange, ADAMONT en jaune et ALADIN en bleu. Sur la deuxième ligne, (Figure e,f,g,h)), les différences respectives entre les jeux de données, AROME - S2M (en orange) et ALADIN - S2M (en bleu), pour la période 1996-2005.

Dans les simulations ADAMONT, les signaux de températures Figure 4.a présentent de faibles variations altitudinales sur la plage d'altitude représentée avec un réchauffement en 2100 de l'ordre de 5°C, tandis qu'AROME et ALADIN simule un réchauffement légèrement moins fort à 900m s'accroissant en l'altitude, augmentant d'un peu plus de 0.5°C entre 900m et 2700m.

Concernant les précipitations, les différences entre début et fin de siècle Figure 4.b sont très faibles pour les trois simulations, des signaux plus marqués sont retrouvés sur les valeurs saisonnières (non montrés ici). La figure 4.b montre une diminution relative de la fraction solide des précipitations quelle que soit l'altitude et des tendances similaires pour les trois simulations. L'écart relatif est plus marqué en basse altitude (50% de 900m à 1500m), puis diminue en altitude jusque 20% à 2700m. Les signaux sur les épaisseurs de neiges sont difficilement exploitables en ce qui concerne les simulations AROME et ALADIN qui accumulent de trop grandes quantités de neiges. Sur la figure 4.h, une accumulation de plusieurs mètres de neige est présente, dès 1800m pour AROME, 2100m pour ALADIN.

Cette accumulation de neige bien plus importante lors du forçage par CNRM-CM5 (Figure 4.h) que par ERAi (figure 3.h) est à relier à une exacerbation générale des écarts entre S2M et les deux modèles pour l'ensemble des variables analysées: un écart froid plus important (Figure 4.a), une plus grande quantité de précipitations (Figure 4.b) et une plus grande proportion de précipitation neigeuse (Figure 4.c). C'est un axe important de travail futur en vue d'améliorer le fonctionnement et l'exploitation d'AROME, tant pour son utilisation comme modèle de climat que pour son usage en prévision numérique du temps.

Discussion et conclusions

L'étude comparative des simulations AROME forcées par la réanalyse ERA-interim avec la réanalyse S2M et le RCM ALADIN met en évidence certains avantages à l'utilisation d'AROME par rapport à ALADIN. Il s'agit d'un biais froid bien moins marqué que pour ALADIN ainsi que des valeurs de cumuls de précipitations plus proches de la référence.

Les cumuls de précipitations et la phase solide des précipitations plus élevés simulés par AROME par rapport à S2M en climat passé constituent probablement une plus-value intéressante inhérente à l'utilisation des simulations climatiques régionales permettant la convection profonde (CP-RCMs). D'après Vionnet et al., (2019), la fiabilité de la réanalyse SAFRAN sur les précipitations est fortement dégradée en altitude par le manque d'observation, et la défaillance des instruments de mesure dans certaines conditions météorologiques. Bien qu'il soit difficile d'évaluer la qualité des cumuls simulés par AROME à cause du manque d'observations fiables en altitude, il est possible que les précipitations d'AROME à haute altitude soient plus réalistes que celles de la réanalyse S2M.

Néanmoins, certains obstacles persistent à l'utilisation d'AROME, il s'agit notamment d'un biais froid de forte amplitude, bien que moindre que ce lui présent dans les simulations utilisant ALADIN.

Ce biais froid se retrouve sur plusieurs études antérieures, et ne semble pas pouvoir être attribué à un manque de résolution (résolution horizontale) sur les régions de montagnes. Les différentes investigations (Arnould et al., 2021) s'accordent plutôt sur une origine physique internes au modèle, principalement relié à la représentation des interactions surface-atmosphère (justesse du bilan radiatif lié au schéma de microphysique des nuages, défauts du modèle de neige, problème de représentation de la turbulence en conditions stables...).

Ce biais froid peut également être relié aux problèmes d'accumulations de neige. En effet les défauts permettant d'expliquer le biais froid vont également dans le sens d'une sous-estimation des processus de fonte de la neige, et la mise en place de boucles de rétroactions positives entre ce biais froid et l'accumulation erronée de neige sont fortement suspectées, d'autant que leurs installation est facilitée par des cumuls neigeux plus importants dans les simulations AROME.

Ces comportements sont visibles voire amplifiés en projection climatique. Cette amplification peut être due à des caractéristiques intrinsèques d'AROME atténuées sur la période d'évaluation par le forçage d'ERAi, par des caractéristiques froides et humides héritées du modèle CNRM-CM5. De plus amples études pourraient être effectués afin d'identifier précisément l'origine des biais du modèle et de pouvoir proposer des stratégies pour s'en affranchir.

Les défauts analysés ci-dessus limitent la possibilité d'utilisation d'AROME pour analyser directement l'impact du changement climatique dans les Alpes en l'état actuel. Toutefois, ce travail a permis de révéler l'exacerbation des comportements identifiés par des études en prévision numérique du temps (PNT) sur de plus courtes périodes de simulations, montrant l'intérêt d'utiliser des outils de modélisations communs pour des études PNT et climat (Arnould et al., 2021). L'usage de ce type de modèle est particulièrement attendu pour ce qui concerne l'étude des phénomènes intenses voire extrêmes.

Malgré les améliorations évidentes que peuvent apporter l'utilisation de CP-RCM pour décrire le changement climatique futur, les différences observées entre descente d'échelle dynamique et statistique concernant les signaux du changement climatique restent difficiles à évaluer, tant par le

manque de bases d'observations robustes finement résolues que par le manque d'une estimation robuste des incertitudes. La réelle plus-value des CP-RCM pourra être effective lorsqu'il sera notamment possible de quantifier plus précisément par des études multi-modèles l'origine de leurs incertitudes, ce qui est possible de façon croissante dans le cadre d'études internationales coordonnées (Flagship Pilot Study « Convection » EURO-CORDEX, voir Coppola et al., 2020).

Bibliographie

- Coppola E, Sobolowski S, Pichelli E, Raffaele F, Ahrens B, Anders I, Ban N, Bastin S, Belda M, Belusic D, et al., 2020 : A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean. *Climate Dynamics* **55**(1) :3–34
- Hock R, Rasul R, Adler C, Cáceres B, Gruber S, Hirabayashi Y, Jackson M, Kääb A, Kang S, Kutuzov S, Milner A, Molau U, Morin S, Orlove B, Steltzer H., 2019 : High Mountain Areas. In : Pörtner HO, Roberts D, Masson-Delmotte V, Zhai P, Tignor M, Poloczanska E, Mintenbeck K, Alegría A, Nicolai M, Okem A, Petzold J, Rama B, Weyer N (eds) IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, pp131–202
- Prein A, Gobiet A, Suklitsch M, Truhetz H, Awan N, Keuler K, Georgievski G., 2013 : Add edvalue of convection permitting seasonalsimulations. *Climate Dynamics* **41**(9-10):2 655–2677
- Arnould, Gabriel ; Dombrowski-Etchevers, Ingrid ; Gouttevin, Isabelle ; Seity, Yann., 2021 : Améliorer la prévision de température en montagne par des descentes d'échelle. *La Météorologie*, **115**, 37-44.
- Samacoïts, Raphaëlle, Samuel Morin, Jean-Michel Soubeyroux, Matthieu Lafaysse, Carlo Carmagnola, Hugues François, Projections climatiques et conditions d'enneigement dans les massifs montagneux français, Colloque 2022 de l'Association Internationale de Climatologie, Toulouse, 2022.
- Vionnet V, Six D, Auger L, Dumont M, Lafaysse M, Quéno L, Réveillet M, Dombrowski Etchevers I, Thibert E, Vincent C., 2019 : Sub-kilometer precipitation datasets for snowpack and glacier modeling in alpine terrain. *Frontiers in Earth Science* **7** :182

LA VIGNE EN BRETAGNE SOUS OBSERVATION CLIMATIQUE

Valérie Bonnardot¹, Jeanne Thibault², Théo Petitjean¹, Cyril Tissot² et Hervé Quénol¹

¹ LETG-Rennes UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, Place du recteur Henri Le Moal, 35043, Rennes, France valerie.bonnardot@univ-rennes2.fr; herve.quenol@univ-rennes2.fr; theo.petitjean@univ-rennes2.fr

² LETG-Brest UMR 6554 CNRS, Université Bretagne occidentale, IUEM, Rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France. cyril.tissot@univ-brest.fr; jeanne.thibault@univ-brest.fr

Résumé : Les superficies en vigne se multiplient en Bretagne en raison d'un changement de législation sur les droits de plantation intervenu en 2016 et de l'augmentation des températures qui s'avère bénéfique pour le développement de la viticulture dans la région. Afin d'étudier le climat à l'échelle locale des parcelles, ainsi que la réponse de la vigne aux conditions climatiques locales et à la variabilité interannuelle du climat, un réseau de stations météorologiques a été installé dans des parcelles de vigne depuis 2018. Le but est ici de présenter le réseau ainsi que les résultats des premières données acquises sur la période 2018-2021 dans le contexte climatique régional.

Mots clés : mesures climatiques, réseau stations météorologiques, vigne, Bretagne

Abstract: Vineyards in Brittany under climatic observation. The areas under vines are increasing in Brittany due to a change in legislation of the vine planting rights in 2016 and the increase in temperature that turns beneficial for the development of viticulture in the region. In order to study the climate at the local scale of the plots as well as the response of the various grapevines to the local climatic conditions and interannual variability of the climate, a network of weather stations has been developed in vine plots. The aim of this paper is to present the network as well as the results of the first data originating from this network over the period 2018-2021 within the regional climate context.

Keywords: climate measurements, weather station network, vineyard, Brittany

Introduction

En Bretagne, les impacts du changement climatique sur l'agriculture sont avérés quelle que soit la filière agricole considérée (Mérot *et al.*, 2013 ; Ligneau *et al.*, 2020). Une des formes d'adaptation pourrait être le développement de nouvelles opportunités, comme par exemple la viticulture, surtout depuis 2016 en raison d'un changement législatif des droits de plantation de la vigne au niveau européen. Les projets professionnels de plantation de vigne se multiplient ainsi rapidement dans cette région. L'augmentation des températures principalement depuis les années 2000 (Bonnardot et Quénol, 2020) et la prédominance dans le futur d'années aux étés chauds et secs sur l'hexagone y compris en Bretagne (Dubreuil, 2022) sont parmi les éléments qui apparaissent bénéfiques au développement de cette culture dans cette région au climat océanique frais. Aussi, en réponse à une demande accrue pour des études environnementales de la part des professionnels de la région pour une installation ou une diversification de productions locales, des recherches en climatologie appliquée à la viticulture ont été initiées sur cet espace géographique. Elles s'inscrivent dans le cadre des projets de recherche ACCAF- LACCAVE 2 .21 de l'INRAE et IRP-VINADAPT du CNRS sur l'adaptation de la viticulture au changement climatique avec des premiers résultats sur le potentiel climatique de la région Bretagne pour la viticulture à différents horizons selon différents scénarii de changement climatique et en fonction de différents objectifs de production de vin (Bonnardot et Quénol, 2020 ; Zavlyanova, 2020 ; Zavlyanova *et al.*, 2022). Pour appréhender la variabilité du climat à une échelle plus locale, un réseau de stations météorologiques et de capteurs thermiques a progressivement été installé dans les parcelles de vigne nouvellement plantées, ainsi que dans les parcelles de vignes sous statut associatif plus anciennes. Cette démarche répond à trois objectifs : 1/ étudier le climat à l'échelle locale des parcelles ; 2/ étudier la variabilité interannuelle du climat et 3/étudier la réponse de la vigne localement, permettant aussi de valider, à l'échelle

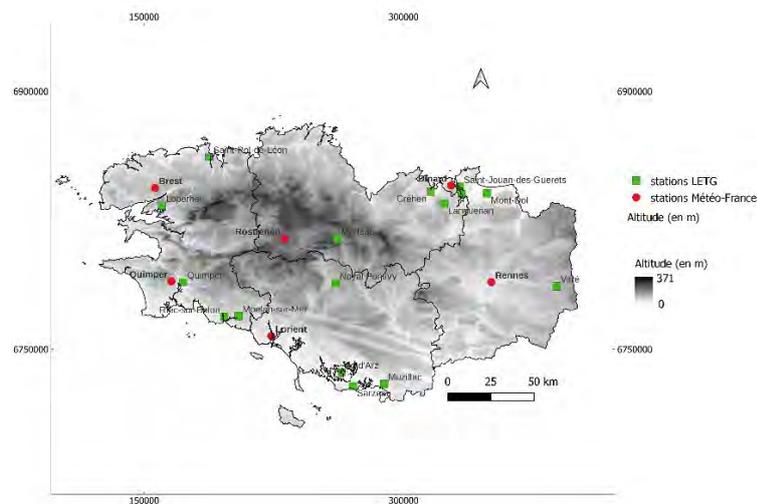
locale, les résultats issus de modélisation des dates de stades phénologiques et de maturité (Parker *et al.*, 2013, 2020). Certaines données climatiques sont actuellement utilisées dans une thèse sur les vignobles insulaires (Thibault *et al.*, 2022). Elles seront utilisées par la suite, entre autres, dans un projet sur une étude agroclimatique comparative de régions viticoles émergentes où un réseau similaire est installé (Fourment *et al.*, 2022) et dans le cadre des projets régionaux FERMADAPT et CLIMATVEG sur l'adaptation de l'agriculture au changement climatique en Bretagne (Petitjean *et al.*, 2022).

On se propose ici surtout de présenter le réseau de stations en cours de développement dans les vignes ainsi que les premiers résultats issus de données enregistrées au cours des saisons végétatives 2018 à 2021. Cette période est replacée dans le contexte régional de changement climatique grâce aux séries de données plus longues de quelques stations du réseau synoptique de Météo-France.

Présentation du réseau de stations météorologiques dans les parcelles de vignes

Les stations météorologiques, de type Davis Vantage Pro, ont progressivement été mises en place dès 2018 dans les parcelles de vignes, même si certaines parcelles sous statut associatif bénéficient de capteurs thermiques depuis plus longtemps (de type TinyTag avec sonde dans un abri solaire). Au total, on dénombre, en date du 28 février 2022, seize stations météorologiques opérationnelles. Les parcelles de vignes où sont installées les stations sont situées dans des sites topographiques variés, localisés à l'est comme à l'ouest de la région, proche du littoral (nord ou sud) ou au centre de la Bretagne où l'altitude est plus élevée (Figures 1 et 2) et sont ainsi soumises à différents topoclimats.

figure 1 : Localisation des stations météorologiques déployées dans quelques parcelles de vignes en Bretagne et de 6 stations du réseau synoptique de Météo-France.



Les stations météorologiques enregistrent les paramètres climatiques classiques (température, humidité, précipitation et vent) au pas de temps horaire. Les données font ensuite l'objet d'un contrôle de qualité puis de calculs à différents pas de temps (journalier, mensuel, saisonnier, annuel). Elles seront mises en relation par la suite avec des observations phénologiques effectuées sur une variété assez large de cépages pour étudier la réponse de la vigne aux conditions locales et à la variabilité climatique interannuelle.

Les cépages plantés dans ces parcelles et qui seront ainsi par la suite étudiés sont par exemple, par ordre alphabétique les suivants : pour les cépages rouges : Cabernet franc, Caladoc, Gamay, Gamaret, Garanoir, Grolleau, Merlot, Pinot noir, Rondo ; et pour les cépages blancs : Albariño, Auxerrois, Chardonnay, Chenin, Pinot blanc, Pinot gris, Sauvignon, Solaris, Savagnin, Sylvaner, Treixadura. La liste des cépages est amenée à s'élargir au rythme des plantations et du développement du réseau.

Quelques résultats préliminaires sont présentés succinctement pour quatre saisons dans le Val de Rance au nord de l'Ille-et-Vilaine et pour dix stations pour la saison végétative 2021.



figure 2 : Photographies de stations météorologiques (Davis Vantage Pro) situées à : a) Quimper ; b) Merléac avant/après plantation ; c) Saint-Jouan-des-Guéréts et d) Saint-Suliac ; et de capteurs (Tinytag et abri solaire) situés à e) l'Ile d'Arz et f) à Sarzeau (Clichés photographiques @LETG).

Contexte régional du changement climatique

Avant de faire un bilan des premières données climatiques issues de ce réseau sur la période 2018-2021, les données climatiques des stations synoptiques de Brest, Dinard, Lorient, Rennes et Rostrenen (Figure 1) du réseau de Météo France sur la période 1951-2021 sont utilisées pour situer la période d'étude 2018-2021 dans le contexte régional du changement climatique.

Comme dans toutes les régions françaises et dans le monde, les températures en Bretagne sont à la hausse avec une rupture significative à la fin des années 80 comme illustrée sur les températures annuelles (Figure 3a) mais l'augmentation est variable dans le temps et l'espace (Tableau 1).

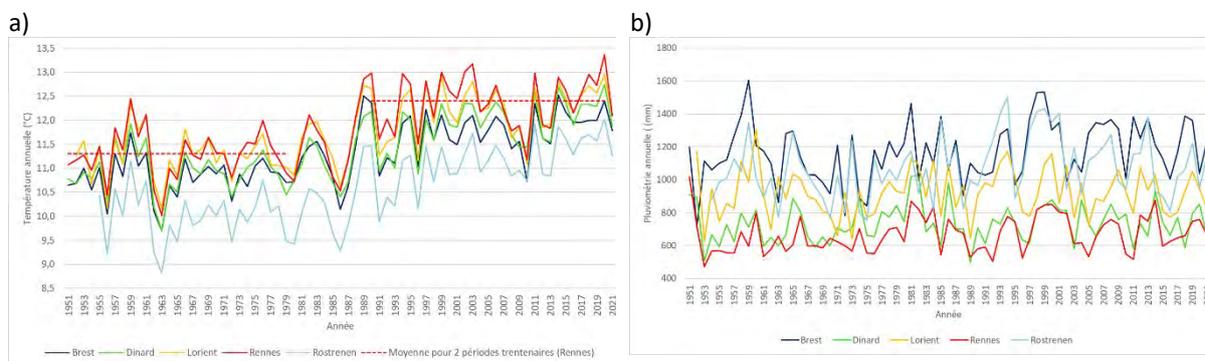


figure 3 : a) Température moyenne annuelle (°C) et b) Cumul pluviométrique annuel (mm) à Brest, Dinard, Lorient, Rennes et Rostrenen de 1951 à 2021.

Tableau 1 : Ecart de température moyenne saisonnière (°C) entre les périodes 1991-2020 et 1961-1990.

	Brest	Quimper	Rostrenen	Lorient	Dinard	Rennes	Moyenne
Hiver	+0.6	+0.6	+0.9	+0.7	+0.9	+0.9	+0.77
Printemps	+1.1	+1.2	+1.4	+1.4	+1.1	+1.2	+1.23
Été	+0.8	+0.5	+1.1	+0.9	+1.0	+1.1	+0.9
Automne	+0.6	+0.6	+0.8	+0.3	+0.7	+0.8	+0.63
Année	+0.8	+0.7	+1.1	+0.8	+1.0	+1.0	+0.9

Si on compare les valeurs des températures moyennes saisonnières de la période récente (1991-2020) par rapport à celles de la période 1961-1990, un écart d'au moins 1°C en moyenne annuelle est enregistré au centre (Rostrenen) et à l'est de la région (Dinard et Rennes). L'augmentation est plus importante au printemps et en été : +1,23°C et +0.9°C respectivement en moyenne pour les 6 stations ; elle est supérieure à 1°C dans toutes les stations au printemps jusqu'à atteindre +1,4°C à Rostrenen et Lorient. L'augmentation des températures est plus réduite à l'ouest (Brest, Quimper et Lorient). L'automne et l'hiver sont les saisons avec les écarts thermiques les moins marqués entre les deux périodes.

Au niveau de la pluviométrie, la variabilité spatiale et interannuelle est illustrée en figure 3b. En raison de la configuration de la région et du relief, il pleut beaucoup plus à l'ouest et au centre qu'à l'est et il n'y a pas de tendance pluviométrique significative sur cette période historique (Amiot, 2021). Les différences saisonnières entre la période récente 1991-2020 et la période plus ancienne 1971-2000 sont dans l'ensemble légèrement positives, quelque que soit la saison ou le lieu sauf peut-être sur la pointe finistérienne où environ l'équivalent d'un mois d'été en moyenne (80 mm) tombe en plus dans l'année par rapport à la période 1971-2000 (Tableau 2).

Tableau 2 : Ecart pluviométriques (en mm) saisonniers (Hiver, Printemps, été, automne) entre les périodes 1991-2020 et 1971-2000 à Brest, Quimper, Rostrenen, Lorient, Dinard et Rennes.

	Brest	Quimper	Rostrenen	Lorient	Dinard	Rennes
Hiver	+18	-38	+25	-2	-5	+0.5
Printemps	-3	-29	-4	-13	-12	-4
Été	+42	+25	+34	+14	+15	+6
Automne	+27	-9	+15	+17	-7	+12
Année	+84	-54	+67	+11	-6	+14

La période 2018-2021 offre une variabilité temporelle assez significative (Figure 3a), comprenant 2020, l'année la plus chaude de toute la série et 2021, la quatrième année la plus fraîche des 11 dernières années (2010-2021). Spatialement lors de ces deux années, la température annuelle a varié de 12°C à Rostrenen à 13,4°C à Rennes en 2020 et de 11,3°C à 12,1°C respectivement en 2021. En considérant les valeurs de Rennes, on note que l'année 2021 se situe parmi les plus fraîches de la période récente (-0,3°C par rapport à la moyenne 1991-2020), mais elle se situe au-dessus de la moyenne calculée sur la période ancienne 1951-1980 (+0,8°C) ; illustrant la variabilité interannuelle au sein de la tendance à la hausse.

Résultats préliminaires : conditions thermiques dans les parcelles de vignes (2018-2021)

3.1 Variabilité interannuelle dans le Val de Rance (2018-2021)

Les stations pour lesquelles nous possédons les plus longues séries de données se situent dans le Val de Rance au nord de l'Ille et Vilaine : 2018-2021 pour Saint-Jouan-des-Guérets et 2019-2021 pour Saint-Suliac (Figures 2c et 2d). Les parcelles de Saint-Jouan et Saint-Suliac sont situées sur des versants exposés au sud-sud-ouest en rive droite de la Rance à 4.6 km de distance l'une de l'autre et à 8km et 9.5km respectivement de la station synoptique située à l'aéroport de Dinard-Pleurtuit de l'autre côté de la Rance (Figure 1).

La température moyenne de la saison végétative des stations viticoles sur cette période a varié de 15,1°C en 2021 à 16,2°C en 2018 et 2020 soit un écart de +0.2 à 0.3°C par rapport à Dinard (Tableau 3). Cela se traduit par un supplément d'environ 50 à 140 degrés-jour sur l'indice d'Huglin selon les

années et la station par rapport à la station synoptique ; atteignant une valeur supérieure à 1460 en 2021 (mais <1500 d'où un climat « très frais » pour la viticulture selon cet indice) et dépassant 1650-1700 en 2020 (donc entre 1500 et 1800, d'où un climat « frais » pour la viticulture).

Tableau 3 : Température moyenne (TM) de la saison végétative d'avril à septembre (4-9) et indice bioclimatique d'Huglin pour la viticulture (Huglin, 1978) pour quatre saisons (2018-2021) et deux stations viticoles en Val de Rance (Saint-Jouan et Saint-Suliac) en comparaison avec la station synoptique de Dinard-Pleurtuit.

Stations Variables Années	Saint-Jouan		Saint-Suliac		Dinard-Pleurtuit	
	TM (°C) (4-9)	Indice Huglin	TM (°C) (4-9)	Indice Huglin	TM (°C) (4-9)	Indice Huglin
2018	16,2	1642	/	/	16,0	1582
2019	15,7	1553	15,8	1607	15,5	1504
2020	16,2	1664	16,2	1740	16,0	1600
2021	15,3	1460	15,1	1469	15,0	1408

3.2 La saison végétative 2021 pour onze sites viticoles en Bretagne

En France, l'année 2021 est marquée par des épisodes de gel advectif survenus tardivement en avril-mai à la suite d'un mois de mars plutôt chaud ayant permis un débourrement précoce de la végétation la rendant plus vulnérable face à l'aléa climatique. À l'échelle synoptique, la Bretagne était située en marge des thalwegs d'altitude lors des épisodes d'avril et a échappé à l'épisode du mois de mai (Bulletins climatiques quotidiens www.meteofrance.fr/). Par ailleurs, même si l'année 2021 se positionne parmi les plus fraîches de la dernière décennie en Bretagne comme indiqué précédemment, des températures maximales supérieures à 30°C ont été enregistrées fin juillet et début septembre sur certains sites. On possède, des données pour onze stations permettant d'évaluer les différences spatiales au sein des parcelles de vignes lors de cette année particulière 2021 (Tableau 4).

Tableau 4 : Quelques paramètres climatiques pour la saison végétative 2021 dans onze parcelles de vignes en Bretagne : Nombre de jours (Nbj) de gel en avril, Température extrême minimale (Ext Tn) d'avril et maximale (Ext Tx) de juillet, Nbj avec une température supérieure à 28°C et Température moyenne (TM) de la saison végétative ; et cumul des températures moyennes supérieures à 0°C du 1^{er} mars au 31 août.

Variables	Nbj de gel en avril	Ext Tn en avril (°C)	Nbj avec Tx >28°C d'avril à septembre	Ext Tx en juillet (°C)	TM d'avril à septembre	Degré/jour (base0) du 1 ^{er} mars au 31 août
Sites						
Créhen	8	-1,7	3	29,3	14,5	2400
St Suliac	0	1,8	8	30,4	15,1	2515
St Jouan	0	2,1	8	30,7	15,2	2523
Noyal-Pontivy	2	-0,6	11	30,4	15,2	2533
Moelan-sur-Mer	5	-1,9	8	32,2	15,4	2573
Quimper	3	-1,8	10	32,5	15,6	2609
Mont-Dol	0	1,7	8	30	15,6	2596
Sarzeau	0	0,3	9	31,4	15,8	2642
Muzillac	3	-1,2	17	32,2	16,0	2690
Vitré	6	-1,8	17	31,9	16,2	2684
Ile d'Arz	/	/	9	30,6	/	/

Certaines parcelles, les plus à l'intérieur, ont enregistré jusqu'à 6 à 8 jours de gel en avril avec une valeur extrême de température minimale atteignant -1.9°C. Les stations situées au nord de l'Ille-et-Vilaine (Val de Rance et Mont-Dol) ont échappé à l'épisode gélif. Le nombre de jours chauds au cours de la saison s'est élevé jusqu'à 17 à l'est et au sud de la région avec une température maximale extrême en juillet dépassant parfois 32°C. Les températures moyennes de la saison ont varié de

14,5°C à 16°C, permettant d'atteindre un cumul de degré jours en base 0 depuis le 1^{er} mars variant entre 2400 et 2690 au 31 août. Ainsi, en considérant les valeurs requises par certains cépages pour atteindre le stade véraison comme indiquées dans Parker *et al.* (2013) (pour citer quelques exemples de la liste ci-dessus : 2286 pour le Garanoir, 2443 pour le Savagnin, 2450 pour le Pinot noir, 2547 pour le Chardonnay ou 2710 pour le Chenin), on comprend d'après les valeurs de cumul de degré jours que les conditions fraîches de l'année 2021 auraient permis à plusieurs cépages, selon les localités, d'atteindre le stade de véraison au 1^{er} septembre et donc d'atteindre une certaine maturité en fin d'été / début automne (tout aléa climatique au cours de la saison exclu). Le topo climat des parcelles et les quelques indices bioclimatiques pour la viticulture indiquent des conditions favorables à la croissance de la vigne et à un potentiel de maturité pour des cépages précoces dans certains secteurs.

Conclusion

Ce réseau météorologique est voué à se développer en fonction des plantations de la vigne. Le traitement de ces premières données thermiques permet de confirmer le potentiel thermique de la région qui s'améliore en raison du contexte de changement climatique, d'identifier le rôle de la topographie et de l'exposition qui comble l'effet latitudinal. Les autres paramètres climatiques seront également pris en compte (pluie et vent). Des données phénologiques issues de sciences participatives seront mises en relation avec les données climatiques pour étudier la réponse de la vigne au climat régional et serviront aussi à valider la modélisation des stades phénologiques et de maturité.

Remerciements : Nous tenons à remercier Meteodata pour la connexion des stations et la plateforme de lecture et stockage des données ainsi que les propriétaires ou exploitants des parcelles de vigne pour la connexion de la console à internet et l'accès aux parcelles.

Bibliographie

- Amiot L., 2021 : Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en Bretagne. Rapport DEMOCLIM du CRESEB, Région Bretagne. <https://www.creseb.fr/projet-democlim/>
- Bonnardot V., Quéno H., 2020. Viticulture en Bretagne : challenge ou opportunité ? Quelques indices bioclimatiques régionaux. *In Actes du 33ième colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 127-132.
- Dubreuil V., 2022 : Le changement climatique en France illustré par la classification de Köppen. *La Météorologie*, **116**, 37-47, 2022. 10.37053/lameteorologie-2022-0012.
- Fourment M. et al., 2022: Mesoclimate impact on Albariño berry composition in the emerging Atlantic winegrowing region of Uruguay in the context of climate change. *In Actes AIC Toulouse 2022*.
- Huglin P., 1978 : Nouveau mode d'évaluation des possibilités héliothermiques d'un milieu viticole, *Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture de France, Académie d'agriculture de France*, **64**, 1117–1126.
- Merot P., Dubreuil V., Delahaye D., Desnos P., (Eds), 2012. *Le climat change dans l'Ouest – Évaluation, Impacts, Perceptions*. Presses Universitaires de Rennes, 458 p.
- Parker A.K. et al., 2013 : Classification of varieties for their timing of flowering and veraison using a modelling approach : a study case for the grapevine species *Vitis vinifera* L., *Agric & Forest Meteorology*, **180**, 249-264.
- Parker A. K. et al. 2020 : Temperature-based grapevine sugar ripeness modelling for a wide range of *Vitis vinifera* L. cultivars, *Agricultural and Forest Meteorology*, **285-286** (107902), 1-13.
- Petitjean et al., 2022 : Evaluation spatio-temporelle de l'exposition au gel en régions viticoles traditionnelle (Pays de la Loire) et Emergente (Bretagne). *In Actes AIC Toulouse 2022*.
- Thibault J., Quéno H, Tissot C., 2022 : Modeling island and coastal vineyards potential in the context of climate change, à paraître in Actes du colloque TerClim, Bordeaux, Juillet 2022.

Zavlyanova M., 2020 : *Faisabilité climatique de la viticulture en Bretagne dans le contexte du changement climatique : spatialisation d'indices bioclimatiques et identification des régions viticoles potentielles*. Mémoire de fin d'études. Bordeaux Sciences Agro. 50p.

Zavlyanova M., Bonnardot V., Van Leeuwen C., Quénot H. et Ollat N., 2022 : The use of GFV and GSR temperature-based models in emerging wine regions to help decision-making regarding choices in grape varieties and wine styles : Application to Brittany (France)" soumis à *VITIS - Journal of Grapevine Research*.

USING KÖPPEN CLIMATE CLASSIFICATION AS A DIAGNOSTIC TOOL TO QUANTIFY CLIMATE VARIATION IN SOUTHWEST BULGARIA

Hristo POPOV ¹

¹ *Department "Climatology, Hydrology and Geomorphology" Sofia University "St. Kliment Ohridski" Bulgaria*

e-mail: hpopov@gea.uni-sofia.bg

Abstract: Köppen climate classification add a new dimension to the description of climate variations. Over the recent years, there has been an increasing interest in using the classification to identify changes in climate and potential changes in vegetation over time. These successful applications point to the potential of using the Köppen classification as diagnostic tool to monitor changes in the climatic condition over various time scales. This article used the Köppen classification to define Annual Climate Types (ACT) for a set of 6 stations, representative for the climatic conditions of Mesta and Struma Valleys (Southwest Bulgaria). In the last years some research using Köppen classification concluded that the most significant change over 1901–2010 is a distinct areal increase of the dry climate (B). The area of Mesta and Struma Valleys is in risk of drought according some future climate scenarios and results present in this paper proves that.

Keywords: Annual Climate Types (ACT), Köppen climate classification, Southwest Bulgaria, Mesta Valley, Struma Valley

Résumé : La classification climatique de Köppen ajoute une nouvelle dimension à la description des variations climatiques. Au cours des dernières années, un intérêt croissant a été porté à l'utilisation de la classification pour identifier les changements de climat et les changements potentiels de la végétation dans le temps. Ces applications réussies indiquent le potentiel de la classification de Köppen en tant qu'outil de diagnostic pour surveiller les modifications du climat sur diverses échelles de temps. Cet article utilise la classification de Köppen pour définir les types de climat annuels (ACT) pour un ensemble de 6 stations représentatives des climats des vallées de Mesta et Struma (Sud-Ouest de la Bulgarie). Au cours des dernières années, les recherches utilisant la classification de Köppen ont conclu que le changement le plus important entre 1901 et 2010 est une extension spatiale du climat sec (B). La région des vallées de Mesta et Struma présente un risque de sécheresse dans plusieurs scénarios climatiques futurs, ce que démontrent les résultats de cet article.

Mots-clés : Types de climats annuels (ACT), Classification climatique de Köppen, Sud-Ouest de la Bulgarie, Vallées de Mesta et Struma

Introduction

Climate change and its impact on people's lives and activities are the reason for the need for most research related to this topic. Köppen's climate classification based on the requirements of different types of vegetation for heat and moisture and defining empirical boundaries between different types of climate is still relevant today. First presented in 1884, reworked over the years 1900, 1918, 1936, and used for global and regional research in recent days (Kottek et al. 2006, Rubel & Kottek 2010, Chen & Chen 2013), it continues to be an important tool in climate research.

The expression "Annual Climate Type" (ACT) has thus been used to define the climatic atmosphere of a given year (Brise et al. 1982). The classification of W. Köppen has thus already been applied by some authors to define these ACT in Argentina (Planchon & Rosier, 2005), in France (Quénot et al. 2008, Eveno et al. 2016) and Brazil (Dubreuil et al. 2017).

Kirov (1929) used Köppen classification together with other classifications to describe the climate in Bulgaria. Topliyski (2006) used Köppen classification for the period 1931-1970. Popov (2018) studied climate changes in Struma valley using Köppen climate types and calculated 30 years moving averages for the period 1931-2012.

Struma and Mesta Valleys are located meridionally (North-South), in the central part of the Balkan Peninsula, in Southeastern Europe. These valleys are surrounded by Rila, Pirin and Rodopi, which are the highest mountains of the Peninsula (figure 1). According to Köppen climate classification there are many different types in close range in this region. The main objective of this research is to represent climate in the area using the method of Annual Climate Type (ACT).

1. Data and Methods

This article uses average monthly temperatures and monthly precipitation data from six stations located in the Struma and Mesta valleys. Four of the stations (Kustendil, Rila, Blagoevgrad and Sandanski) are located in the Struma Valley, and two stations (Bansko and Gotze Delchev) in Mesta Valley. The data on the Struma Valley are for the period 1931- 2017. The data from the stations in the Mesta Valley are for the period 1931-1990.

The original Köppen classification was used (table 1), in which the boundary between temperate climates «C» and cold continental snow climates «D» is -3 °C. For years with dry winter (w) it is accepted that the precipitation of the driest month in winter is at least 10 times less than the most wet month in summer. For dry summer years (s) there are two conditions - the driest month of summer is with less than 40 mm of rainfall, and the same precipitation are three times less than the rainiest month of winter. If it does not meet the conditions for dry winter or dry summer, then we assume that the precipitation is evenly distributed and the second index is "f". The third letter in the index is determined by the temperature of the hottest month of the year. If the temperature is at least 22 degrees, then the index is "a" – hot summer. If the temperature of the warmest month is between 19 and 21.9 degrees, then the index is "b" – warm summer. If the temperature of the warmest month is below 19 degrees then the index "c" – cold summer. Following these criterias, Köppen climate types were defined at each station. The Annual Climate Type (ACT) method was used, which is based on defining the classification index for every single year of the study period.

Table 1. Köppen climate classification scheme symbols description table. 1st – main climate type, 2nd – subtype for B (arid) climate or precipitation regime type for C (temperate) climate and D (continental) climate, 3rd – subtype based on the temperature regime.

1st	2nd	3rd	Subtypes found in Bulgaria
B (Arid)	S (Steppe)	k (Cold)	Bsk – Cold steppe climate
C (Temperate)	w (Dry winter)	a (Hot summer) b (Warm summer) c (Cold summer)	Cwa - Dry-winter humid subtropical climate
	f (No dry season)		Cwb - Dry-winter subtropical highland climate
			Cfa – Subtropical humid
			Cfb – Subtropical highland climate with warm summer
	s (Dry summer)		Cfc – Subtropical highland climate with cold summer
			Csa – Mediterranean with hot summer
			Csb - Mediterranean with warm summer
			Csc - Mediterranean with cold summer
	D (Continental)		w (Dry winter)
f (No dry season)		Dwb - Warm summer continental or hemiboreal climates	
		Dfa - Hot-summer humid continental climate	
		Dfb – Warm humid continental climates	
s (Dry summer)		Dsa - Hot and dry summer continental climates	
		Dsb - Warm and dry summer continental climates	
		Dwc -Dsc – Dfc – Boreal climates	

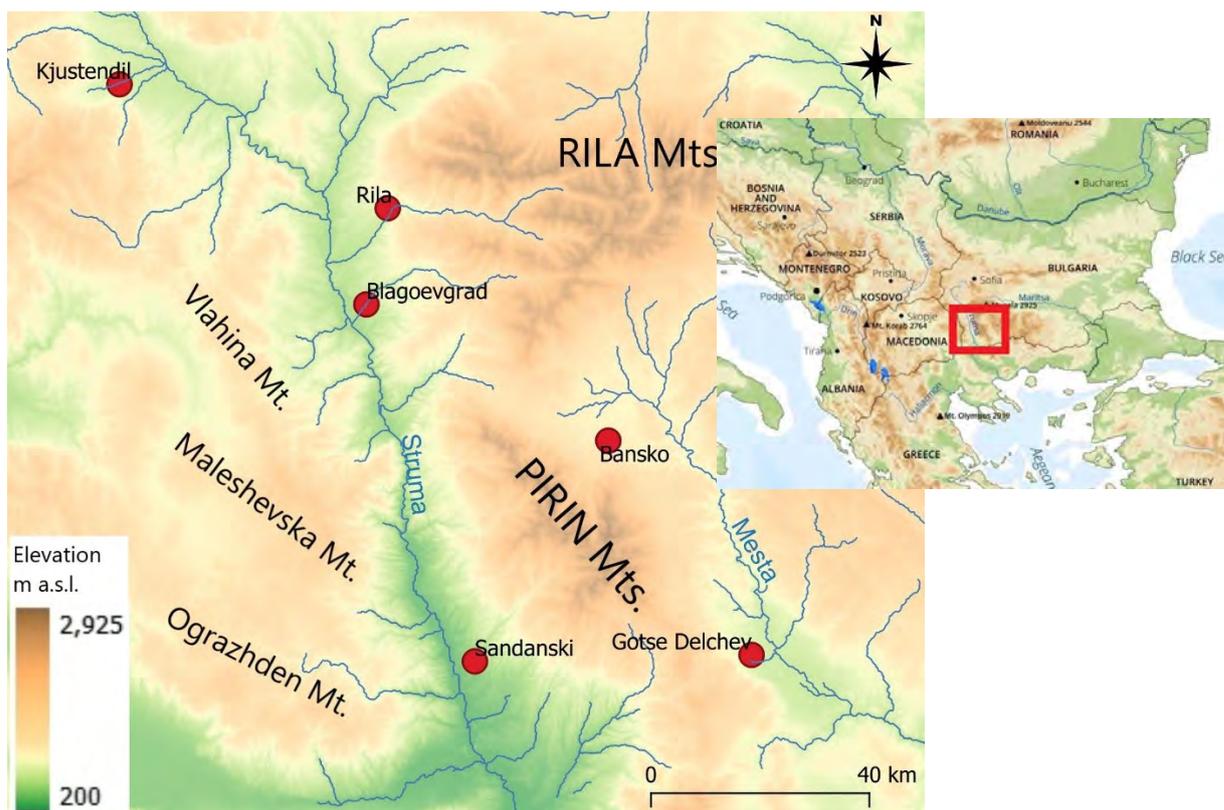


figure 1. Map of study area.

2. Results

With regard to the dry climate (BSk), the Struma Valley reveals a tendency to increase its influence from North to South. According to the annual climate index, the Kyustendil area belongs to the steppe climate for only 3,5 % of study period. In the south its influence increases as for the region of the Blagoevgrad valley it reaches 10% of the years in the studied period. The southernmost parts of the Struma Valley dry climate cover more than 20% of the years. For the Mesta Valley, according to the annual climate index, only one of these sixty years has a dry climate in the region of the Gotse Delchev valley.

The Mediterranean climate influence is characterized by the indices Csa, Csb and the mountain variant Csc. For the Struma Valley this type of climate indices dominates as for the Kyustendil field. The Mediterranean climate with warm summer Csb prevails - 25%, before the Mediterranean climate with hot summer Csa - 20%. In the southern direction, the Mediterranean influence is increasing, with the dominant index being that of the Mediterranean type with hot summers - Csa. For the region of Rila this index covers one third of the years, and for the region of Blagoevgrad valley it reaches 43%. For the Struma valley south of the Kyustendil field, the Mediterranean climate types according to the annual indices cover between 45 and 50% of the years in the studied period. South of the Kresna Gorge, the Mediterranean influence accounts for 50% of the years studied. The Mediterranean influence is well manifested in the Mesta valley. For the Gotse Delchev valley, the annual climatic types for hot summer and warm summer cover the same number of years of the studied period. In total, the two types determine about two thirds of the years in the study period. For the region of Bansko due to the higher altitude we register the mountain variant of the Mediterranean climate – Csb and Csc. Both types cover a total of 40 percent of the study period and cover equal number of years.

To the types with Mediterranean precipitation distribution we add also those with cold winter or more continental (D), where the temperature of the coldest month is below - 3 °C. For the Struma Valley, the years with such indices cover between 5 and 15%. From the north to the south the continental influence decreases and south of the Kresna gorge annual climate types with cold winters are not registered.

Because the high altitude for the Bansko region, the continental climate types with a Mediterranean precipitation regime cover one third of the years in the study period. For the Gotse Delchev valley the years with cold winters and the Mediterranean precipitation regime covers a little over 6%.

Annual climatic types characterized by dry winters (Cw ... and Dw ...) cover single years and are not typical of the region studied in this article. They cover individual years and their share varies between 1 and 5%. ACT for dry winter is most common for Kyustendil valley where these climate types describe 9% of the years in the study period.

Annual climatic types with an even distribution of precipitation (Cfa, Cfb, Cfc) cover between 10 and 33% of the studied period. For the Mesta Valley, these indices are poorly represented. For the region of Bansko the three types (Cfa, Cfb, Cfc) cover a total of 10%. The most representative is the mountain variety Cfc - 6%. For the region of Gotse Delchev Temperate climate types without dry season cover 20% of the studied years. Cfb 15% is best represented.

About the Struma Valley Temperate climate types without dry period (Cfa+Cfb) cover between 24 and 33% of the study period. For the Sandanski region these types of climate are represented only by the variant with hot summer Cfa - 24%. In north direction the Mediterranean influence (Csa) recedes and subitropical humid climate (Cfa) increases slightly in frequency. For the region of Blagoevgrad this climate type (Cfa) is 26% of the studied period. For the Rila station area Cfa - 16% . For the region of Kyustendil Cfa is 9%.

North of the Kresna Gorge, the data show warm summers (Cfb) during part of the study period, and their share logically increases with increasing latitude instead of hot summer years (Cfa). For the region of Blagoevgrad ACT of Cfb is 7%. For the Rila station area Cfb is 12%. For the region of Kyustendil Cfb climate type is 15%.

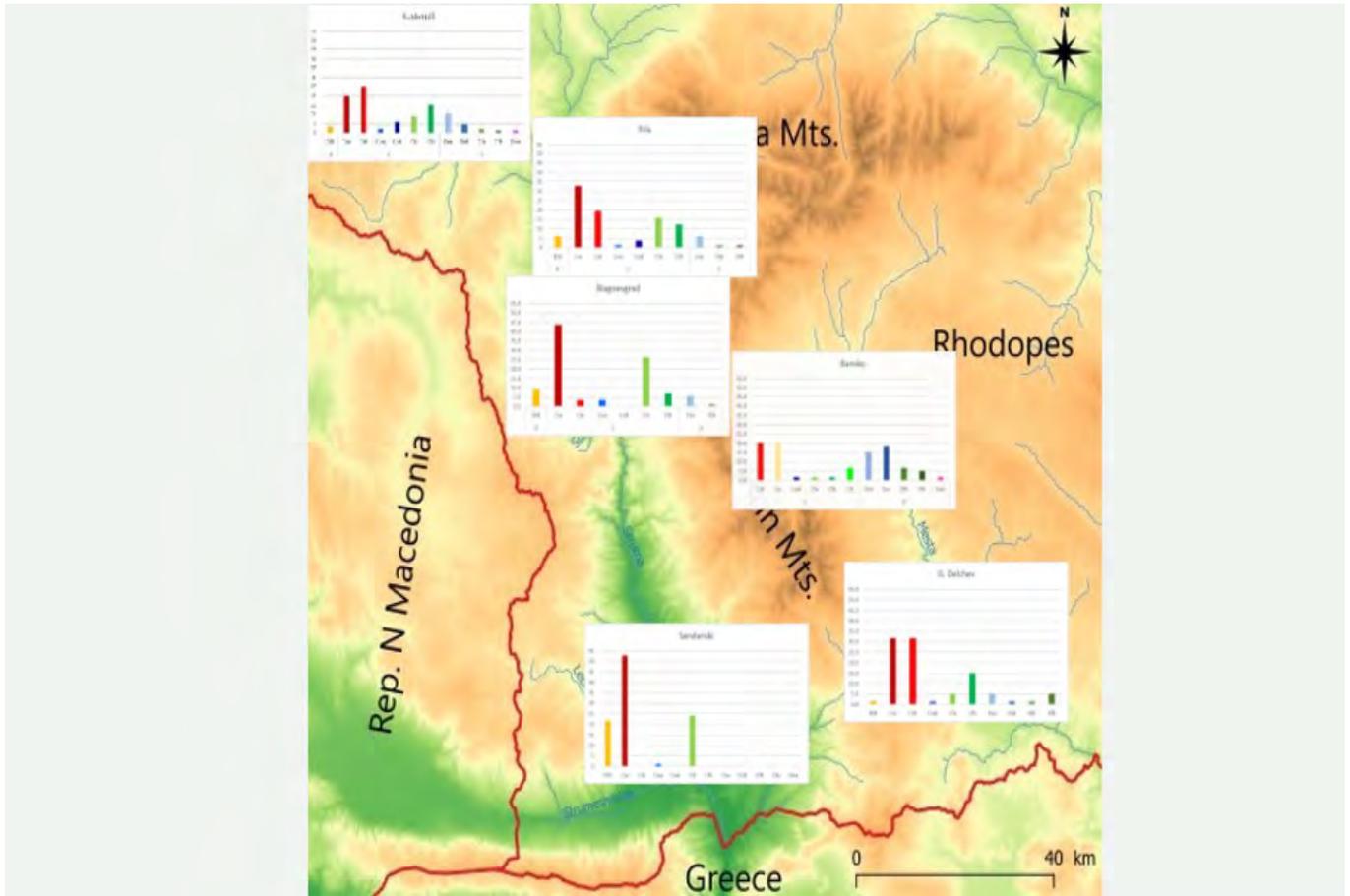
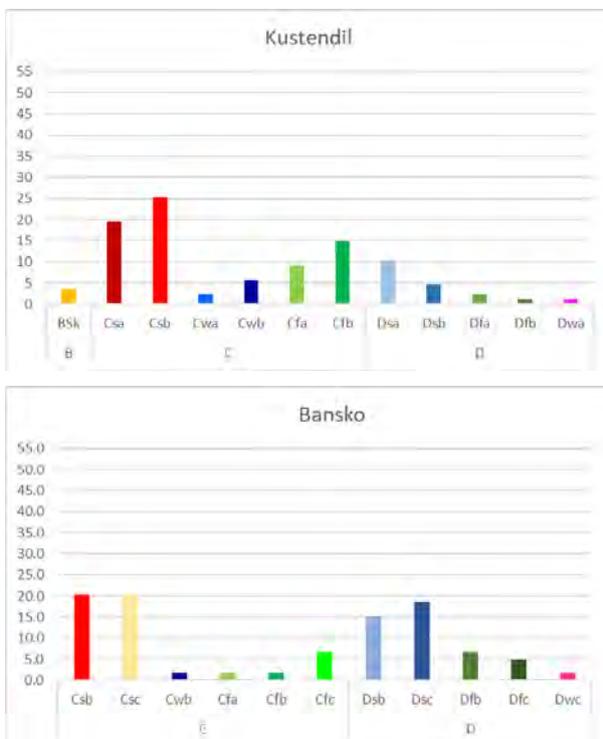


figure 2. Spatial distribution of detailed Annual Climate Type (ACT) in Struma and Mesta Valleys (Southwest Bulgaria) (key and zoom of charts in Fig. 3).



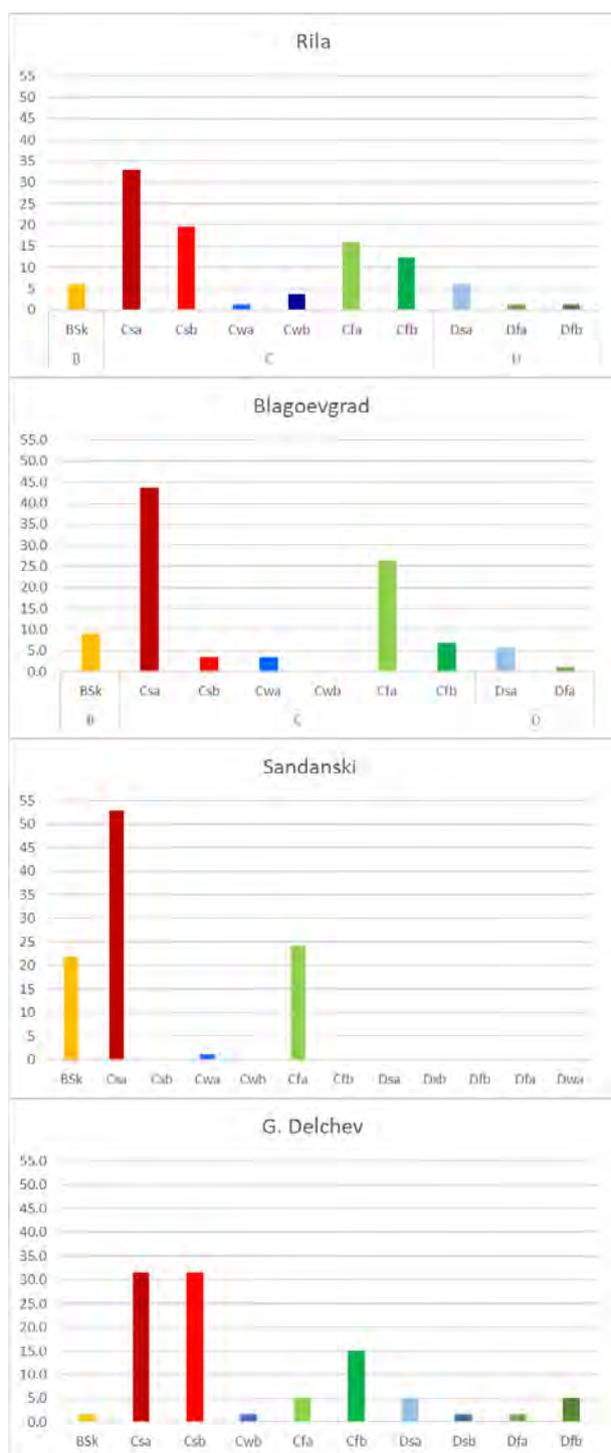


figure 3. Quantitative distribution of detailed Annual Climate Type (ACT) in Struma and Mesta valleys (Southwest Bulgaria). Climate types are shown along the x-axis (Orange – BSk, Dark red – Csa, Red – Csb, Blue – Cwa, Dark blue –Cwb, Green – Cfa, Dark green – Cfb, Sky blue – Dsa, Dark sky blue – Dsb, Forest green – Dfa, Dark forest green – Dfb, Pink – Dwa, Dark pink – Dwc, Very dark sky blue – Dsc, Very dark forest green – Dfc only for Bansko station) and percentage frequencies along the y-axis.

Conclusion

The continental climates with cold winters - "D" cover 47% of the studied period. The rest of the study area has significantly less continental influence. For the region of the Gotse Delchev valley and the middle reaches of the Struma the share of the years with cold winters is about 7-8%. They are more often registered in the Kyustendil valley where their share is about 20%.

The Mediterranean influence in the region is registered by the indices defining dry summer. For the Valley of Mesta, the years with such indices are between 70 and 75%. For the Struma Valley, these indices cover between 53 and 60% of the study period.

Regarding the indices characterizing the years as dry climate (BSk), their share is the largest for the region of Sandanski-Petrich field, where they reach 20%. For the last 30 years, however, the share of dry climate years in this region is one third. Impressive are the years 2000 and 2011 during which all stations in the Struma Valley registered a dry climate index. Far away in past 1948 was also a year with a BSk ACT for Struma Valley and also the southern part of Mesta Valley.

Bibliography

Brisse H, Grandjouan R, De Ruffray P (1982) Les types de climats annuels, un mode d'expression des gradients climatiques intégrant les variations interannuelles. *La Météorologie* VIe série **31**:39–81

Chen D, Chen HW (2013) Using the Köppen classification to quantify Climate variation and change: An example for 1901–2010. *Environmental Development* **6**:69–79. <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2013.03.007>

Dubreuil V, Fante KP, Planchon O, Neto JLS (2017) Les types de climats annuels au Brésil : une application de la classification de Köppen de 1961 à 2015. *EchoGéo* **41**:1–27

Eveno M, Planchon O, Oszwald J, Dubreuil V, Quenol H (2016) Variabilité et changement climatique en France : analyses au moyen de la classification de Köppen et des « types de climats annuels ». *Climatologie* (**13**):47–70

Kirov K (1929) Climatic scheme of Bulgaria. *A Compilation of the Bulgarian Academy of Science, Book XXV, Natural Sciences* **11**:57–60 [in Bulgarian]

Köppen W., 1884: Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. – *Meteorol. Z.* **1**, 215–226.

Köppen W (1900) Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geogr. Zeitschrift* **6**:657–679

Köppen W (1901) Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Meteorologische Zeitschrift* **18**:106–120

Köppen, W., 1918: Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). *Petermanns Geogr. Mitt.*, **64**, 193-203, 243-248.

Köppen, Wladimir (1936). "C". In Köppen, Wladimir; Geiger (publisher), Rudolf (eds.). *Das geographische System der Klimate* [The geographic system of climates]. *Handbuch der Klimatologie*. Vol. **1**. Berlin: Borntraeger.

Kottek M, Grieser J, Beck C, Rudolf B, Rubel F (2006) World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* **15**:259–263

Planchon O, Rosier K (2005) Climat et variabilité climatique dans le Nord-Ouest de l'Argentine : problèmes posés et analyse durant la deuxième moitié du vingtième siècle. *Annales de l'Association Internationale de Climatologie* **2**:55–76

Popov H (2018) Local climates of Vardar, Struma and Mesta valleys (Balkan Peninsula) according to the modified Köppen climate classification. *Bulletin of the Serbian Geographical Society Volume* **98**, Issue 1, Pages: 79-90. <https://doi.org/10.2298/GSGD180428005P>

Quénol H, Planchon O, Wahl L (2008) Méthodes d'identification des climats viticoles. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* **51**:127–137

Rubel F, Kottek M (2010) Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorol Z* **19**:135–141

Topliyski (2006) Climate of Bulgaria. Amstels, Sofia [in Bulgarian]

QUELLE CONFIANCE ACCORDER AUX DONNÉES CMIP-6 POUR L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS ?

Jean-Claude BERGÉS¹

¹ UMR PRODIG, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, Bat. ODG, 75013 Paris,
jean-claude.berges@univ-paris1.fr

Résumé : Cette étude porte sur la capacité des modèles globaux de circulation à restituer les apports pluviaux à une échelle régionale. À travers l'estimation de deux paramètres de distribution des précipitations, elle met en avant quelques difficultés rencontrées en utilisant cette source d'informations et propose une méthode permettant une amélioration sensible des résultats.

Mots-Clés : Précipitations, CMIP6, Erreurs d'estimation.

Abstract : Which accuracy of the CMIP6 precipitation forecast ? This study focuses on the quality of the regional precipitation forecast based on global circulation models. Analysing the estimation of two rainfall distribution parameters, the difficulties in merging models are underlined and an empirical approach is proposed to deal with models dispersion effects.

Keywords : Précipitation, CMIP6, Estimation errors.

Introduction

Le CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project*) est un programme initié par l'OMM pour soutenir les activités de l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) en coordonnant les activités d'élaboration de modèles climatiques globaux et en organisant leur diffusion. Ces activités sont couplées avec les productions IPCC et actuellement le CMIP6 (Eyring *et al.*, 2016), sixième version de la base de données, contribue à fonder les conclusions de l'AR6 (*Assessment Report 6*), le plus récent rapport de cette institution.

La modification du régime de précipitations est un élément clé déterminant les impacts socio-économiques du changement climatique et le CMIP6 constitue la source de données la plus immédiatement accessible pour obtenir des informations quantitatives. Aussi la qualité de ces informations est une question d'autant plus importante que ces données constitueront des paramètres d'entrée de modèles agronomiques ou hydrologiques sensibles à divers paramètres de la distribution des précipitations.

1. Les enjeux de la prévision des précipitations

L'évaluation de la qualité des données de précipitations extraites du CMIP6 soulève deux types de difficultés. Les premières sont liées à l'objectif de ces modèles généraux de circulation (GCM) qui ne visent pas une information déterministe mais une prévision de l'évolution de la distribution des précipitations. Compte tenu de la longueur limitée des séries de données disponibles, éliminer l'effet de la variabilité naturelle du climat sur les paramètres de la distribution est un enjeu. Les autres difficultés proviennent des observations utilisées en référence. La pluie est un phénomène intermittent et, à toutes échelles, les intensités instantanées de précipitations se distribuent selon une loi de puissance. L'estimation quantitative des précipitations est donc une question complexe et les différents produits sont susceptibles de présenter des biais spécifiques.

Dans ce travail IMERG (*Integrated Multi satellite Retrievals for GPM*), le produit de synthèse du GPM (*Global Precipitation Mission*), sera considéré comme source de données de référence en contournant la question de ses biais d'estimation. Les paramètres de distribution des précipitations seront estimés sur la période 2015-2020. Cette période est définie pour des motifs contingents de disponibilité simultanée des données de référence et de modèles provenant des expériences de prévision. En effet, la base de données CMIP6 ne fournit résultat de modèles en mode de prévision,

excluant l'assimilation de données actuelles, qu'à partir de 2015. Des motifs similaires de disponibilité de données ont conduit à définir la période 2045-2050 comme l'échéance de prévision à moyen terme.

Les mécanismes convectifs relèvent d'une échelle spatiale beaucoup plus fine que la grille de résolution des modèles de prévision climatique. Aussi ces derniers doivent introduire une représentation statistique de ces phénomènes à travers un processus de paramétrisation (Hourdin *et al.*, 2017) dont la pertinence jouera un rôle clé dans la qualité de restitution des précipitations.

2. Constitution du jeu de données et traitements préliminaires

Le portail de distribution du CMIP6 permet un accès facile aux données de modèles et une sélection rapide parmi les expériences. Les modèles sélectionnés correspondent à des expériences de prévision à moyen terme fournissant le flux de précipitations quotidien, les résolutions spatiales les plus fines étant privilégiées. Seuls les scénarios à plus haute émission, RCP8.5 et SSP5, ont été considérés. L'étude actuelle porte sur six modèles dont la dimension de grille varie de 25 km à 140 km : CMCC-CM2, CNRM-CM6, GFDL-ESM4, HiRAM-SIT, MRI -ESM2 et NCAR-CESM2. Certains modèles sont diffusés en plusieurs réalisations ou avec des conditions d'initialisation légèrement différentes ce qui permet, dans une certaine mesure, de prendre en compte la variabilité naturelle du climat. En pareil cas, une moyenne des diverses estimations dérivées du modèle a été effectuée.

Pendant la période considérée, les données de précipitations du produit GPM/IMERG (Huffman *et al.*, 2019) ne sont pas perturbées par des discontinuités majeures du dispositif d'observation. Dans sa version qualifiée de finale, ce produit, élaboré par la NASA, réalise une synthèse de diverses sources : micro-ondes passives provenant d'une constellation de satellites défilants, infrarouge thermique des géostationnaires et réseau de pluviomètres concentré par le GPCC (*Global Precipitation Climatology Center*). Ses algorithmes sont régulièrement remis à jour et ses données diffusées à l'échelle fine de la demi-heure et du dixième de degré. Cette source d'information présente toutefois une hétérogénéité spatio-temporelle ; le dispositif d'observation satellitaire évoluant dans le temps, les algorithmes d'estimation micro-ondes dépendant de l'état de surface et la couverture du réseau sol étant très inégale.

Les données ont été projetées sur une grille commune en quart de degré couvrant la totalité de la zone 60N/60S. Cette limite est imposée par le produit GPM qui ne fournit pas d'informations homogènes aux hautes latitudes.

Deux paramètres de la distribution des précipitations ont été calculés : le cumul annuel de précipitations et le nombre de jours nécessaires pour cumuler 50% des pluies. Alors que le premier paramètre renseigne sur l'intensité du phénomène, le deuxième informe sur son intermittence. Il est obtenu en établissant pour chaque point de grille la série annuelle des précipitations quotidiennes, en triant cette série et en cumulant les valeurs jusqu'à dépasser la moitié du cumul annuel. La valeur de ce paramètre sera d'autant plus élevée que les pluies seront plus uniformément réparties. Bien que ce deuxième indice soit formellement indépendant du premier, sa valeur devient erratique dans les zones de faibles précipitations. Dans un premier temps, la synthèse des modèles a été effectuée par un simple moyennage en associant la même pondération à chaque modèle.

3. Analyse des résultats et retour sur la procédure de synthèse

La figure 1 présente le cumul annuel moyen de précipitations tel qu'estimé par cette procédure d'agrégation sur les période 2015-2020 (graphique du haut) et 2045-2050 (graphique du centre). Le graphique du bas est obtenue à partir du produit IMERG sur la période 2015-2020. Sur la période 2015-2020, cette procédure restitue la répartition des précipitations estimée par IMERG avec des gradients spatiaux plus atténués, ce qui est cohérent avec les échelles d'élaboration des produits. Toutefois, par rapport à IMERG, elle fait apparaître un biais positif de 9%. La répartition de ces erreurs n'est pas uniforme ; elles se concentrent aux basses latitudes avec un biais maximal de 1.3 mm/jour sur le quatrième parallèle sud (soit une erreur relative de 30%).

L'évolution à moyen terme des précipitations, telle qu'elle peut être déduite de cette figure, est en accord avec les conclusions IPCC. Un net renforcement des pluies sur la zone intertropicale de convergence apparaît clairement ainsi que, sur la plupart des zones de mousson, une augmentation sensible des précipitations. Cette augmentation est particulièrement notable pour la mousson Ouest-Africaine à l'exception son extrémité occidentale. En revanche l'ouest du bassin méditerranéen évolue vers une situation de déficit pluviométrique. Toutefois le point important est que ces variations sont du même ordre de grandeur que l'erreur précédemment estimée.

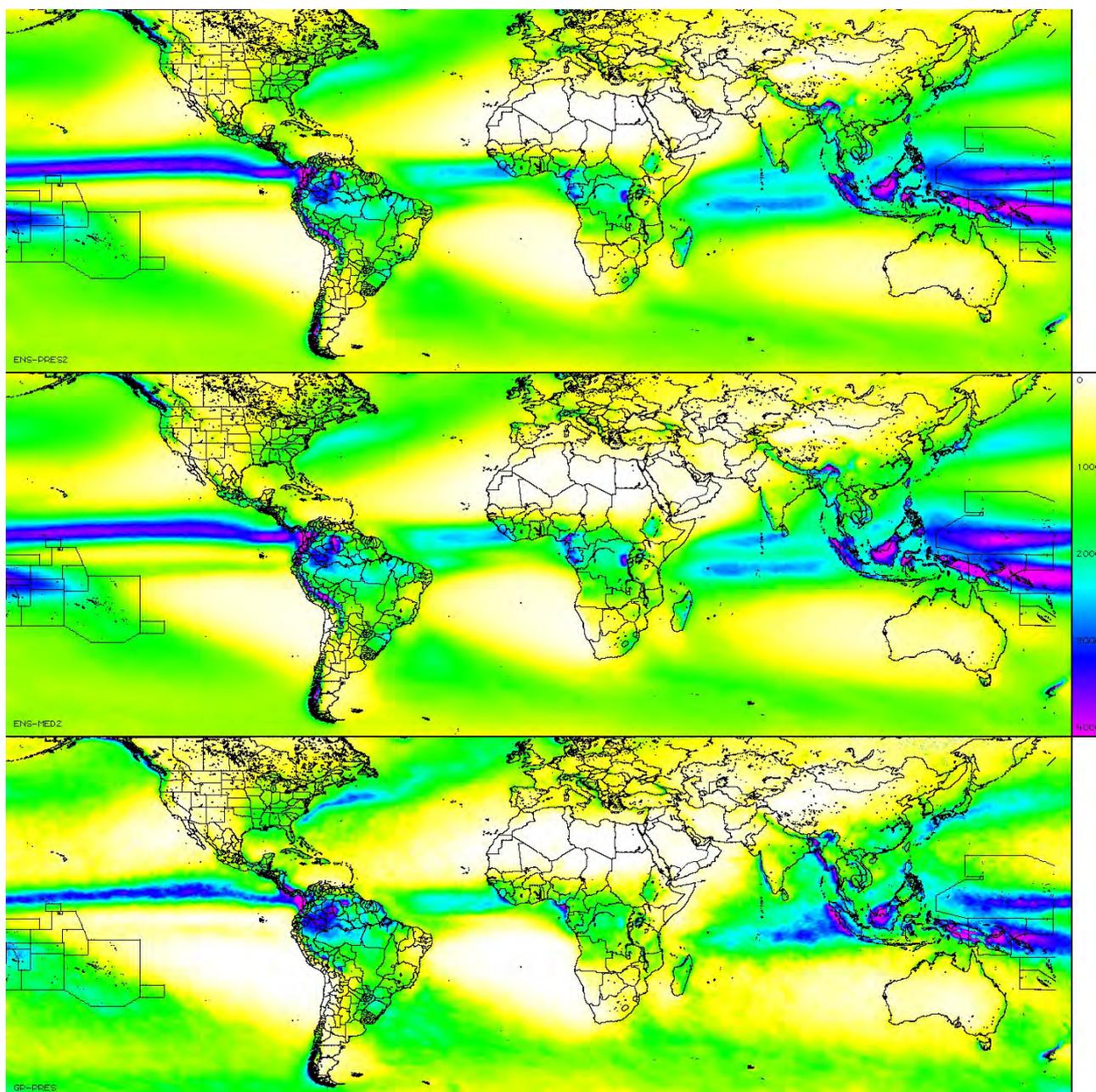


figure 1. Moyenne du cumul annuel de précipitations (mm) sur la zone 60N/60S. Les images sont établies à partir de l'agrégation des GCM sur la période 2015-2020 (haut), de l'agrégation des GCM sur la période 2045-2050 (centre) et des estimations de précipitations GPM-IMERG sur la période 2015-2020 (bas).

Une procédure alternative permettant d'améliorer ces résultats est d'abandonner la pondération uniforme de la procédure d'agrégation au profit d'une sélection des modèles sur la base de leur adéquation locale aux observations. Yang *et al.* (2021) ont mis en œuvre une procédure de ce type pour évaluer les projections de précipitations sur la Chine. Une méthode plus élémentaire a été appliquée ici qui consiste à sélectionner en chaque point de grille le modèle le plus proche de la

donnée IMERG. Le biais associé au cumul de précipitations estimé sur la période 2015-2020 est alors considérablement réduit et cette amélioration porte principalement sur la zone intertropicale où l'erreur relative maximale n'est plus que de 10%. La courbe des erreurs en fonction de la latitude ne présente plus le très net maxima à l'équateur. Cette observation pourrait être mis en relation avec la validité des schémas de convection des modèles qui mérite d'être évaluée. Bien qu'il soit, à ce stade, difficile d'associer un modèle à un régime de précipitations, quelques tendances émergent. Le modèle MRI-ESM2 semble le plus approprié pour prendre en compte le renforcement orographique qu'il restitue mieux que les modèles à très haute résolution CMCC-CM2 ou HiRAM-SIT. En zones de faibles précipitations (continentales ou maritimes), les modèles HiRAM-SIT et GFDL-CM4 présentent les biais les plus faibles. Enfin, les modèles MRI-ESM2, NCAR-CESM2 et CMCC-CM2 rendent le mieux compte des phénomènes pluviogènes en zones de mousson.

En figure 2 sont présentées les images obtenues par la méthode de synthèse précédemment décrite appliquée, d'une part, sur les projections pour la période 2015-2020 et, d'autre part, sur celles correspondant à la période 2045-2050. Bien que cette méthode sélectionne indépendamment pour chaque point de grille le modèle le plus approprié, la continuité spatiale des cartes générées est remarquable. Aucun gradient artificiel lié à une discontinuité entre modèles n'apparaît. En termes de changement de régime de précipitations, la différence la plus notable entre cette méthode de synthèse et la procédure d'agrégation est que les modifications des cumuls sont beaucoup plus faibles. Les zones en déficit ou en excès changent peu à l'exception des moyennes latitudes ; aucune tendance ne peut être mise en évidence sur l'Europe alors que la procédure précédente faisait apparaître un dipôle Est-Ouest ; l'Amérique du Nord présente un léger déficit au lieu d'un excédent. Les déficits en Méditerranée occidentale se maintient quoique d'une importance moindre.

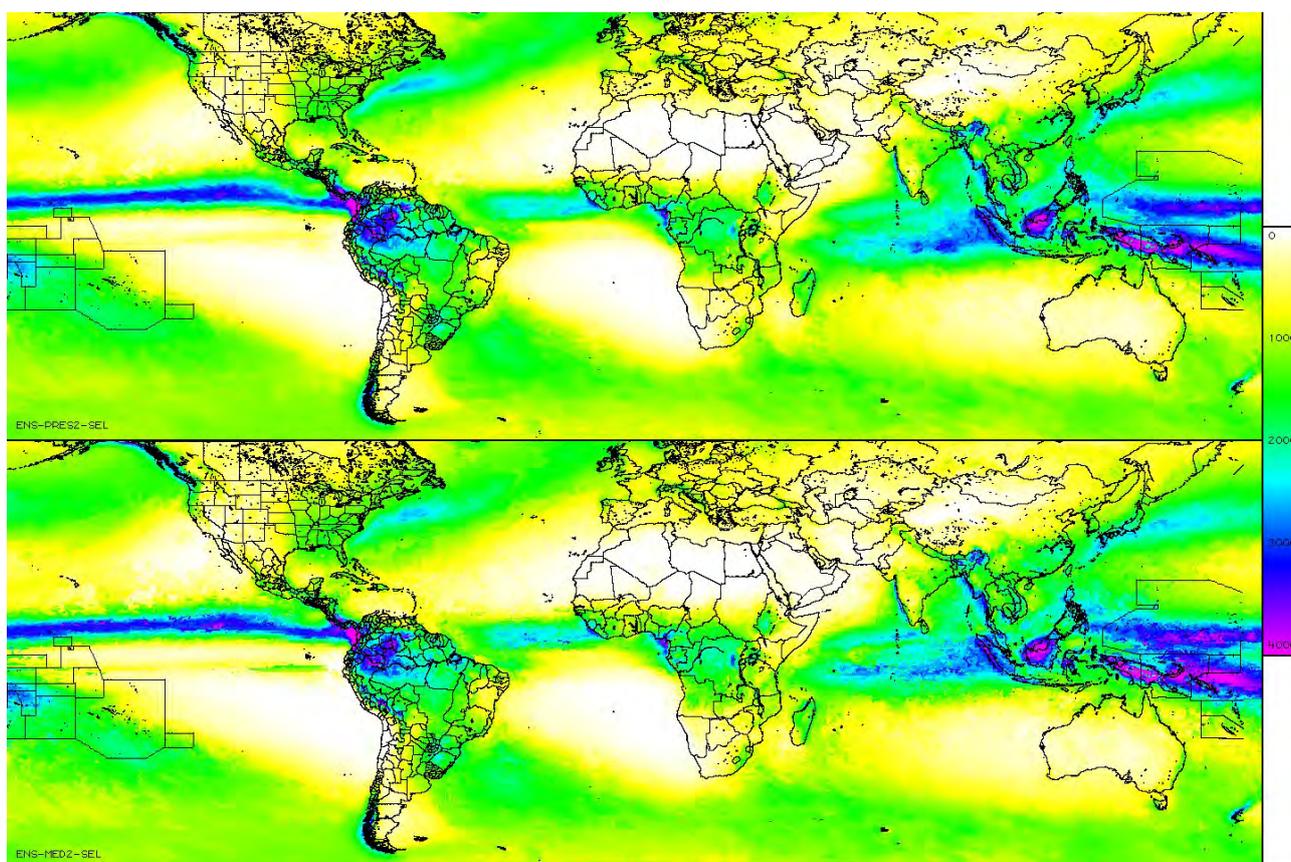


figure 2. Moyenne du cumul annuel de précipitations sur la zone 60N/60S. Les images sont établies à partir de l'agrégation des modèles suivant la procédure de sélection sur la période 2015-2020 (haut) et la période 2045-2050 (bas).

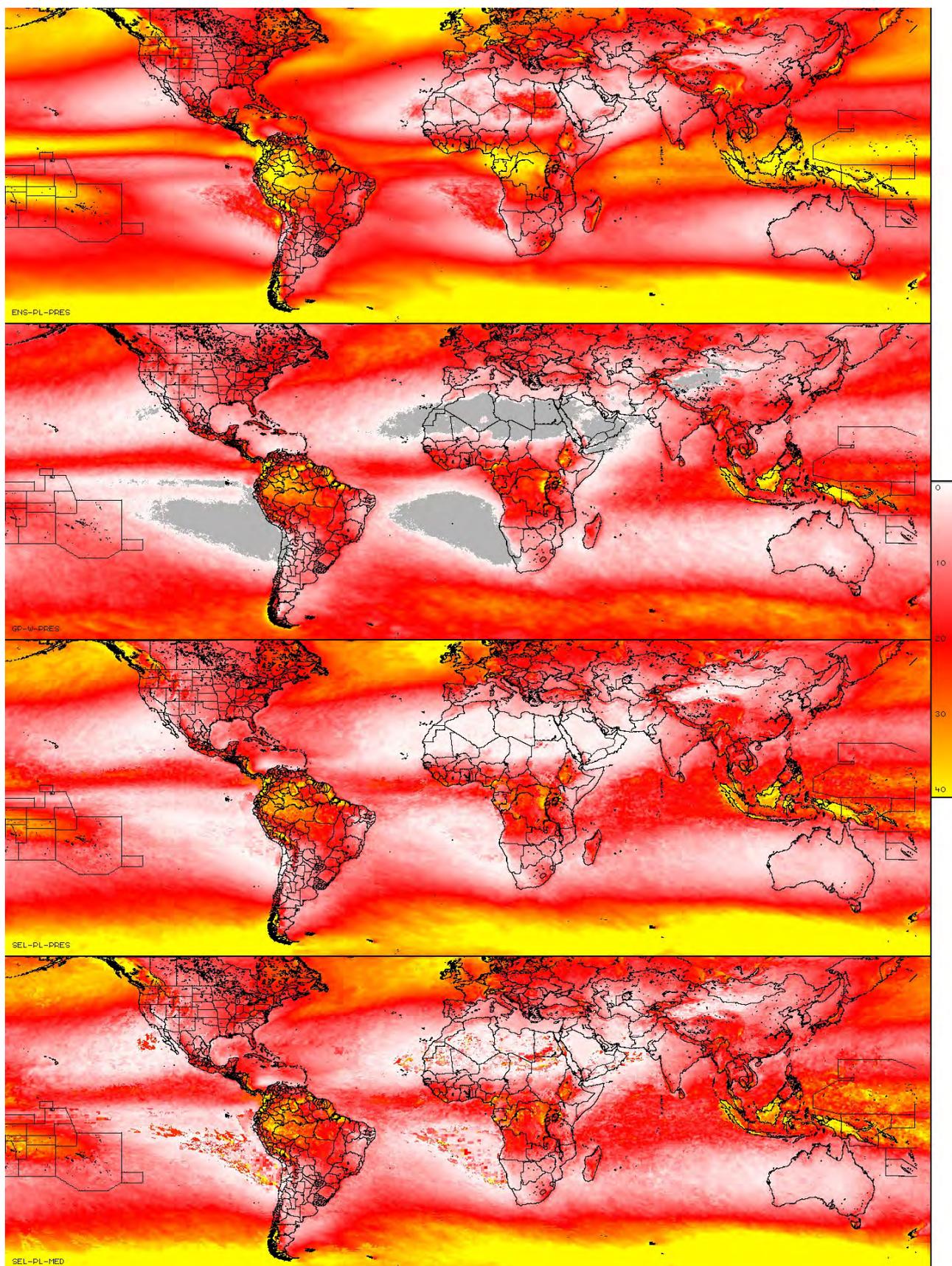


figure 3. Moyenne du nombre de jours de l'année cumulant 50% des précipitations sur la zone 60N/60S. Les images sont établies à partir de la moyenne des GCM sur la période 2015-2020 (haut), des estimations de précipitations GPM-IMERG sur la période 2015-2020 (centre-haut), de la procédure par sélection de GCM sur la période 2015-2020 (centre-bas) et de la procédure par sélection de GCM sur la période 2045-2050 (bas). Les zones où la statistique n'est pas calculée figurent en gris.

La figure 3 est similaire à la première figure mais porte sur le paramètre d'intermittence, le nombre de jours nécessaires pour cumuler 50% des précipitations. Cette statistique n'est calculée que lorsque le cumul pluviométrique dépasse 100 mm. En haut est représenté le résultat de la procédure d'agrégation sur 2015-2020 ; en centre-haut le même paramètre estimé par IMERG ; en centre-bas le paramètre extrait des modèles combinés par la méthode de sélection sur la période 2015-2020 et enfin en bas ce même indicateur sur la période 2045-2050. L'artefact évident sur la synthèse par moyenne des modèles est une massive surestimation par rapport à IMERG qui est de l'ordre de 75%. La synthèse par agrégation tend à répartir les pluies de manière beaucoup plus uniforme que les estimations IMERG. Ce biais est d'autant plus significatif, qu'alors que les estimations quantitatives de pluie sont imprécises pour les plus fortes intensités, la détection d'amas pluviogènes par les capteurs micro-ondes est non ambiguë. Aussi l'indicateur d'intermittence dérivé d'IMERG devrait être plus précis que le cumul de précipitations. Il est également notable que pour ce paramètre la dispersion entre les modèles est plus importante que pour le cumul de pluies.

La procédure de synthèse sélectionnant pour chaque nœud de grille le modèle le plus proche de la référence a été appliqué sur le paramètre d'intermittence. Mais alors que la contribution des divers modèles au cumul de précipitations se présentait comme une combinaison complexe, cette synthèse met en évidence la supériorité nette d'un modèle. Sur plus de 50% des points le modèle HiRAM-SIT fournit l'estimation la plus proche d'IMERG. Il mérite d'être signalé que la sélection du modèle local le plus approprié dépend étroitement du paramètre considéré. La comparaison des deux synthèses par ce dernier procédé met en évidence une tendance globale à l'augmentation des événements extrêmes, le nombre de jours nécessaires au cumul de 50% des pluies diminuant. La seule zone d'extension significative où le phénomène inverse se manifeste est le Nord-Est asiatique.

Conclusion

Malgré les innovations récentes apportées par l'IPCC dans la diffusion des informations, le portail du CMIP reste un complément indispensable pour obtenir des données numériques. Mais, outre l'important volume de données, l'utilisateur est confronté à une dispersion des modèles particulièrement sensible pour les précipitations. Comme le suggère cette étude, cette même dispersion rend la procédure de moyennage aveugle, largement utilisée jusqu'ici, partiellement inefficace et une procédure alternative a été proposée qui s'attache à sélectionner un modèle localement pertinent. Des calculs élémentaires permettent d'obtenir des estimations apparemment plus réalistes de deux paramètres de la distribution des intensités de pluie. Toutefois cette proposition garde une nature plus heuristique qu'algorithmique. Définir une procédure opérationnelle supposerait tout d'abord qualifier les erreurs de la source de données de référence (le GPM-IMERG) et éventuellement lui substituer des données localement plus précises. La procédure elle-même pourrait gagner en sophistication en substituant à la simple sélection d'un modèle une somme pondérée. Enfin, le jeu de données de modèles utilisé a été constitué sur une base d'opportunité. Un mode de constitution plus systématique intégrant les données CORDEX serait également souhaitable. Ceci introduit bien sûr une complexité de traitement supplémentaire par rapport à la procédure élémentaire de synthèse fréquemment utilisée. Mais celle-ci ne permet plus de prendre en compte la richesse de l'information extraite du CMIP6.

Bibliographie

Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C., Stevens B., Stouffer R. & Taylor K., 2016 : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscience Model Development*, **9**, 1937-1958

Hourdin F., Mauritsen T., Gettelman A., Golaz J.C., Balaji V., Duan Q., Folini D., Ji D., Klocke D., Qian Y., Rauser F., Rio C., Tomassini L., Watanabe M. & Williamson D., 2017 : The art and science of climate model tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98(3)**, 589-602

Huffman G., Bolvin D., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R., Kidd C., Nelkin E., Sorooshian S., Tan J., & Xie P., 2019 : Algorithm theoretical document ; NASA GPM ; Integrated Multi-satellite retrievals for GPM. NASA technical document ATBD V06, 38 p, <https://gpm.nasa.gov>

Yang X., Zhou B., Xu Y. & Han Z., 2021 : CMIP6 evaluation and projection of temperature and precipitation over china. *Advances in Atmospheric Research*, **38**, 817-830

ÉVOLUTION PASSÉE ET FUTURE DES VAGUES DE CHALEUR EN FRANCE

Michel SCHNEIDER ¹, LOLA CORRE ²

¹ Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, 42 avenue Coriolis, Toulouse France (michel.schneider@meteo.fr)

² Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, 42 avenue Coriolis, Toulouse France (lola.corre@meteo.fr)

Résumé: Une méthode d'identification et de caractérisation des vagues de chaleur sur la base des températures moyennes quotidiennes observées a été progressivement développée et enrichie depuis 2006. Elle permet aujourd'hui de comparer les caractéristiques des épisodes historiques (date d'occurrence, durée, intensité maximale et sévérité) à différentes échelles spatiales (nationale, régionale, départementale et locale). Par ailleurs, cette méthode appliquée en climat futur aux simulations climatiques EURO-CORDEX permet d'estimer les évolutions des vagues de chaleur en fonction des horizons et scénarios considérés. L'étude montre à quel point la fréquence, la durée, l'intensité, la sévérité et la période calendaire de survenue des épisodes augmentent de manière extrêmement préoccupante.

Mots-Clés : Vague de chaleur, Simulation climatique

Introduction

L'Europe a toujours en mémoire la vague de chaleur exceptionnelle l'ayant touchée en août 2003, occasionnant sur la seule France près de 15000 décès supplémentaires. Une nouvelle vague de chaleur est survenue dans le pays en juillet 2006. S'est alors posée la question de savoir comment se situait 2006 par rapport à 2003. Quelle avait été la plus longue des deux ? Quelle avait été la plus sévère des deux ? Il n'existe pas de définition universelle des vagues de chaleur. De ce fait et des questions précédentes est née la définition d'une méthode d'identification et de caractérisation des vagues de chaleur, méthode s'appuyant sur la température moyenne quotidienne et sur la distribution de ce paramètre sur une période de référence. L'approche permet alors de comparer les événements et leurs nombres annuels d'occurrences à différentes échelles spatiales : nationale, régionale, départementale et locale.

Dans le contexte de changement climatique, la méthode a été mise en œuvre sur des simulations climatiques, permettant d'analyser les évolutions de ces vagues de chaleur en fonction des différents scénarios et pour différents horizons futurs. Tout cela dans une approche multi-modèles qui fournit les éléments indispensables pour appréhender l'incertitude des diagnostics.

1. Identifications des vagues de chaleur

1.1. Données utilisées pour l'analyse historique

Une caractéristique commune à toutes les vagues de chaleur est d'observer des températures extrêmement chaudes en journée, mais aussi particulièrement chaudes la nuit. Le choix a donc été fait d'utiliser comme variable la température moyenne quotidienne calculée à partir des températures minimales et maximales : $TM=(TN+TX)/2$. Selon l'échelle spatiale étudiée, cette température moyenne quotidienne peut être issue d'une station d'observation, mais il est généralement plus intéressant d'élaborer les diagnostics à des échelles plus étendues et d'utiliser pour ce besoin des « indicateurs thermiques ». On entend ici par indicateur thermique une température moyenne quotidienne « agrégée » sur un domaine, l'agrégation pouvant se faire en moyennant diverses stations d'observation ou en moyennant les points de grille d'une spatialisation préalable. A l'échelle de la France, la température agrégée s'appuie sur trente stations d'observation réparties le plus équitablement possible sur le territoire, disponibles sans fortes ruptures d'homogénéité depuis 1947. Aux échelles régionales et départementales, la température agrégée est

construite à partir d'une spatialisation préalable des températures minimales et maximales quotidiennes observées puis en moyennant tous les points de grille du domaine traité.

1.2. Méthode mise en œuvre

Il n'existe pas de définition universelle d'une vague de chaleur. Dans le cas présent, les vagues de chaleur ont été considérées comme des températures remarquablement chaudes durant une période donnée. Les vagues de chaleur ont donc été vues comme des « objets » possédant certaines caractéristiques que l'on peut comparer entre elles:

- un début, une fin et donc une durée et une position calendaire ;
- une température atteinte au plus fort de l'événement, dite intensité maximale;
- un cumul de chaleur perçue sur la durée de l'épisode, dit sévérité.

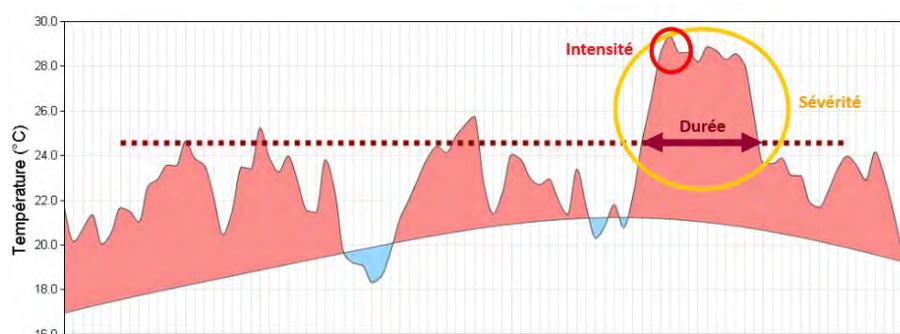


figure 1. Caractéristiques d'une vague de chaleur : début, fin et donc durée, intensité et sévérité.

Pour identifier une vague de chaleur dans une série de températures, trois seuils déduits de la distribution sur une période de référence des températures quotidiennes sont utilisés:

- le percentile 99.5 (Spic) permettant de détecter l'existence d'une vague de chaleur dès lors qu'il est franchi ;
- les percentiles 97.5 (Sdeb) et 95.0 (Sint) permettant d'identifier le début et la fin de l'épisode, période durant laquelle la température ne descend pas deux jours consécutifs en dessous du percentile 97.5 ou ne descend pas une journée sous le percentile 95.0.

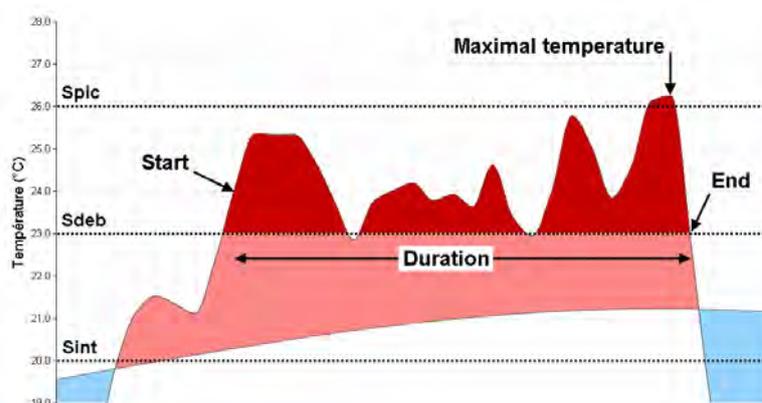


figure 2. Exemple d'utilisation des seuils pour l'identification et la caractérisation d'une vague de chaleur. La sévérité est le cumul des degrés au-dessus de Sdeb sur la durée de l'épisode.

1.3. Diagnostic en climat passé

La méthode, appliquée à l'indicateur thermique France, température moyenne quotidienne de 30 stations métropolitaines, permet d'identifier quarante-trois vagues de chaleur de 1947 à 2021. A noter que ne sont retenus ici que les épisodes d'au moins trois jours. Il est intéressant de noter que ne sont recensés que dix épisodes sur la première demie période, les trente-sept années de 1947 et 1983 tandis que trente-trois épisodes sont identifiés sur la demie période plus récente, les trente-huit années de 1984 à 2021. La fréquence des vagues de chaleur s'est donc multipliée par trois entre ces deux périodes, traduisant déjà des effets du changement climatique.

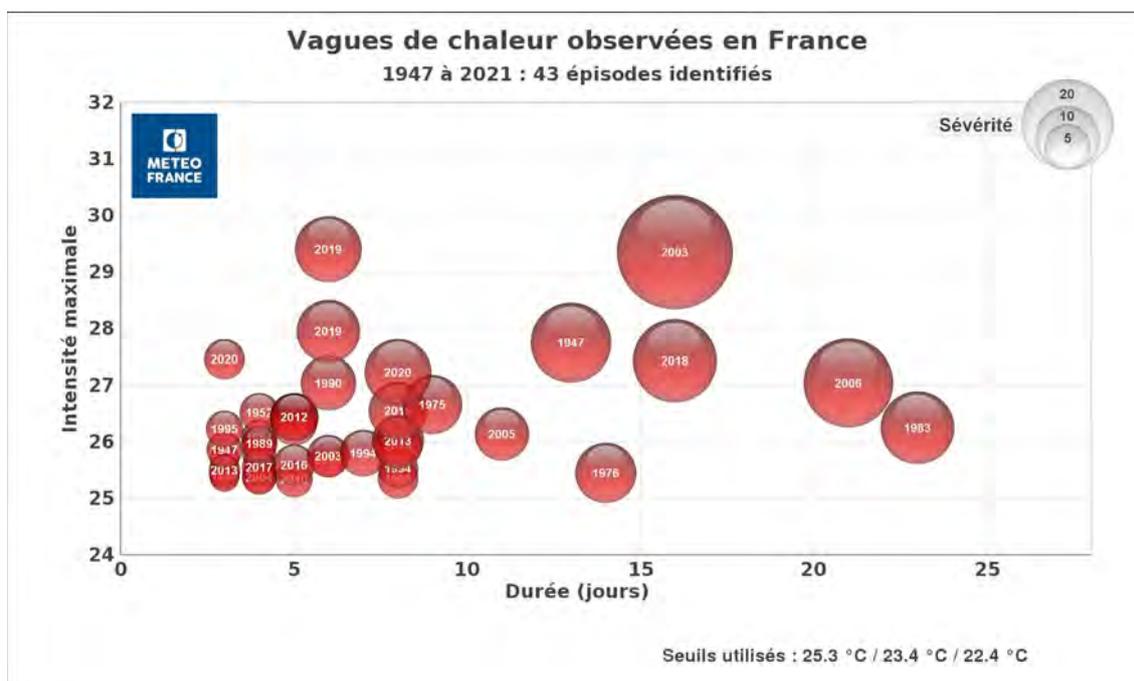


figure 3. Vagues de chaleur recensées sur la France de 1947 à 2021. La surface d'une sphère est proportionnelle à la sévérité de l'épisode. On utilise ici une sévérité dite «normalisée» car divisée par la différence entre les percentiles 99.5 et 97.5.

Tableau 1. Exemple des caractéristiques calculées pour trois vagues de chaleurs parmi celles identifiées en France

Début	Fin	Durée (jours)	Intensité (°C)	Sévérité (°C)	Sévérité «normalisée»
2003/08/02	2003/08/17	16	29.352	59,374	31.973
2006/07/10	2006/07/30	21	27.043	35.382	19.053
2019/07/21	2019/07/26	6	29.402	19.554	10.530

2. Évolution des vagues de chaleur en climat futur

2.1. Données utilisées pour le climat futur et mise en œuvre de la méthode

La méthode précédemment décrite a été mise en œuvre en utilisant comme données d'entrée les températures quotidiennes émanant de simulations climatiques. Les simulations climatiques utilisées

correspondent à dix couplages de modèles climatiques globaux (GCM) avec des modèles climatiques régionaux (RCM), bénéficiant d'une correction des biais (Verfaillie D. et al., 2017). Pour chaque trio simulation-scénario-horizon, les températures quotidiennes en points de grille on ensuite été agrégées en moyennant les points de grille du domaine traité, afin de disposer d'un indicateur de température moyenne quotidienne par domaine.

Tableau 2. Liste des simulations climatiques utilisées.

Institution	GCM	RCM
CNRM	CNRM-CM5	Aladin63
CLMcom	MPI-ESM	CCLM4-8-17
SMHI	EC-EARTH	RC4A
IPSL	IPSL-CM5A	WRF381P
CSC	MPI-ESM	REMO2009
CLMcom	HadGEM2	CCLM4-8-17
KNMI	EC-EARTH	RACMO22E
SMHI	IPSL-CM5A	RC4A
KNMI	CNRM-CM5	RACMO22E
DMI	Nor-ESM1	HIRHAM5 v3

Pour chaque couple GCM-RCM, les percentiles 99.5, 97.5 et 95.0 de température moyenne quotidienne ont été préalablement calculés sur la période de référence 1976-2005. A partir de là ont pu être recensées les vagues de chaleur vues par chaque simulation climatique sur cette même période de référence, mais aussi sur chacun des horizons (périodes de 30 ans futures) proche (2021-2050), moyen (2041-2070) et lointain (2071-2100) et pour chacunes des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5. Les évolutions ont été ensuite étudiées sous divers angles :

- pour une simulation donnée et un scénario RCP donné, comparaison des vagues de chaleur simulées sur la période de référence et les différents horizons.

- pour une simulation donnée et un horizon donné, comparaison des vagues de chaleur simulées sur la période de référence et l'horizon donné pour différents RCP.

Par ailleurs une approche multi-modèles a été mise en œuvre afin d'appréhender les incertitudes liées aux différentes simulations climatiques.

2.2. Diagnostic en climat futur et comparaison avec le climat récent

La comparaison des vagues de chaleur simulées durant la période de référence 1976-2005 à celles simulées en climat futur met en évidence de claires évolutions, tout particulièrement en RCP8.5. Pour chacune des simulations, le nombre de vagues de chaleur et toutes les caractéristiques associées sont en forte augmentation. Certains modèles simulent ainsi des vagues de chaleur se prolongeant plus de deux mois, alors même que celles simulées en période de référence ne dépassent guère trois semaines, durée très proche de l'observation elle-même. D'une manière générale, les vagues de chaleur les plus sévères observées par le passé seront vues dans le climat futur comme des événements mineurs.

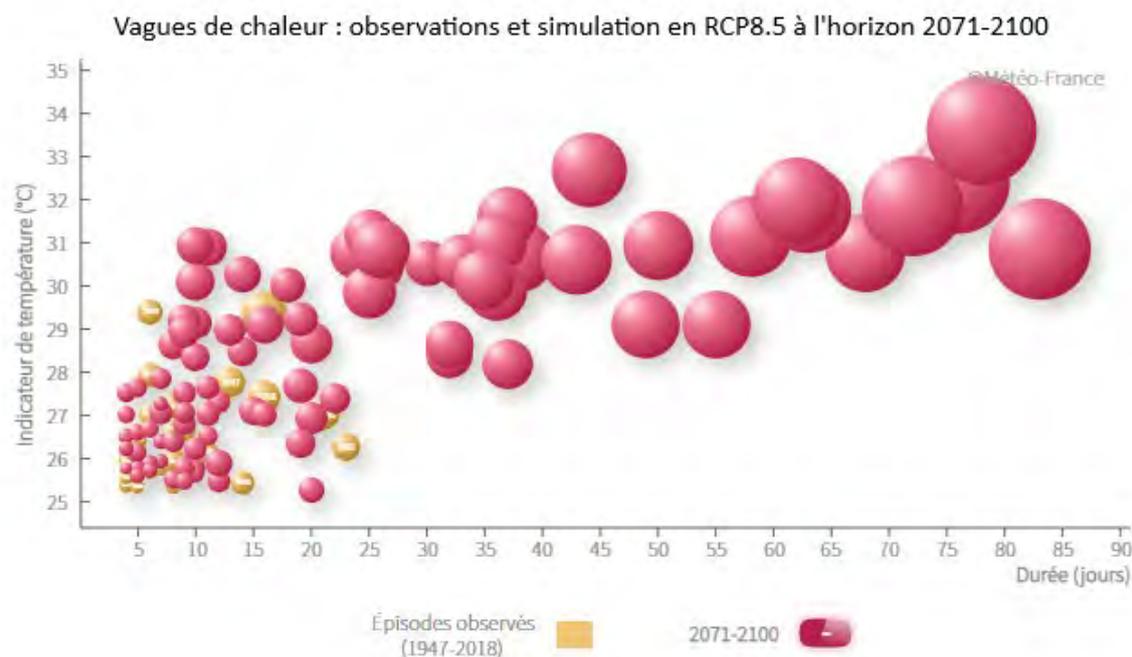


figure 4. Vagues de chaleur simulées par un modèle (modèle Aladin-Climat de Météo-France) à l'horizon 2071-2100 en RCP8.5 comparées à celles observées entre 1947 et 2018. Le nombre d'événements, leurs durées, intensités et sévérités sont en très forte augmentation.

Mais comme évoqué précédemment, l'approche multi-modèles est à privilégier pour intégrer les différences et estimer les plages d'incertitudes. La comparaison des valeurs médianes et de divers percentiles, calculés sur l'ensemble des simulations pour les différentes caractéristiques des vagues de chaleur est une manière d'implémenter l'approche multi-modèles. A Paris ainsi, le nombre annuel de vagues de chaleur pourrait être multiplié par 4,5. Le nombre annuel de jours en situation de vague de chaleur pourrait être multiplié par 8. Et chose toute aussi préoccupante, le calendrier de survenue des vagues de chaleur s'élargit sensiblement. Dans le climat récent, les simulations traduisent assez bien la réalité observée avec des vagues de chaleur susceptibles de se produire à partir de début juin et jusqu'à fin août. A l'horizon 2071-2100 en RCP8.5, ces événements pourraient commencer à se produire un mois plus tôt, début mai, et survenir jusqu'à un mois et demi plus tard, mi-octobre. Par ailleurs, ils pourraient devenir près de six fois plus fréquents au cœur de l'été. En conséquence, la société devra faire face à de nombreux problèmes liés à l'élargissement sensible de la période de survenue des vagues de chaleur et à la très nette augmentation de survenue en milieu d'été.

Conclusion

Cette méthode permettant d'identifier et de caractériser les vagues de chaleur à partir d'une série de températures moyennes quotidiennes présente de multiples intérêts. Appliquée aux observations, elle permet de connaître l'historique des vagues de chaleur. Il est à noter qu'appliquée à des prévisions à courte ou moyenne échéance, cette approche permet aussi de prévoir les caractéristiques d'un épisode en cours ou prévu et de le comparer aux événements historiques. Mais dans le contexte du changement climatique, la méthode appliquée aux simulations climatiques enrichit largement nos connaissances, aussi bien celles concernant les caractéristiques des vagues de chaleur en climat futur que celles concernant leur fréquence et leur calendrier de survenue.

Un intérêt de l'approche est aussi, bien évidemment, de pouvoir s'appliquer à différentes échelles spatiales et dans des environnements climatiques très différents.

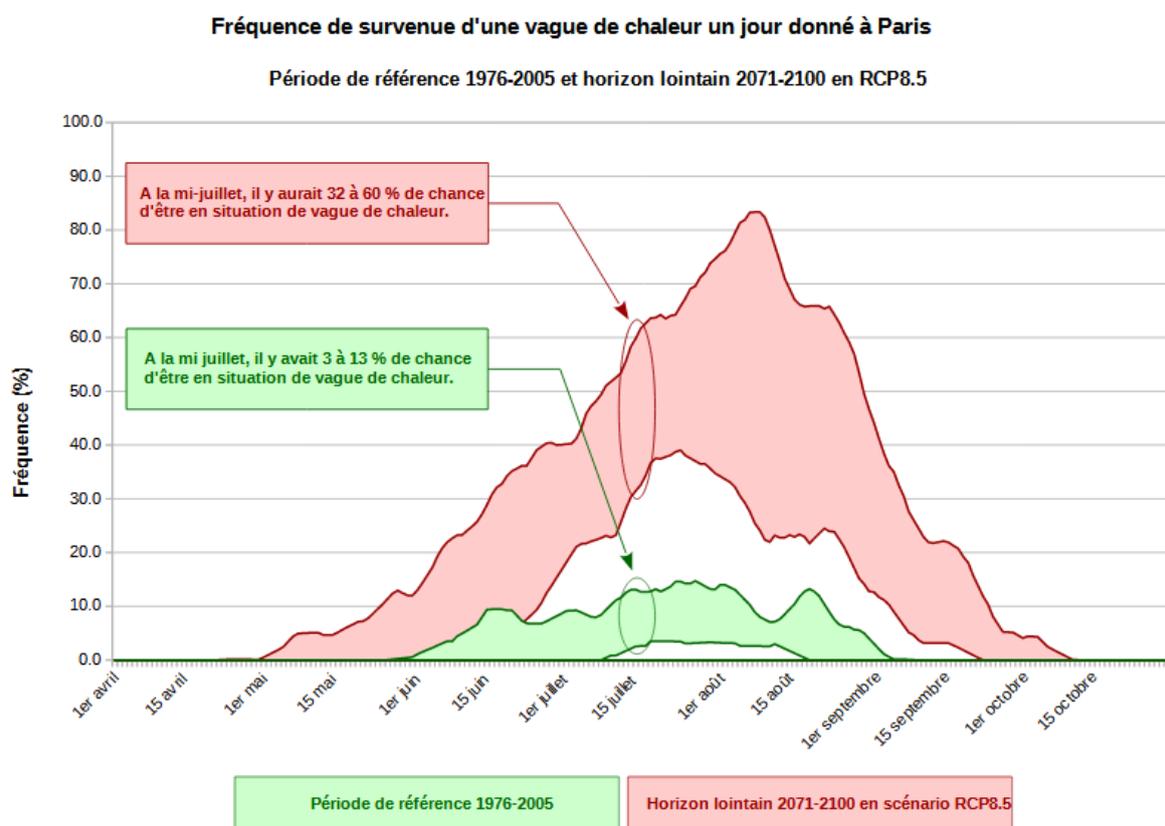


figure 5. Approche multi-modèles de la fréquence (en %) de survenue pour un jour donné d'une vague de chaleur à Paris. En vert figure la période de référence et en rouge l'horizon lointain en RCP8.5. Le panache représente les centiles 10 et 90, calculés sur l'ensemble des dix simulations utilisées.

Références bibliographiques

Verfaillie D., M. Déqué, S. Morin, et M. Lafaysse, 2017. The method Adamont v1.0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models. *Geosci. Model Dev.*, 10, 4257-4283

Soubeyrou J.-M. et al., 2020. Les nouvelles projections climatiques de référence DRIAS-2020 pour la Métropole. Météo-France

MAPPING THE SPATIAL-TEMPORAL VEGETATION RESPONSE TO DROUGHTS IN NORTHERN ITALY

Alice BARONETTI ^{1,2}, Matia MENICHINI ¹, Antonello PROVENZALE ¹.

¹ *Institute of Geosciences and Earth Resources, National Research Council, 56124 Pisa, Italy*
(alice.baronetti@igg.it)

² *Centro Interdipartimentale sui Rischi Naturali in Ambiente Montano e Collinare, University of Turin, Turin, Italy*

Abstract: In this study the correlation between bi-weekly drought events and vegetation greenness in northern Italy was analysed for the 2000-2020 period. To this purpose, two high-resolution datasets, based on ground data and MODIS Land Products, were collected. Bi-weekly severe and extreme droughts were investigated by mean of SPEI and SPI indices calculated at different drought timescales. Correlation maps between fields of bi-weekly vegetation (NDVI and EVI) and bi-weekly drought (SPI and SPEI) indices were computed, retaining only significant correlations. The results suggest that the vegetation types perturbed by human activities in the Po Plain, and in the Tuscan hills, are the most sensitive to drought. By contrast, all forests types, if not perturbed, apparently are quite drought-tolerant.

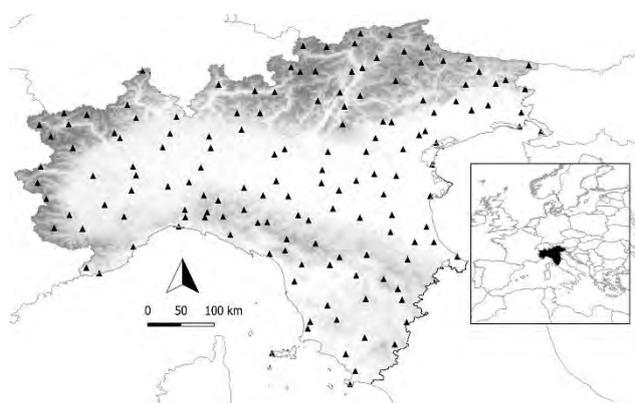
Keywords: MODIS Land Products, Ground Data, Drought, Vegetation Indices

Résumé : **Cartographie de la réponse de la végétation aux sécheresses dans le nord de l'Italie:** Dans cette étude, la corrélation entre les épisodes de sécheresse et la végétation a été analysée pour la période 2000-2020 dans le nord de l'Italie. Deux jeux de données ont été collectées : des séries climatiques in situ et des produits satellitaires MODIS. Les épisodes sécheresse bihebdomadaires extrêmes ont été étudiés au moyen des indices SPEI et SPI. Des cartes de corrélation entre les indices de végétation et de sécheresse ont été calculées, et seules les corrélations significatives ont été retenues. Les résultats suggèrent que les types de végétation sensibles à la sécheresse sont ceux perturbés par les activités humaines dans la Plaine du Pô, et dans les collines Toscannes. Tous les types de forêts sont apparemment tolérants à la sécheresse.

Mots-Clés : MODIS Produits Terrestres, Séries climatiques, Sécheresse, Indices de végétation.

Introduction

Drought is a recurrent climate hazard that is generated by a natural and temporary imbalance of water availability. It develops slowly, and it includes precipitation below the normal values. Nevertheless, its severity, magnitude, and frequency can vary from region to region (Carrão et al. 2017). Several drought indices have been developed; the most important ones are the Standardized Precipitation Index (SPI, McKee et al. 1993) and the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI, Vicente-Serrano et al. 2010). In recent decades, drought frequency, duration, and severity have increased substantially at a global scale, especially in arid and semi-arid regions. The Mediterranean basin is an “hot spot” of climate change, and suffered the highest increase in drought magnitude. Owing to the high frequency of droughts, the Mediterranean vegetation is well adapted to drought events, adopting different morphological and phenological strategies. On the other hand, the Mediterranean landscape has been drastically modified by human activities, affecting the vegetation communities and their resistance and resilience to droughts. For these reasons, determining the impact of droughts on Mediterranean vegetation is difficult owing to the strong



landscape diversity, with vegetation species having different resistance to drought. Northern Italy has been chosen as a case study because it is densely populated, rich in infrastructures and in varied agroecosystems, and it has a rather complex topography: it

includes a low plain (Po Valley) surrounded by high mountain ranges including the Alps and Apennines (Figure 1). Northern Italy is characterised by temperate climate, where temperature is projected to rise and precipitation may significantly change by the end of the 21st century (Desiato et al. 2015). On average, in northern Italy the vegetation growing season goes from spring to summer. Increasing air temperatures are significantly affecting the duration of the growing season over Italy, and lengthening of the period between the occurrence of the last spring frost and the first autumn frost between 0.2 and 0.6 days/year was observed by the Join Research Centre of the European Union for the last decades. To the best of our knowledge, there are no studies on drought effects on the vegetation types of northern Italy covering the last 21 years. Additionally, no previous study has considered the combined effect of precipitation and atmospheric evaporative demand on drought severity, considering different drought time scales. The aim of the present work is thus to quantify the spatial distribution of drought events, and identify their effects on vegetation greenness and vegetation trends in northern Italy during the 2000-2020 period, using the combination of ground data and MODIS images at 1 km of spatial resolution. For this purpose, correlation maps between fields of bi-weekly vegetation indices (NDVI and EVI) and bi-weekly drought indices (SPI and SPEI) were computed.

1. Data and Method

1.1 Data

Two new high-resolution datasets for the 2000-2020 period were prepared for northern Italy:

- Remote sensing: MODIS “Land Product” were extracted from the NASA/USGS Land Resources Distributed Active Archive Center (LP DAAC) and cropped on the study area. To investigate on drought events the 8-Day Land Surface Temperature (LST, MOD11) and Evapotranspiration (MOD16) products were collected. Moreover the 16-Day Vegetation Index (MOD13) as Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and Enhanced Vegetation Index (EVI) were selected. The data were downloaded at a spatial resolution of 1km and for the months between March and August included. This allows examination of vegetation growing season to avoid winter snow cover. The LST values were aggregated at bi-weekly scale (16 days) and converted from Kelvin to Celsius. For the selected products, all pixels that included no data, or were covered with clouds were removed. Urban areas and waterbodies were masked according to the CORINE Land Cover product (MCD12).
- Ground data: 150 daily precipitation series were obtained from the National System for the Collection, Processing and Dissemination of Climatic Data of Environmental Interest (SCIA, Figure 1). Daily precipitation series were quality controlled and, to facilitate the comparison with remote sensing products, data were aggregate at bi-weekly scale. Non-complete series were reconstructed by means of a gap-filling procedure based on the average of measurements at nearby stations (Vicente-Serrano et al. 2017). Homogeneity analysis was performed, and the Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) was applied. Bi-weekly precipitation series were interpolated on a cell grid at 1x1 km by Universal Kriging. Because stations are located at a different altitudinal range and distance, for each cell grid, the latitude, longitude, elevation, aspect and distance to shoreline were taken into account as auxiliary variables (Baronetti et al. 2020).

Method

First, the main bi-weekly spring and summer drought events for the 2000-2020 period were identified. On the basis of the gridded precipitation dataset, the LST and the Evapotranspiration products, the combination of two drought indices, SPI and SPEI calculated at medium (12 months) and long-time scales (24 and 36 months), was adopted. The Standardized Precipitation Index (SPI) is based only on precipitation data, it is calculated on the total cumulative weekly (or monthly) precipitation. SPI values usually span the range ± 3 , where negative values indicate dry periods and

positive values stand for wet periods. By contrast, the SPEI, based upon the same calculation procedure used for the SPI, considers both precipitation and temperature. It assumes that water balance, expressed as the difference between precipitation and evapotranspiration, is the best drought identifier. In the following, the bi-weekly SPEI and SPI values were estimated at 12-, 24-, and 36- month timescales and the drought events were identified using three parameters: i) classification in severe (SPI or SPEI<-1.28) and extreme (SPI or SPEI<-1.65) episodes; ii) minimum duration of 3 consecutive weeks; iii) drought conditions that affect at least the 25% of study area (González-Hidalgo et al. 2018). Later, the events were characterised by the starting and ending week, magnitude, duration and percentage of affected area.

Drought (SPEI and SPI) and vegetation (NDVI and EVI) trends were analysed by mean of the Mann Kendall test (Mann, 1945), and the most sensitive areas in Northern Italy were detected. Finally, with the aim of identifying the vegetation areas mostly interested by droughts, the Pearson's correlation coefficients between bi-weekly vegetation (NDVI and EVI) and bi-weekly drought (SPEI and SPI) indices were computed considering medium (12 months) and long drought (24 and 36 months) timescales. Correlation maps with 1 km of spatial resolution were obtained, and only the significant (p -value <0.05) and the highest correlation (above >0.6) were retained (Gouveia et al., 2016). On the basis of the correlation maps, drought impacts over the timescales were investigated as the percentage of the vegetation area with strong correlation at 12-, 24- and 36- months.

2. Results

Table 1 shows the main bi-weekly summer and spring drought events detected by SPEI and SPI indices in northern Italy at 12-month time scale. The analysis identified nine main events with the longest ones during summer. Some events are especially relevant: July 7, 2003- August 08, 2003 with 8 consecutive weeks and 30% of area under drought; May 9, 2005 – August 18, 2005 with 14 weeks of duration and 25% of area interested; June 26, 2017-August 29, 2017 lasting 10 week and 35% of area under drought. There is clear agreement between the episodes recorded by the different indices, except for two events. One was in 2007, lasting 4 weeks and 30% of area under drought according to SPEI (April 7, 2007 – April 27, 2007), whereas for SPI the event interested 40% of northern Italy area and had a length of 10 consecutive weeks (March 6, 2007 – May 5, 2007). The second event was recorded in 2017, specifically June 26, 2017–August 29, 2017 for SPEI, lasting 10 weeks and 35% of area under drought. Similarly to the previous event, the two indices recorded a close ending date (August 29, 2017) but SPI used to detect an earlier starting date (May 25, 2017) and 5% more of area interested by drought.

Table 4: Main summer and spring drought episodes observed in the 2000-2020 period by SPEI and SPI, calculated at 12 months. For each event are reported the starting week and the ending week and the percentage of area under drought.

SPEI				SPI			
Start	End	Week	%Area	Start	End	Week	%Area
12/07/2003	29/08/2003	8	30	12/07/2003	29/08/2003	8	45
05/03/2004	06/04/2004	8	30	05/03/2004	12/04/2004	8	40
09/05/2005	18/08/2005	14	25	09/05/2005	28/08/2005	13	32
10/06/2006	26/06/2006	4	25	10/06/2006	26/06/2006	6	28
07/04/2007	23/04/2007	4	30	06/03/2007	09/05/2007	10	40
21/03/2012	06/04/2012	4	25	21/03/2012	06/04/2012	4	30
25/05/2014	10/06/2014	4	32	25/05/2014	10/06/2014	4	25
26/06/2017	29/08/2017	10	35	25/05/2017	29/08/2017	14	40
25/06/2020	28/08/2020	8	25	24/05/2020	11/07/2020	8	30

Figure 2 shows the spatial distributions of drought trends calculated with the SPEI at 12 months and of vegetation trends according to the NDVI index for the 2000-2020 period. The results indicated that in the Po Plain and in the Tuscan hills drought increased, but significant and negative trends (-3

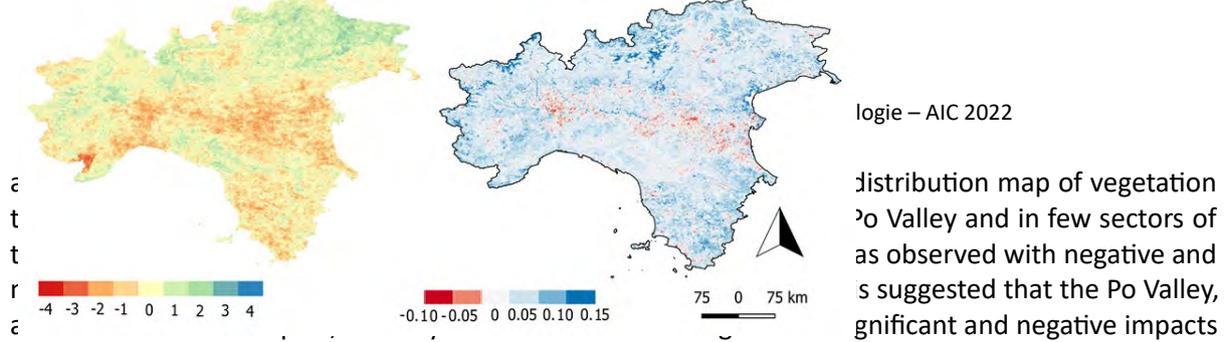


figure 2: Trends investigation for SPEI 12 months (left panel) and for NDVI (right panel) observed for the 2000-2020 period.

ed at 12-, 24-, and 36-months in order to study plants response at medium and long drought timescales. In figure 3 the correlation map between SPEI and NDVI index at 12-, 24- and 36-months is shown. Figure 3 indicates that, in keeping with the spatial distribution of the negative and significant SPEI and NDVI trends recorded for the 2000-2020 period, the strongest correlations were found in the Po Valley and the Tuscan hills. Apparently, differences were not observed through the timescales. Table 2 shows the percentage of the vegetation with strong correlations between the SPEI index and the two vegetation indices (NDVI and EVI). Similar results were observed for the two vegetation indices and looking at the correlation between SPEI and NDVI, 5% of the study area shows a strong vegetation response to drought at 12 months, 7% at 24 months and 10% at 36 months. This means that at long drought timescales, the percentage of involved vegetation is double than at short timescales.

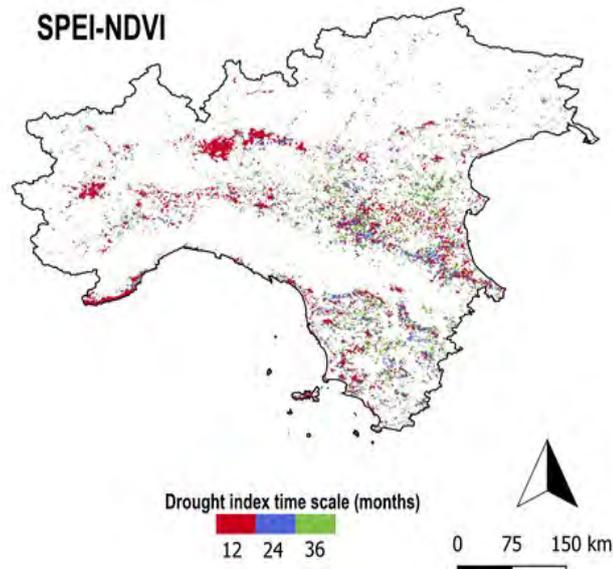


figure 3: Time-scales of the SPEI showing the correlations with the NDVI. Non-significant correlations were removed

In detail, according with the CORINE Land Cover, forests and herbaceous mixed with croplands are the mostly sensitive vegetation types to droughts with 7% of area under drought at 12 months in the first and 5% in the second. While for natural forests the percentages are lower and reached the 5% only at 36 months.

Table 2: Percentage of the vegetation with significant correlations at short, medium and long drought timescales.

Timescale	Percentage of vegetation (%)	
	SPEI-NDVI	SPEI-EVI
12 Months	5%	3%
24 Months	7%	4%
36 Months	10%	7%

Discussion and Conclusion

Adding to the literature devoted to the Mediterranean area (e.g., Longobardi et al. 2016), this work contributes to characterise droughts and vegetation stress in northern Italy, an area that is rich in water resources. Two new high-resolution datasets based on meteorological stations and MODIS images were generated, and the applied methodology was useful to best characterise vegetation response at short, medium and long drought timescales. Our study indicated that the application of a single index is not enough in the detection of drought events. Even if SPEI and SPI agree in the detection of nine drought episodes, in 2007 and in 2017 SPI used to detect events that are more spatially and temporally extended. This has suggested that in the 2000-2020 period the dominant drought triggering factor seems to be absence of precipitation. In fact, in the last 20 years, longer dry periods and more frequent extreme precipitation events were observed (Acquaotta et al. 2019).

The investigation of vegetation responses in the main drought events shows that the effects are not exclusively correlated with temperature trends in Northern Italy. In fact, Ceppi et al (2012) reported that the largest temperature increase is experienced by the Alps, with marked impacts for example on glacier volume. Here, however, the most sensitive areas to droughts are the Po Plain and the Tuscan hills. This suggests the importance of always taking into account the variability of precipitation in the study of droughts, and the large heterogeneity of drought events and vegetation response in Northern Italy.

The outcomes of this research indicated that the impact of droughts on vegetation depends on vegetation communities. The vegetation types with the highest response to droughts seem to be those perturbed by human activities. In fact, high sensitivity to droughts was observed for all vegetation types mixed with croplands. In Italy, especially in the Po Plain, the extent of monoculture (rice and maize) has increased in the last sixty years; habitat biodiversity has decreased, and natural areas have become ever more fragmented (Cardarelli et al. 2011). Recently, findings in community ecology have led to the hypothesis that species diversity should play a critical role in drought avoidance, in fact species sharing the same ecological niches strongly compete for the same resources, leading to a reduction of resistance or resilience to drought (Grossiord, 2020).

To conclude, the outcomes of this research showed that even if, in the recent years, drought events become more frequent in northern Italy, and the episodes of 2012 and of 2017 costed the agricultural industry losses for over 500 million euro (e.g., crop production, livestock and water resources, Magno et al. 2019), minimal drought impacts were observed for most forest types. In fact, Mediterranean forests, if not perturbed, are characterized by tolerance to and recovery from drought events. However, the increase of dry periods during the wet season could increase the potential risk for forest fires, and set northern Italy forests at risk.

Bibliography

- Acquaotta, F., Faccini, F., Fratianni, S., Paliaga, G., Sacchini, A. and Vilimek, V., 2019: Increased flash flooding in Genoa metropolitan area: a combination of climate changes and soil consumption?. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **131**(4), 1099–1110. <https://doi.org/10.1007/s00703-018-0623-4>.
- Baronetti, A., González-Hidalgo, J.C., Vicente-Serrano, S.M., Acquaotta, F. and Fratianni, S., 2020: A weekly spatio-temporal distribution of drought events over the Po Plain (North Italy) in the last five decades. *International Journal of Climatology*, **40**(10), 4463-4476.
- Cardarelli, E., Meriggi, A., Brangi, A. and Vidus-Rosin, A., 2011: Effects of arboriculture stands on European hare *Lepus europaeus* spring habitat use in an agricultural area of northern Italy. *Acta theriologica*, **56**(3), 229-238.
- Carrão, H., Naumann, G. and Barbosa, P., 2018: Global projections of drought hazard in a warming climate: a prime for disaster risk management. *Climate dynamics*, **50**(5-6): 2137-2155.
- McKee, T.B.N., Doesken, J., Kleist, J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to timescales. In: Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology. *Boston: American Meteorological Society*, 179–184 pp.

- Ceppi, P., Scherrer, S.C., Fischer, A.M. and Appenzeller C., 2012: Revisiting Swiss temperature trends 1959–2008. *International Journal of Climatology*, **32**, 203–213.
- Desiato, F., Fioravanti, G., Frascchetti, P., Perconti, W. and Piervitali, E., 2015: Il clima futuro in Italia: analisi delle proiezioni dei modelli regionali. *ISPRA Stato dell'Ambiente*, **58**.
- González-Hidalgo, J. C., Vicente-Serrano, S. M., Peña-Angulo, D., Salinas, C., Tomas-Burguera, M. and Beguería, S., 2018: High-resolution spatio-temporal analyses of drought episodes in the western Mediterranean basin (Spanish mainland, Iberian Peninsula). *Acta Geophysica*, 1-12.
- Gouveia, C. M., Trigo, R. M., Beguería, S. and Vicente-Serrano, S. M., 2017: Drought impacts on vegetation activity in the Mediterranean region: An assessment using remote sensing data and multi-scale drought indicators. *Global and Planetary Change*, **151**, 15-27.
- Grossiord, C., 2020: Having the right neighbors: how tree species diversity modulates drought impacts on forests. *New Phytologist*, **228**(1), 42-49.
- Longobardi, A., Buttafuoco, G., Caloiero, T. and Coscarelli, R., 2016: Spatial and temporal distribution of precipitation in a Mediterranean area (southern Italy). *Environmental Earth Sciences*, **75**(3), 188–208.
- Magno, R., De Filippis, T., Di Giuseppe, E., Pasqui, M., Rocchi, L. and Gozzini, B., 2018: Semi-automatic operational service for drought monitoring and forecasting in the Tuscany region. *Geosciences*, **8**(2), 49.
- Mann, H.B., 1945: Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, **13**: 245–259
- McKee, T.B.N., Doesken, J. and Kleist, J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to timescales. In: Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology. *Boston: American Meteorological Society*, pp. 179–184.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S. and Lòpez-Moreno, J.I., 2010: A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, **23**(7), 1696–1718.
- Vicente-Serrano, S. M., Tomas-Burguera, M., Beguería, S., Reig, F., Latorre, B., Pena-Gallardo, M., and González-Hidalgo, J. C., 2017: A high resolution dataset of drought indices for Spain. *Data*, **2**(3), 22.

VARIABILITÉ INTERANNUELLE DU RAYONNEMENT SOLAIRE INCIDENT SUR LA FAÇADE ATLANTIQUE D'AFRIQUE CENTRALE

Amine OUHECHOU¹, Nathalie PHILIPPON¹, Béatrice MOREL².

¹ Institut des Géosciences de l'Environnement, Grenoble, France ; amine.ouhechou@univ-grenoble-alpes.fr ; nathalie.philippou@univ-grenoble-alpes.fr

² ENERGY Lab, Saint Denis, La Réunion, France ; beatrice.morel@univ-reunion.fr

Résumé : La façade Atlantique d'Afrique Centrale (Cameroun-Gabon-Congo-Guinée équatoriale) abrite les forêts les plus denses et sempervirentes d'Afrique Centrale. Elle est caractérisée par une longue saison sèche (juin-septembre) très nuageuse. Cette couverture nuageuse, essentiellement composée de nuages bas, filtre fortement le rayonnement solaire incident et joue sur la quantité et la qualité de la lumière disponible pour les forêts et sur l'évapotranspiration. Les produits ERA5 et SARA H 2 fournissent des données de rayonnement solaire incident à partir de 1979 et 1983, respectivement. L'objectif de cette étude est de dépeindre l'évolution des niveaux de rayonnement sur la région depuis 40 ans à partir de ces deux bases de données, et d'en extraire d'éventuelles tendances. Pour cela, nous mettons en œuvre des approches statistiques multivariées pour extraire les modes de variabilité spatiotemporelle du rayonnement solaire et les relier à ceux de la nébulosité notamment.

Abstract: The Atlantic coast of Central Africa (Cameroon-Gabon-Congo-Equatorial Guinea) is home to the densest evergreen forests in Central Africa. It is characterized by a long, very cloudy dry season (June-September). This cloud cover, mainly composed of low clouds, strongly filters incoming solar radiation and affects the quantity and quality of light available for the forests and evapotranspiration. The ERA5 and SARA H 2 products provide incoming solar radiation data from 1979 and 1983, respectively. The objective of this study is to depict the evolution of solar radiation levels in the region over the last 40 years using these two databases, and to extract possible trends. To do this, we use multivariate statistical approaches to extract the spatial and temporal variability modes of solar radiation and link them to those of cloud cover.

Mots-Clés : rayonnement solaire – variabilité interannuelle – Afrique Centrale

Introduction

Le rayonnement solaire incident à la surface (SSR) est une variable climatique essentielle pour le fonctionnement des forêts tropicales et la principale source d'énergie pour la biosphère (Jiang et al., 2020). Les mesures à long terme du rayonnement solaire sont donc d'une importance majeure pour la compréhension du système climatique (Hartmann et al., 1986).

En raison du manque de données in-situ de rayonnement solaire à long terme en Afrique Centrale, deux bases de données de rayonnement solaire sont ici utilisées : les réanalyses ERA5 de 1979 à 2020 et le produit SARA H-2 de 1983 à 2020. Ces données sont utilisées pour dépeindre l'évolution des niveaux de rayonnement sur la région et extraire des modes de variabilité spatiotemporelle par le biais de l'Analyse en Composantes Principales (ACP). En outre, des données de la fraction nuageuse du produit COMET sont également utilisées afin de comprendre le lien entre les modes de variabilité du rayonnement solaire et ceux de la fraction nuageuse durant la saison sèche nuageuse juin-septembre (Dommo et al., 2018).

1. Données et méthodes

Dans cette étude, nous avons utilisé des séries mensuelles de SSR sur la période mai-octobre issues de la base de données SARA-2 (période 1983-2020) et des réanalyses ERA5 (période 1979-2020). Nous avons également utilisé des séries mensuelles de fraction nuageuse issues de la base de données COMET sur la période 1991-2015. Les données de rayonnement solaire et de fraction nuageuse sont extraites sur une large fenêtre couvrant l'ensemble du bassin d'Afrique Centrale (15°S-15°N, 5°E-30°E).

Par la suite et afin de décrire les modes de variabilité de rayonnement solaire sur la région, nous avons effectué une analyse en composantes principales (ACP) de ces produits. Tout d'abord, un masque terre/océan a été appliqué pour ne garder que les pixels terrestres, puis toutes les séries mensuelles ont été standardisées afin de donner le même poids à tous les pixels. Par la suite, nous avons réalisé l'ACP sur chacun des mois de mai à octobre et sur une zone réduite centrée sur le Gabon-Congo (7°S-7°N, 8°-18°E). Les produits SARA-2 et COMET ayant une résolution spatiale fine de 0.05°, nous avons effectué l'ACP sur 10000 pixels choisis aléatoirement. Pour les données ERA5 dont la résolution spatiale est de 0.25°, l'ACP a été effectuée sur 1000 pixels.

1.1. Les modes de variabilité du rayonnement solaire (mai-octobre)

Dans cette partie, le 1^{er} mode de variabilité de l'ACP du rayonnement solaire (c'est-à-dire la première composante PC1) est corrélé avec la série temporelle de rayonnement solaire de chaque pixel de la région pour SARA-2 (Figure 1) et ERA5 (Figure 2). Les corrélations présentées dans ces figures sont toutes significatives à 0.05.

Pour SARA-2 (Figure 1), les résultats montrent une cohérence spatiale plus forte en mai, juin et octobre avec un pourcentage de variance expliquée par le 1^{er} mode de 33 %, 43% et 34 %, respectivement. Nous remarquons également que le signal temporel est propagé sur l'océan en juin juillet, alors qu'il est propagé au Nord de la région en mai et septembre.

Outre les champs spatiaux de corrélation, les Figures 1 et 2 représentent également des séries temporelles du 1^{er} mode de l'ACP sur données standardisées. Celles-ci montrent une tendance à la baisse de mai à juillet et septembre (plus forte en juillet avec un coefficient de corrélation $R = -0,41$) et une faible tendance à la hausse en août (avec $R=0.15$) et octobre (avec $R = 0.11$).

Pour ERA5 (Figure 2), les résultats montrent une cohérence spatiale plus forte en juillet et octobre (les pourcentages de variance expliquée par le 1^{er} mode sont 56 % et 50 %, respectivement). Les résultats montrent également que le signal temporel est propagé sur l'océan pour le mois de juin uniquement. Nous observons également une tendance à la hausse pour tous les mois, même si cette tendance est plus marquée en août ($R=0.72$) et juillet ($R=0.66$).

Globalement, ERA5 montre une tendance à la hausse du rayonnement solaire dans la région avec un éclaircissement dans les années 2000s alors que SARA-2 a montré une tendance à la baisse du rayonnement solaire incident avec un assombrissement dans les années 2010 qui concerne principalement la période de mai à juillet.

En l'absence de séries temporelles de mesures in situ avec une profondeur temporelle suffisamment longue pour estimer la tendance, il reste difficile de valider les résultats ainsi obtenus et de confirmer le sens de l'évolution.

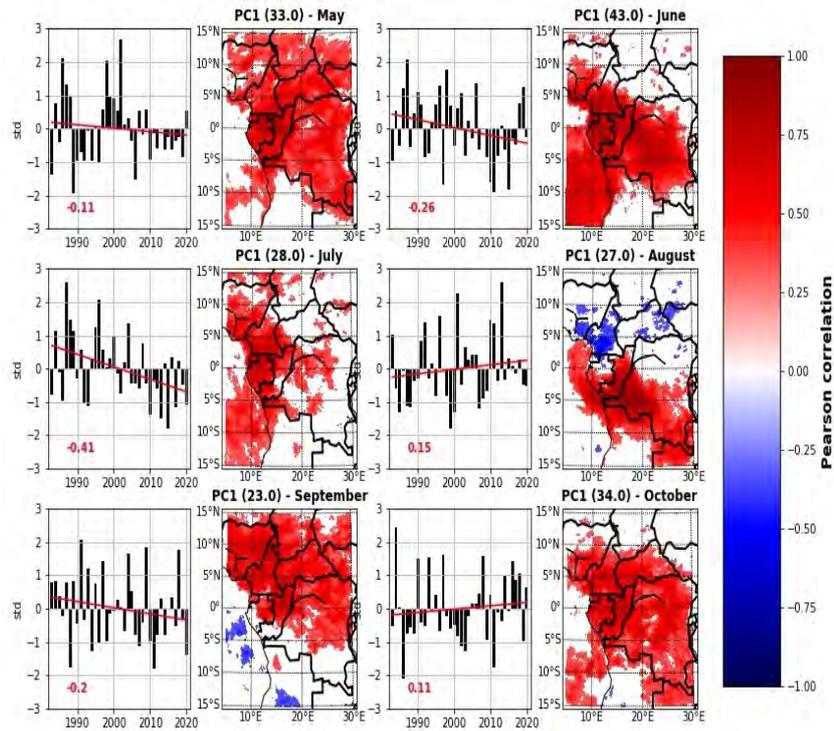


figure 1. Cartes de corrélation entre le 1^{er} mode de variabilité de l'ACP (PC1) et le rayonnement solaire SARAH-2 sur les 6 mois de mai à octobre (2e et 4e colonnes ; le pourcentage de variance expliquée par le 1^{er} mode de l'ACP est donné au-dessus de chaque carte) et pour chacune des cartes, série temporelle de variance du 1^{er} mode de l'ACP sur données standardisées correspondante (1ere et 3e colonnes ; les valeurs en rouge représentent les corrélations entre les 1^{ers} modes de l'ACP et les années).

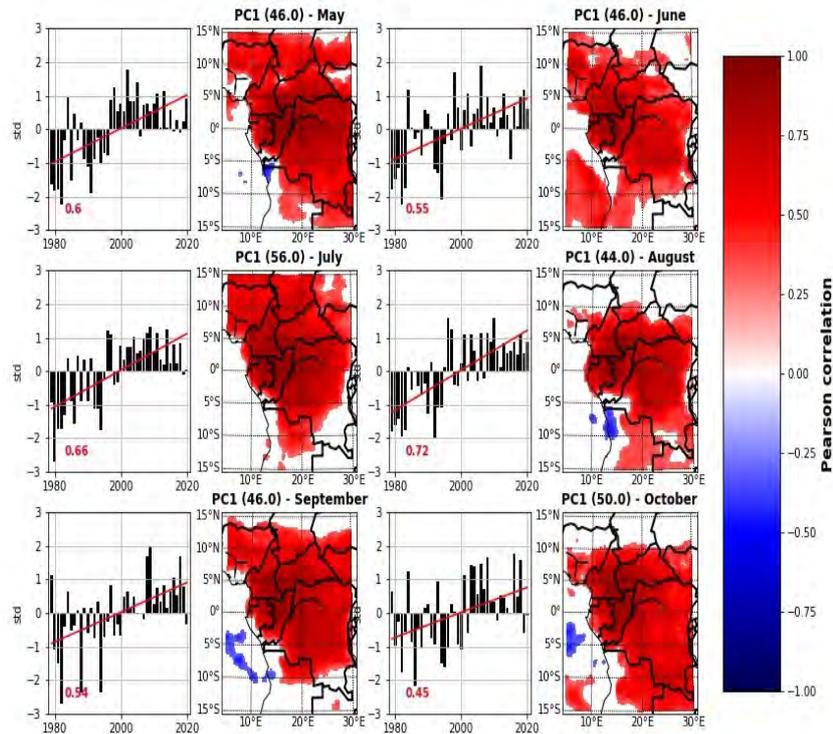


figure 2. Cartes de corrélation entre le 1^{er} mode de variabilité de l'ACP (PC1) et le rayonnement solaire ERA5 sur les 6 mois de mai à octobre (2e et 4e colonnes ; le pourcentage de variance expliquée par le 1^{er} mode de l'ACP est donné au-dessus de chaque carte) et pour chacune des cartes, série temporelle de variance du 1^{er} mode de l'ACP sur données standardisées correspondante (1ere et 3e colonnes ; les valeurs en rouge représentent les corrélations entre les 1^{ers} modes de l'ACP et les années).

1.2. Modes de variabilité de la fraction nuageuse des données COMET (mai à octobre 1991 - 2015) et lien avec le rayonnement solaire

Pour répondre à la question posée dans cette section et comprendre les résultats trouvés à partir des deux produits et ERA5, nous les confrontons avec les données de fraction nuageuse fournies par le produit COMET.

Pour ce faire, nous avons appliqué la même procédure d'ACP que celle utilisée dans la première section pour le rayonnement solaire aux séries mensuelles de fraction nuageuse COMET entre mai et octobre sur la période 1991-2015. Le 1^{er} mode de variabilité de l'ACP de la fraction nuageuse des données COMET et les 1^{ers} modes de variabilité de l'ACP (PC1) du rayonnement solaire des données ERA5 et SARA-2 sont présentés dans la Figure 3. Les corrélations entre le 1^{er} mode de l'ACP COMET et ceux des données SARA-2 et ERA5 sont données dans le Tableau 1.

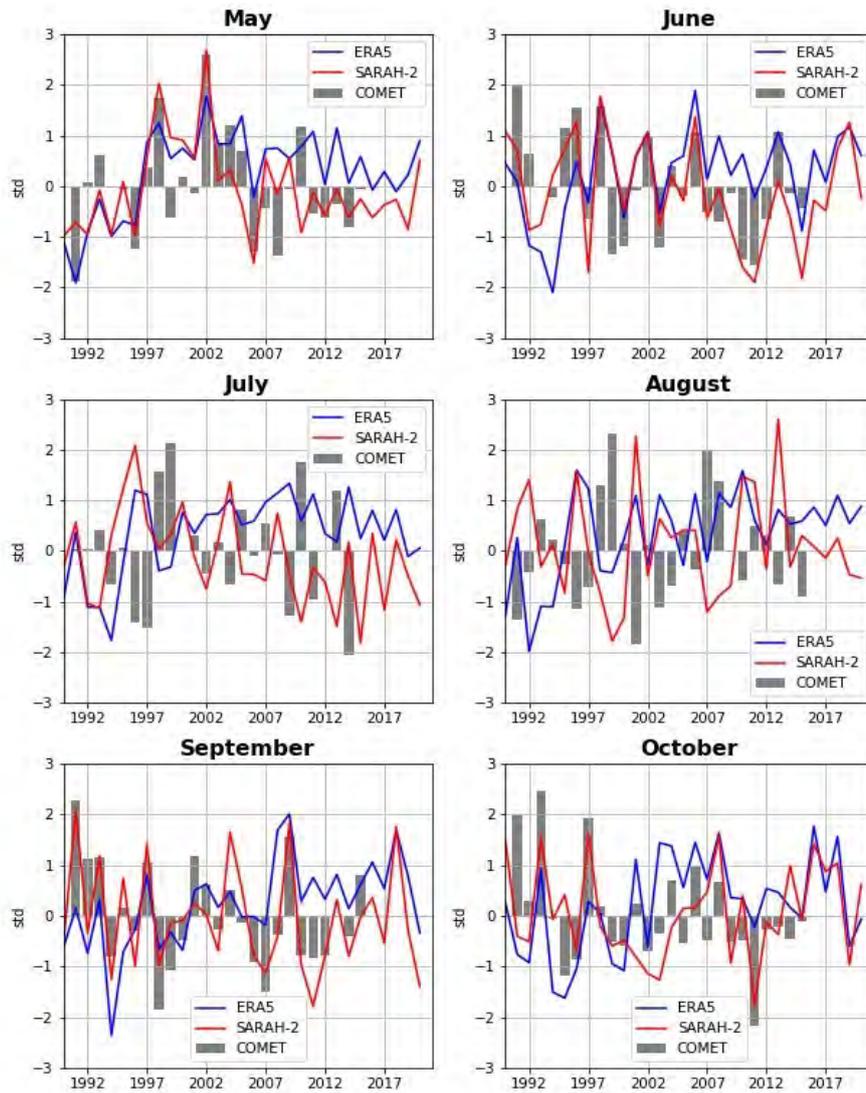


figure 3. 1^{ers} modes de variabilité de l'ACP (PC1) sur données standardisées pour les produits COMET (barres grises), SARAH-2 (courbe en rouge) et ERA5 (courbe en bleu) entre 1991 et 2015.

Tableau 1. Corrélations entre les 1^{ers} modes de l'ACP du produit COMET et ceux de SARAH-2 et ERA5.

	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
SARAH-2	0.63	0.71	-0.37	-0.72	0.8	0.57
ERA5	0.59	0.29	-0.4	-0.41	0.37	0.34

Les résultats montrent une augmentation du rayonnement solaire dans les produits ERA5 et SARAH-2 en mai 1998 et 2002. Une augmentation de la fraction nuageuse dans le produit COMET est également visible sur cette même période. Un scénario similaire est observé de juin 2009 à juin 2012, marqué cette fois-ci par une tendance à la baisse du rayonnement solaire dans SARAH-2 et de la fraction nuageuse dans COMET. L'évolution du rayonnement solaire au cours de ces périodes ne peut donc pas être expliquée par l'évolution de la fraction nuageuse.

En revanche, au mois d'août 1998-2002, les résultats montrent une opposition dans l'évolution de la fraction nuageuse dans COMET et du rayonnement solaire dans SARAH-2 et ERA5. Durant cette période, une tendance à la hausse du rayonnement solaire est associée à une tendance à la baisse de la fraction nuageuse et vice-versa. Cette opposition dans les tendances de rayonnement solaire et de fraction nuageuse est également illustrée dans le Tableau 1 avec des corrélations négatives entre les 1^{ers} modes de variabilité dans COMET et ceux de SARAH-2 et ERA5 en juillet (-0.37 et -0.4, respectivement) et en août (-0.72 et -0.41, respectivement). Cela explique le rôle important de la couverture nuageuse à filtrer le rayonnement solaire au cours de la période juillet-août, le cœur de la saison sèche nuageuse dans la région.

Conclusion

Cette étude a donné un premier aperçu de la variabilité interannuelle du rayonnement solaire en Afrique centrale. En raison du manque des mesures in situ sur le long terme dans la région, nous avons utilisé les réanalyses ERA5 et le produit satellitaire SARAH-2.

Les résultats montrent que l'évolution du rayonnement solaire dans ERA5 diffère de celle dans SARAH-2, avec une tendance à la hausse à partir des années 2000, alors que le rayonnement solaire dans SARAH-2 a tendance à diminuer à partir des années 2010. En outre, les modes de variabilité du rayonnement solaire issu de ces deux produits montrent une corrélation négative avec la fraction nuageuse donnée par le produit COMET en juillet et août, et une corrélation positive les autres mois. Ces résultats confirment que l'évolution d'autres paramètres (tels que les aérosols, la température de surface de la mer et d'autres paramètres que la fraction nuageuse décrivant les nuages) doit être analysée pour comprendre les tendances du rayonnement solaire, d'où la nécessité de les introduire dans les études futures.

Bibliographie

- Dommo, A., Philippon, N., Vondou, D. A., Sèze, G., & Eastman, R. (2018). The June-September low cloud cover in Western Central Africa: Mean spatial distribution and diurnal evolution, and associated atmospheric dynamics. *Journal of Climate*, **31**(23), 9585–9603. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0082.1>
- Hartmann, D. L., Ramanathan, V., Berroir, A., & Hunt, G. E. (1986). Earth radiation budget data and climate research. *Reviews of Geophysics*, **24**(2), 1944–9208. <https://doi.org/10.1029/RG024i002p00439>
- Jiang, H., Yang, Y., Bai, Y., & Wang, H. (2020). Evaluation of the Total, Direct, and Diffuse Solar Radiations from the ERA5 803 Reanalysis Data in China. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **17**(1), 47–51. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2019.2916410>

UTILISATION DE L'IMAGERIE RADAR (SENTINEL 1 ET 3) POUR LA SURVEILLANCE DU LAC D'AYAMÉ DANS LE SUD-EST DE LA CÔTE D'IVOIRE

Télesphore Y. BROU¹, Dabissi NOUFE², Dominique DUMAS³, Sylvain BIGOT⁴, Pauline DIBI-ANO⁵

¹ UR-Université de La Réunion, Laboratoire OIES, Océan Indien : Espace et Sociétés, 97744 Saint-Denis, France (telesphore.brou@univ-reunion.fr)

² UNA- Université Nangui Abrogoua, Laboratoire Géosciences & Environnement (LGE), 02 BP 801 - Abidjan 02, Côte d'Ivoire (dnoufe@hotmail.com)

³ Université Lyon 3 – Environnement Ville Société (EVS), UMR 5600, 69362 Lyon, France (dominique.dumas@univ-lyon3.fr)

⁴ UGA - Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), UMR 5001, 38000 Grenoble, France (sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr)

⁵ UFHB- Université Félix Houphouët Boigny, IGT, BP 744 Abidjan 01, Côte d'Ivoire (line237@yahoo.com)

Résumé : Dans le contexte actuel du changement climatique, le suivi des stocks en eau représente un enjeu majeur pour le développement agricole et la production hydroélectrique. L'objectif de ce travail est de montrer comment l'utilisation de l'imagerie spatiale (Sentinel 1 et 3) peut contribuer au suivi régulier d'un lac comme celui d'Ayamé, au sud-est de la Côte d'Ivoire, important pour ses multiples fonctions et par ailleurs peu documenté par des mesures *in situ*. Les séries temporelles sur les surfaces en eau extraites de la collection d'images Sentinel-1 et sur les hauteurs d'eau issues de Sentinel-3, fournies par le programme THEIA, ont été comparées avec les cotes d'eau *in situ* pour montrer l'intérêt et la complémentarité d'utiliser ces données spatiales pour la surveillance du lac d'Ayamé.

Mots-Clés : hydroclimatologie, eaux de surface, image radar, sud-est de la Côte d'Ivoire

Use of Radar imagery (Sentinel 1 and 3) for monitoring the lake of Ayamé in the south-east of Côte d'Ivoire

In the current context of climate change, the monitoring of water stocks represents a major issue for agricultural development and hydroelectric production. The objective of this work is to show how the use of spatial imagery (Sentinel 1 and 3) can contribute to the regular monitoring of a lake such as the one of Ayamé in the south-east of Côte d'Ivoire, which is important for its multiple functions and is poorly documented by *in situ* measurements. The time series of water surfaces extracted from the Sentinel-1 image collection and the water level from Sentinel-3, provided by the THEIA program, were compared with *in-situ* water levels to show the interest and complementarity of using these spatial data for the monitoring of Lake Ayame.

Keywords : hydroclimatology, surface water, radar image, southeast Ivory Coast

Introduction et contexte

Dans le contexte actuel du changement climatique, la surveillance des ressources en eau représente un enjeu majeur pour le développement agricole et la production hydroélectrique notamment. En effet, 70% de l'eau douce terrestre dans le monde est utilisée pour l'agriculture et 15% pour l'hydroélectricité (FAO, 2021). L'évaluation et le suivi des ressources en eau se font au moyen des données *in situ*, de la modélisation hydrologique et des données satellitaires. Mais, devant la diminution du nombre de stations de jaugeage à travers le monde et les difficultés de plus en plus grandes à modéliser les réserves en eau à partir de ces données, les mesures satellitaires sont devenues un recours de plus en plus important (Frappart *et al.*, 2014).

Plusieurs satellites permettent de fournir des données d'observation des surfaces d'eau terrestres. La production de données sur les surfaces en eau est possible à partir des images optiques (par exemple, SPOT, Sentinel-1, Landsat, MODIS) et radar (par exemple, Sentinel-1, ENVISAT) particulièrement utiles pour

produire des séries temporelles saisonnières sur les surfaces en eau et les zones inondées (Cazal *et al.*, 2016). De plus, les satellites d'altimétrie radar dont CryoSat-2, ENVISAT et Sentinel-3 permettent de produire des données sur les hauteurs d'eau des lacs et cours d'eau. L'exploitation des données issues des données d'altimétrie de ces trois satellites dans le cadre du programme THEIA a permis la mise en place de la plateforme opérationnelle « Hydroweb » permettant de produire des séries temporelles actualisées de variations saisonnières des niveaux d'eau des cours d'eau et lacs à partir de station virtuelle (<https://hydroweb.theia-land.fr/>). Les données des stations virtuelles d'Hydroweb ont été produites pour les lacs et cours d'eau pour lesquels des données de validation ont été fournies d'une part et traversées par les traces des satellites d'autre part. La plateforme couvre dans le monde 112 grands lacs et 1212 points de mesures sur une vingtaine de grands fleuves, validés à partir des données *in situ* (THEIA, 2021).

Bien que traversés par les traces du satellite Sentinel-3, le bassin versant de la Bia et le lac d'Ayamé (figure 1a) ne font pas partie des sites concernés pour la production des données de la plateforme Hydroweb, les données de validation n'étant pas disponibles. Dans le cadre de ce travail, une série de données journalières des cotes d'eau mesurées au lac d'Ayamé a été mise à notre disposition par la CIE (Compagnie Ivoirienne d'Electricité), ce qui nous a permis de valider pour le lac d'Ayamé les mesures de hauteurs d'eau fournies (tous les 27 jours) par le satellite Sentinel-3B.

Situé en aval du bassin versant de la rivière Bia, en partage avec le Ghana voisin, le lac d'Ayamé est alimenté par les eaux de pluie (figure 1a). La recharge se fait pendant la saison pluvieuse de juin à octobre, le niveau d'eau maximum étant atteint en novembre avec une hauteur de 89,5 m en moyenne sur la période 2004-2020 (figure 1b). Le niveau le plus bas est atteint généralement en avril avec une hauteur de 85,7 m en moyenne sur la période 2004-2020 (figure 1b). Mais, certaines années, le niveau le plus bas peut atteindre des seuils critiques (en dessous de 84 m), comme en avril 2001 (photo 1) entraînant l'arrêt des turbines (CIE, 2021).

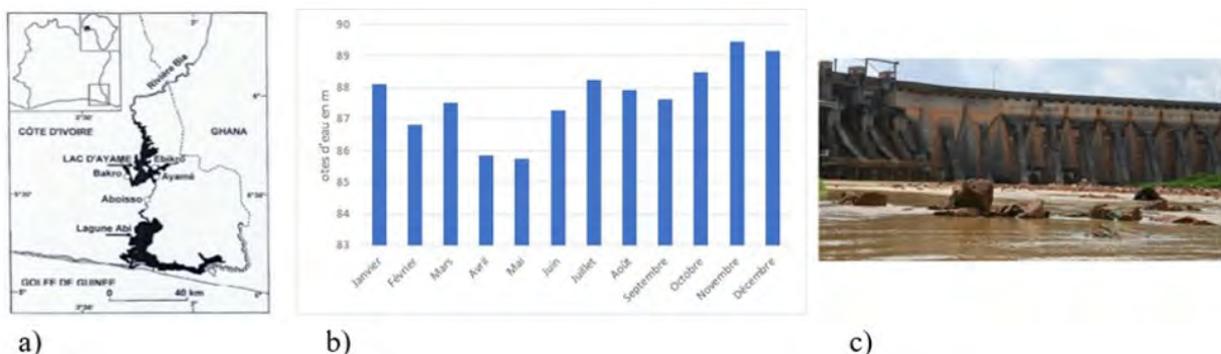


figure 1. a) Localisation de la zone d'étude (Ouattara *et al.*, 2007). b) Cotes d'eau mensuelles moyennes au lac d'Ayamé sur la période 2004-2020 (sources : données de la CIE). c) Photo 1: CIE (4 mai 2021). Le niveau du lac est exceptionnellement bas et ne permet plus de faire tourner les turbines pour la production d'électricité

Le lac d'Ayamé est particulièrement important pour ses multiples usages. Liée en effet à la création d'un barrage en 1959, sa fonction principale est la production d'électricité. La capacité totale de fourniture d'électricité est d'environ 879 MW (CIE, 2021). Le lac est également une source importante de production halieutique. Par exemple, en moyenne 1000 tonnes par an de poissons y ont été pêchées entre 1998 et 2010 (Vanga, 2011). Une agriculture maraîchère est également pratiquée sur les marges (berges) du lac.

La connaissance et la surveillance de cet hydrosystème représentent donc un enjeu majeur pour le développement socio-économique de ce territoire et de la Côte d'Ivoire. Ce suivi nécessite de déterminer régulièrement les volumes d'eau stockés dans le lac et les plaines d'inondation. Le calcul du volume d'eau implique de connaître les surfaces en eau actualisées de la retenue d'eau. Or cette donnée est difficile à mesurer sur le terrain. Elle est estimée manuellement en suivant la courbe reliant la hauteur et le volume au moment de la mise en eau du barrage (Frappart *et al.*, 2014). Cette relation peut changer dans le temps avec le comblement ou l'envasement du fond de la retenue. Des techniques combinant observations

satellitaires de la hauteur, de la surface et des relevés *in situ* ont permis de déterminer les volumes et variations de volumes d'eau dans des grands lacs et des grands bassins fluviaux (Frappart *et al.*, 2014).

L'objectif de ce travail est de montrer comment l'utilisation de l'imagerie spatiale (Sentinel 1 et 3) peut contribuer au suivi régulier du lac d'Ayamé dans un contexte de manque de données *in situ*.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Trois types de données sont utilisées dans ce travail.

- La collection d'images Sentinel-1 de l'Agence Spatiale Européenne - Copernicus, accessible sur la plateforme Google Earth Engine (<http://earthengine.google.com>). Un script permet de récupérer automatiquement l'ensemble de la série temporelle (disponible depuis 2016) en y intégrant des filtres : date (2016-2021), zone d'étude, polarisation (VV). Cette mise à disposition automatique des images représente un gain en temps très important dans la mesure où cela nous dispense des processus classiques de téléchargement. Au total, 276 images sont mobilisées dans cette étude. Par ailleurs, les images radar sont particulièrement bien adaptées à l'observation saisonnière des surfaces en eau dans les milieux tropicaux car le signal radar s'affranchit de la nébulosité qui constitue au contraire une limitation majeure de l'utilisation des images optiques dans ces milieux (Cazal *et al.*, 2016).

- Les données de hauteurs d'eau estimées par altimétrie radar du satellite Sentinel-3B (capteur SRAL) de 2018 à 2021. La répétitivité de ce satellite est de 27 jours. Le jeu de données utilisé a été produit par l'équipe projet du programme THEIA. Les données ont été produites en tenant compte du biais systématique de 78 cm lié à la différence de la référence du point zéro entre l'observation *in situ* et celle du satellite (THEIA, 2021).

- Les mesures *in situ* de cote d'eau au lac d'Ayamé, en données journalières de 2004 à 2021, ont été fournies par la CIE (Compagnie Ivoirienne d'Electricité).

1.2. Méthodes

Pour analyser la variabilité hydroclimatique du lac d'Ayamé, nous avons calculé deux indices mensuels standardisés, l'un sur les hauteurs d'eau, l'autre sur la pluviométrie, en suivant la méthode de Nicholson (Servat *et al.*, 1997) : $(x_i - m) / s$ où x_i = hauteur du mois i ; m = moyenne du mois sur la période d'observation ; s = écart-type du mois sur la période d'observation.

La détection et la production de données sur les surfaces en eau reposent sur les outils de traitement d'images implémentés dans Google Earth Engine. Dans un premier temps, un script permet de détecter les pixels en eau sur chaque image de la série temporelle en leur appliquant un masque. En télédétection radar, les valeurs de pixels les plus faibles sur une image correspondent à celles de l'eau. La valeur seuil pour isoler les pixels en eau est de -16 sur la collection d'images Sentinel-1 utilisée (par comparaison, les pixels des zones urbaines ont des valeurs supérieures à 23). Ainsi, en dessous de -16, seules les formes des eaux de surface apparaissent sur l'image. Dans un deuxième temps, le script permet de calculer le nombre de pixels-eau par image de la zone étudiée et de fournir ainsi une série temporelle submensuelle sur les surfaces en eau de 2016 à 2021 (figure 2).

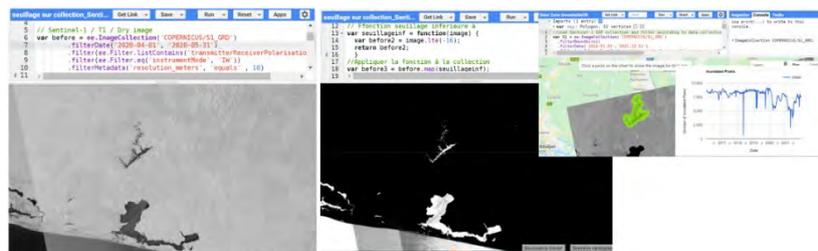


figure 2. Étapes du traitement d'images automatique sur la plateforme Google Earth Engine

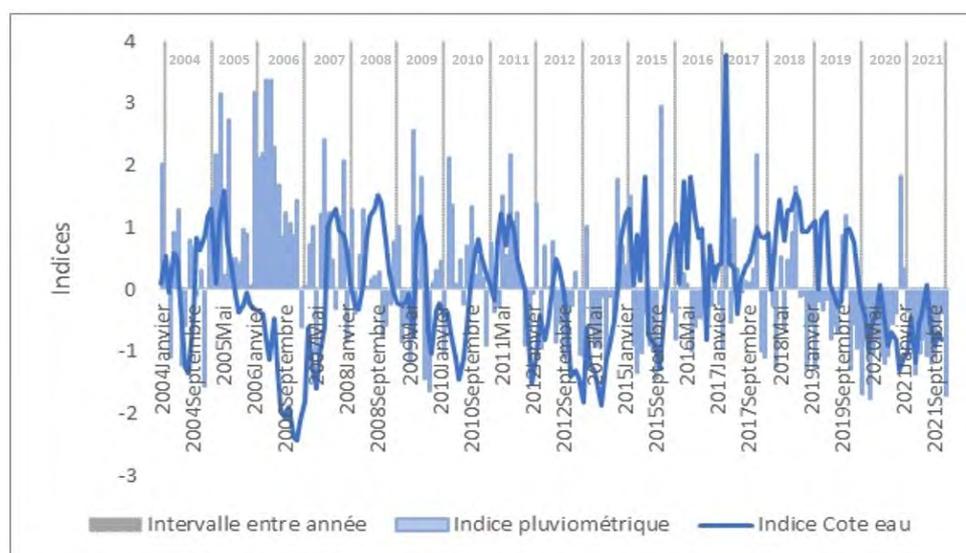
Pour évaluer la validité des données de hauteurs issues du capteur Sentinel-3B pour le lac d'Ayamé, nous les avons comparées avec les données *in situ* à partir d'un modèle de régression linéaire. La droite de régression a été représentée ainsi que le graphique des valeurs observées et des valeurs estimées par imagerie.

2. Résultats

2.1. Variabilité spatio-temporelle saisonnière des hauteurs d'eau mesurée au lac et les surfaces à partir des données *in situ*

Le niveau du lac est modulé naturellement par la variabilité des précipitations mais aussi par des lâchers d'eau effectués dans le cadre de la gestion du barrage. En effet, pour éviter des inondations ou des débordements d'eau de la retenue, des lâchers sont effectués durant les mois très exceptionnellement pluvieux. Les mois exceptionnellement humides ne sont donc pas systématiquement accompagnés d'une augmentation conséquente du niveau du lac. Par exemple, l'année 2006, bien qu'ayant enregistré une pluviométrie excédentaire de janvier à avril, a été marquée par un niveau du lac exceptionnellement bas par rapport à la moyenne de la période d'observation (figure 3).

En revanche, les mois à pluviométrie déficitaire affectent systématiquement la disponibilité en eau du lac. La figure 3 montre que le lac a connu à plusieurs reprises des niveaux d'eau déficitaires consécutifs à des déficits pluviométriques. La sécheresse de l'année 2021 a été l'une des plus marquantes. Au cours de cette année-là, la cote d'eau enregistrée au mois d'avril était à peine de 84 m, entraînant l'arrêt de la fourniture d'électricité (CIE, 2021).

**figure 3.** Variabilité des anomalies standardisées de la pluviométrie et des cotes d'eau mensuelles mesurées au lac de 2004 à 2021 (source : données CIE)

2.2. Analyse de la variabilité spatio-temporelle saisonnière du lac à partir des surfaces en eau détectées par l'imagerie Sentinel-1 en comparaison avec les hauteurs d'eau mesurées au lac

Aucune mesure ou estimation de surface en eau n'est faite au lac d'Ayamé. Or cette donnée peut être utilisée en complément des hauteurs d'eau pour caractériser la variabilité spatio-temporelle du lac d'une part et pour calculer les stocks d'eau de la retenue d'autre part.

La figure 4 montre les variations saisonnières conjointes des surfaces en eau détectées par l'imagerie Sentinel-1 et les hauteurs d'eau mesurées au lac. Les périodes sèches (avril-mai) et celles humides

(septembre-novembre) apparaissent clairement sur les deux courbes. Les sécheresses de 2020 et 2021 marquées par la baisse importante du niveau d'eau entre février et juillet s'est accompagnée d'une forte réduction de la surface en eau. Au cours des autres années, la baisse du niveau d'eau en saison sèche n'a pas entraîné une réduction conséquente de la surface en eau du lac. Contrairement aux années 2020 et 2021 où les cotes d'eau sont descendues en dessous de 85 mètres (valeurs critiques jamais atteintes au cours des 20 dernières années), celles-ci se sont maintenues au-dessus de 85 mètres durant les autres années. Ce qui a pour effet de limiter la rétractation de l'étendue du lac et l'apparition de zones sèches en son sein durant ces années.

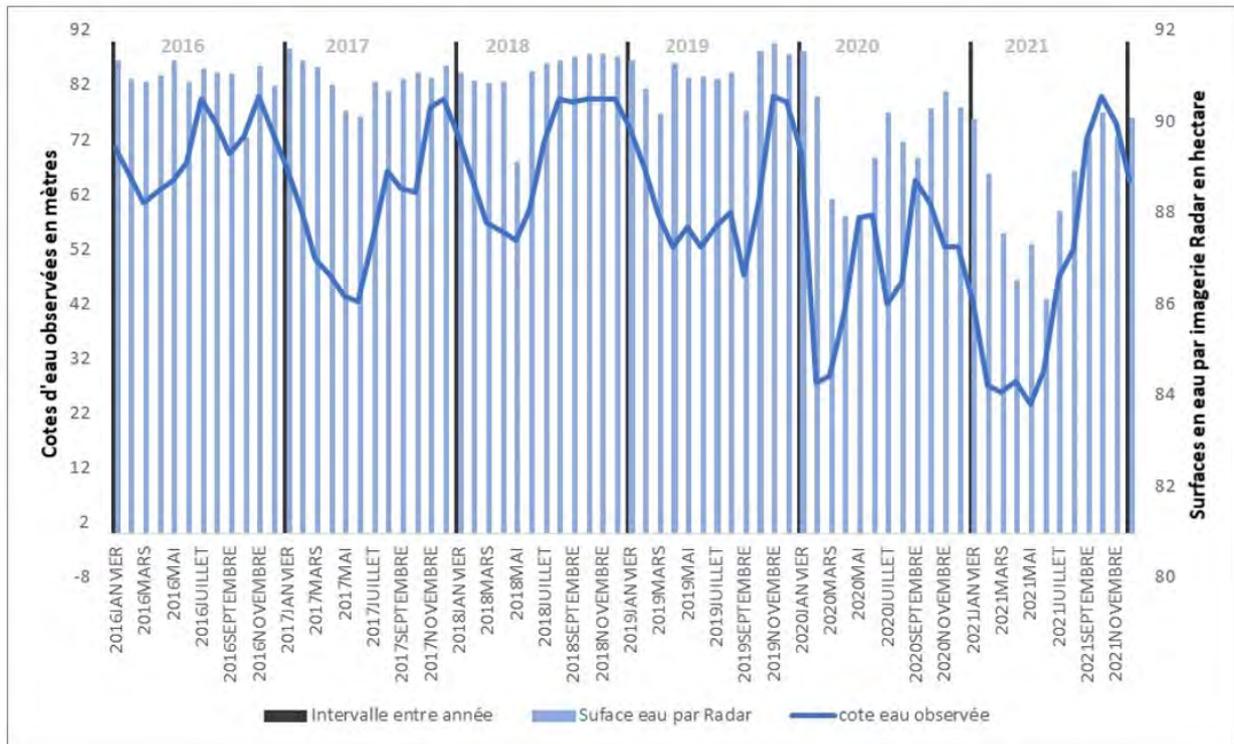


figure 4. Variabilité saisonnière des surfaces en eau détectées par imagerie Radar de 2020 à 2021

2.3. Analyse de la variabilité saisonnière interannuelle à partir des données d'altimétrie radar (Sentinel-3B) en comparaison avec les cotes d'eau mesurées au lac d'Ayamé

Sur la période allant de décembre 2018 à avril 2021, nous avons comparé le jeu de données des hauteurs d'eau de Sentinel-3B (une donnée tous les 27 jours) fournies par le programme THEIA et celui des mesures *in situ* au lac d'Ayamé. Dans cette analyse, nous n'avons pas utilisé les données de la période allant de mai à décembre 2021 à cause d'une forte divergence constatée avec les données au sol. Une hypothèse pourrait être que la période de mai à septembre 2021 ayant été très sèche au point de faire apparaître des zones de sols nus (bâches) dans le lac, la trace du satellite pourrait être passée sur une zone asséchée mais qui reste assez réfléchissante et la mesure durant cette période serait donc celle du sol.

Les figures 5a et 5b mettent clairement en évidence la covariation entre les cotes d'eau *in situ* et les hauteurs d'eau mesurées par satellite. Cette dernière reproduit très bien l'ensemble des variations saisonnières et interannuelles observées *in situ*, notamment la sécheresse de mars-avril 2021 (figure 5a). Les écarts observés sont faibles. Elles ne dépassent pas 13 cm. La droite de régression linéaire (figure 5b) montre une très forte corrélation proche de 1 (0,9965). Ces résultats sont comparables à ceux observés dans d'autres études de validation des données d'estimation de hauteurs d'eau par le satellite Sentinel-3 (THEIA, 2021).

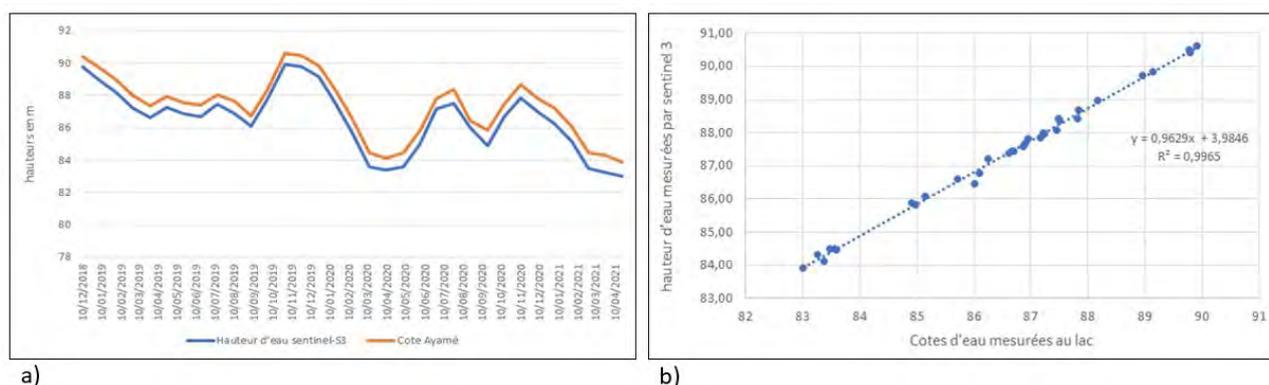


figure 5. a) Cotes d'eau mesurées au lac (Source : CIE) et hauteur d'eau par le satellite Sentinel-3B (Source : THEIA) ; b) droite de régression linéaire entre cotes d'eau mesurées au lac et hauteur d'eau par le satellite Sentinel-3B

Conclusion

L'un des intérêts de ce travail est la validation des mesures de hauteurs d'eau issues du satellite Sentinel-3B par les cotes d'eau observées au Lac d'Ayamé. Ces données satellitaires, en accès libre, ouvrent ainsi un champ de possibilité pour la surveillance des eaux de surveillance comme celui du lac d'Ayamé. Dans un contexte de manque et de fiabilités des données mesurées sur le terrain pour le suivi des surfaces en eau, les données issues de l'imagerie spatiale montrent tout leur intérêt dans l'analyse des variations hydrologiques en complément des données au sol. Le développement des plateformes en ligne d'accès aux produits sur les surfaces en eau (Google Earth Engine) et des hauteurs d'eau (Hydroweb) débouche nécessairement sur un volet opérationnel pour les gestionnaires des lacs et barrage. Les données de la plateforme Hydroweb ne couvrent pas toutes les surfaces en eau continentales. En Côte d'Ivoire, 33 points de mesures virtuelles sont disponibles sur trois des quatre principaux fleuves et sur deux des trois lacs les plus importants. Le lancement par le CNES/NASA du satellite SWOT en fin d'année 2022 (<http://swot.jpl.nasa.gov/>) permettra des mesures de hauteur d'eau des petits lacs et réservoirs avec une répétitivité de 10 à 20 jours.

Remerciements : Les auteurs remercient la Région AURA (Auvergne-Rhône-Alpes) pour son soutien financier dans le cadre du projet incitatif Pack Ambition International 2020 (n° 20 006900 01-40892). Les auteurs remercient également à la direction du barrage d'Ayamé pour la mise à disposition des données hydroclimatiques in-situ ainsi que l'équipe THEIA particulièrement Jean-François Cretaux pour avoir produit et mis à notre disposition les hauteurs d'eau du lac d'Ayamé dans le cadre du programme Hydroweb.

Bibliographie

CIE (Compagnie Ivoirienne d'Electricité), 2021 : *Coupure intempestive d'électricité : la CIE pointe du doigt la sécheresse*. Disponible en ligne (<https://observateurcitoyen.net/article/coupures-intempestives-delectricite-la-cie-pointe-du-doigt-la-secheresse>)

Cazals C., Rapinel S., Frison P.-L., Bonis A., Mercier G., Mallet C., Corgne S. et Rudant J.-P., 2016 : Mapping and Characterization of Hydrological Dynamics in a Coastal Marsh Using High Temporal Resolution Sentinel-1a Images. *Remote Sensing*, **8**(7), 570.

FAO, 2021 : L'état des ressources en terres et en eau pour l'alimentation et l'agriculture dans le monde. *Rapport de synthèse*, 71 9. Disponible en ligne (<https://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/cb7654fr.pdf>)

Frappart F., Baup F., Mauban J., Marieu V., Spodar A., Pariso J.-P., Detandt G., 2014 : Estimation des volumes d'eau contenus dans les lacs de faible superficie par télédétection multi-satellitaire et mesures *in situ* : exemple du lac la Bure. *Actes du colloque XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, Dunkerque, 2-4 juillet 2014. Disponible en ligne (<http://www.paralia.fr>)

Ouattara A., Gourene G. et Podoor N. 2009 : Activité Photosynthétique Du Phytoplancton Dans Le Barrage Hydroélectrique D'ayame I (Côte D'ivoire). *Agronomie Africaine*, **19**(1), 63-70.

Servat E., Paturel J-E., Lubes H., Kouame B., Ouedraogo M., Masson J-M., 1997 : Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea - Part one : detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire. *Journal of Hydrology*, **191**, 1-15.

THEIA/Hydroweb, 2021 : Hydroweb Product User Manual. *THEIA-MU-42-0282-CNES*.

Vanga F., 2011 : Evolution de la pêche au lac d'Ayamé depuis l'expulsion des pêcheurs non nationaux (Côte d'Ivoire). *TROPICULTURA*, 2011, **29**(1), 8-13.

RAINFALL EXTREMES IN NORTHERN CHILE: CLIMATOLOGY, TRENDS, AND ECOSYSTEM RESPONSES IN SALT MARSH REGIONS

Pablo SARRICOLEA¹, Hugo ROMERO¹, Vincent DUBREUIL², Pedro MUTTI³, Damien ARVOR²
Beatriz M. FUNATSU⁴

¹ *Universidad Sarricolea@uchilefau.cl de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Departamento de Geografía (, hromero@uchilefau.cl)*

² *Université Rennes 2, LETG-COSTEL, UMR 6554 CNRS, France (vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr, damien.arvor@univ-rennes2.fr)*

³ *Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas, Brazil (pedro.mutti@ufrn.br)*

⁴ *CNRS, Nantes Université, LETG UMR 6554, France (beatriz.funatsu@univ-nantes.fr)*

Abstract: A spatio-temporal analysis of precipitation extremes and vegetation state in the region of the Atacama Desert is presented. Precipitation in itself may be considered as extreme in large areas of the region, and its temporal pattern follows that of the annual rhythm: mostly in the summer (winter) in the northern (southern) areas, with no discernible trends observed for any of the analysed precipitation indices during the period 1979-2019. Vegetation response has a 2-month lag with respect to precipitation in the north, and in the southern part it does not follow the precipitation temporal distribution, suggesting that it is dependent not only on precipitation but also on other water sources such as snowmelt and ground water. Significant trends of vegetation stress (negative NDVI trends) are found in the southern area, and the opposite for the northern subdomain (period 2000-2020).

Keywords: Precipitation extremes, water resources, Salt Marshes, Antofagasta

Resumé : Cette étude est une analyse spatio-temporelle des extrêmes de précipitations et de l'état de la végétation dans la région du désert d'Atacama. Les précipitations sont extrêmes dans de vastes zones de la région, et elles suivent un rythme annuel, pluies d'été (hiver) dans les zones au nord (sud), et aucune tendance n'est observée au cours de la période 1979-2019. La réponse de la végétation survient 2 mois après les précipitations dans le nord, et dans la partie sud, elle ne suit pas le tempo des précipitations, ce qui suggère qu'elle dépend non seulement des précipitations mais aussi d'autres sources d'eau telles que la fonte des neiges et les eaux souterraines. Des tendances significatives de stress de la végétation (tendances négatives du NDVI) sont manifestes dans la zone sud (période 2000-2020), mais pas dans le sous-domaine nord.

Mots-clés: Précipitations extrêmes, ressources en eau, marais salants, Antofagasta.

Introduction

The Atacama Desert, in the north of Chile, is one of the driest in the world (Romero et al., 2013; Sarricolea and Romero, 2015; Sarricolea et al., 2017) despite its location in the tropical region (between 21-25°S). Local ecosystems are adapted to harsh drought conditions, nevertheless they are dependent on the annual rhythm of precipitation whose shifts can have a very important impact on water availability and social and ecological systems, in addition to the fossil waters of the high-Andean aquifers (Marazuella et al. 2019). Among the threats to these socio-ecosystems is the decline of the communities, which are abandoning their economic practices, cultural identity, and local knowledge, resulting in the loss of ancestral cultivation lands, the thousand-year-old irrigation system and complex transhumance circuits of Andean Camelids that constitutes their heritage (Liu et al., 2019; Romero and Opazo, 2019). In addition, the mining activity present in the region requires an acute need for water resources that depends almost exclusively on summer rainfall caused by the South America monsoon, and which is stored in salt flats and in the ground. Thus, the conservation of this type of wetland (Bofedales or peatland) is of great importance

for the maintenance of the diversity of the regional flora and fauna (Chavez et al., 2019), but also for cultural preservation and for conflict management (Liu and Agusdinata, 2020).

Our study focuses on the spatial and temporal changes in precipitation, in an area where aridity is permanent and the most critical climatic feature, and where water availability depends on sources located in the Andean highlands. Latitude, altitude, and exposure to atmospheric humidity explain large differences in the amount and variability of rainfall in places where nature conservation, mining, agriculture, tourism and indigenous communities are increasingly competing for water resources. Salar de Atacama is today the main center of lithium production at world scale. The analysis of the relationships between climate, ecology and culture are fundamental to avoid the collapse of these unique places.

1. Data and Methods

1.1. Study area

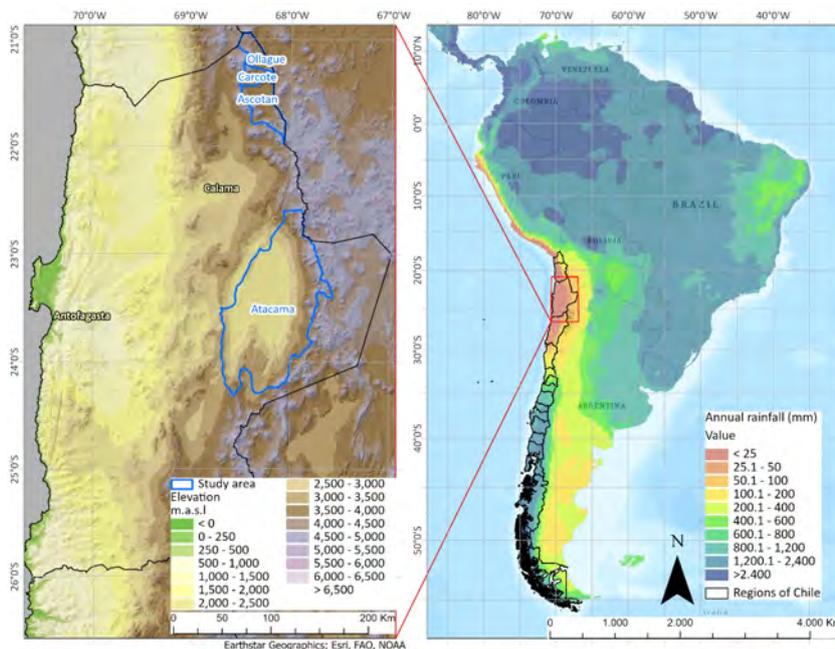


figure 1. Topographic map of northern Chile and the high Andean salt flats (left) and mean annual precipitation of the South American region (right) according to Fick and Hijmans (2017).

The study area is the so-called Chilean 'Altiplano' at the eastern margin of the Atacama Desert (Figure 1). This area is characterized by a plateau that exceeds 3000 meters above sea level, with high solar radiation. Synoptically, the area is affected by the action centers of the Pacific (Southeastern Pacific anticyclone and subpolar low pressures) and the Atlantic (Intertropical Convergence Zone). The most important basins in the area correspond to salt flats in high-altitude Andean wetlands that are both natural and irrigated by the communities. These wetlands are affected by changes in the variability of both annual and extreme precipitation amounts.

1.2. Precipitation and Vegetation Proxy Data

We used the daily, 0.05° spatial resolution precipitation estimates provided by the Center for Climate and Resilience Research Meteorological dataset (CR2MET; Boisier et al. 2018), and freely available at: <https://www.cr2.cl/downloads/cr2met/>. This dataset combines rain gauge observations (874 across Chile) and ERA5 estimates to yield a fine-scale precipitation fields for the entire country. The period considered is January 1979- December 2019, covering 41 years (2020 data stopped in September). No distinction is made between solid (frozen) and liquid precipitation. MODIS data for the period 2000-2020, retrieved from daily, atmosphere-corrected, bidirectional surface reflectance, are used to evaluate vegetation state and processes, and was obtained at <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod13.php>.

1.3. Methods

We examined the mean climatological spatio-temporal distribution of precipitation, as well as the widely used extreme precipitation indices proposed by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices

(ETCCDI; Alexander et al. 2006). These indices are used here with slight modifications, in particular with regard to the threshold of 1mm, often used as a cut-off value to define rain events. In the extremely arid region close to the Atacama Desert any rainfall above zero might indeed be considered as a rain event, and oftentimes even as extreme events. Table 1 shows the indices considered in this work.

Table 1. List of precipitation extreme indices, definitions and units, adapted from the ETCCDI. Source : http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml, accessed on 5 August 2019.

Index	Index name	Definition	Units
RR	Wet days	Number of days with precipitation (P) > 0 mm	days
R99p	Extremely wet days	Number of days with P ≥ 99 th percentile of precipitation (P99) in the 1979-2019 period.	days
RX5day	Max 5-day precipitation	Maximum 5-day accumulated P in one year	mm
SDII	Single day intensity index	$SDII_j = \text{SUM}(\text{Rain} > 0) / Rmm_j$ where Rmm_j represents the number of wet days in a period j	mm/day
CDD or CWD	Maximum number of consecutive dry or consecutive wet days	Let RR_{ij} be the daily precipitation amount on day i in period j. Count the largest number of consecutive days where $RR_{ij} < 1\text{mm}$ (CDD) or $RR_{ij} > 0\text{mm}$ (CWD)	days

The Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) was used to assess vegetation state, commonly used for spatio-temporal analysis and comparisons of vegetation canopy greenness, a composite property of leaf area, chlorophyll, and canopy structure. Precipitation trends were calculated using linear regression (with significance estimated at 95%), and NDVI trends were estimated with Sen's slope with Mann-Kendall test (significance at 90%).

2. Results

Figures 2 and 3 show the annual state of precipitation and of extreme indices in the region. The mean annual precipitation in the northern salt marshes is of 100 ± 50 mm; in the Salar de Atacama, conditions are extremely arid, with mean annual precipitation of 25 ± 25 mm. The aridity is also reflected on the P99 and on the mean annual SDII values: between 8-9 mm and 1.5 mm/day, respectively in the northern salt marshes, but only 3 mm/day and less than 0.3 mm/day around Salar de Atacama. The number of days with precipitation range from 30 to 40 days in the northern area, but only between 5-10 days in the Salar de Atacama, half of each can be consecutive (CWD, Fig 3c). RX5day is twice as large (20-30mm) in the north than in the Salar de Atacama (5-10mm).

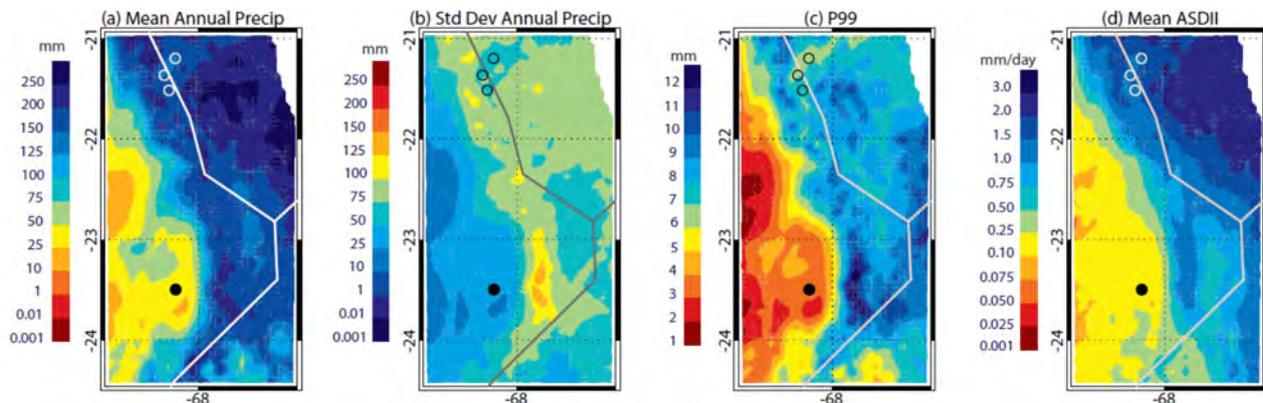


figure 2: (a) Mean annual precipitation (mm) for the 1979-2019 period; (b) Standard deviation of annual precipitation (mm) for the same period; (c) P99, that is, the value of rainfall corresponding to the 99th percentile (mm); and (d) mean simple daily intensity index (SDII; mm/day). Circles correspond to the areas of Salar de Ollague, Salar de Carcote, Salar de Ascotan (open circles, from north to south) and Cuenca del Salar de Atacama (filled circle).

The yearly-based indices analysis needs to be complemented by a more refined investigation on the timing of the precipitation, as well as on the frequency and timing of anomalies. Analysis of the monthly distribution of precipitation, RR and SDII, for the northern salars and the Salar de Atacama (not shown) shows that the northern salars receive most of its precipitation during the (austral) summer, mainly in the period of December – February. The intensity of rainfall is stronger in this period as well. The Salar de Atacama has sporadic, weak precipitation that is spread throughout the year, although mostly present during winter months (May-August). A notable feature is that the median value of precipitation, RR, and SDII is zero for the remainder of the year, with precipitation occurrences considered as outliers.

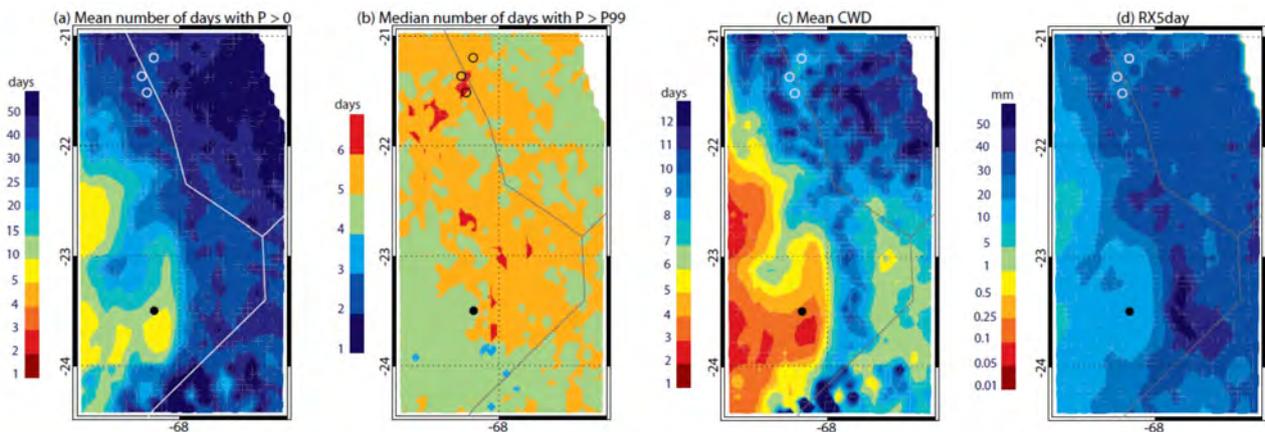


figure 3: (a) number of rainy days ($P > 0$); (b) median number of extremely wet days; (c) mean number of consecutive wet days (CWD); (d) maximum accumulated 5-day precipitation (RX5day; mm). Circles correspond to the areas of Salar de Ollague, Salar de Carcote, Salar de Ascotan (open circles, from north to south) and Cuenca del Salar de Atacama (filled circle).

Figure 4 shows the time series of precipitation and extreme indices for the studied period, for the Salars regions. It is possible to discern some periods in which dry conditions were prolonged for all parameters, for example, between 2006-2010 and again between 2013-2017 in the northern Salars, and between 1988-1996 (except 1990) in the Salar de Atacama. Droughts (rainfall) seem to become more frequent in the northern (southern) areas, however, no significant linear trends were identified for any of the variables.

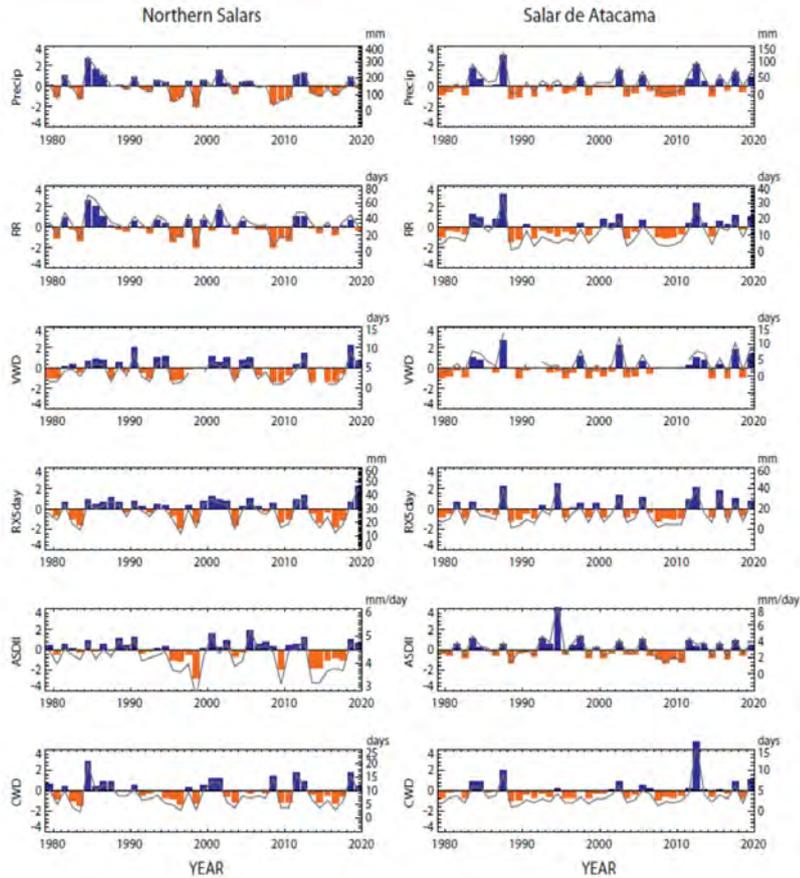


figure 4: Time series of precipitation and extreme precipitation indices (see Table 1), for the northern Salars (left column) and the Salar de Atacama (right column). Colored bars and left axis correspond to normalized anomalous values (T values), and lines correspond to the annual value.

Concerning the NDVI, when reviewing the aggregated results by month and by salt flat, April stands out as the month with the highest value, and comparatively, the Salar de Atacama is the one with the highest NDVI, followed by Ollague, Carcote and Ascotan (Figure 5). Vegetation response has a 2-month lag with respect to precipitation in the north, and in the southern part it does not follow the precipitation temporal distribution, suggesting that in this area, vegetation activity is dependent mostly on energy and on other water sources such as snowmelt and ground water. Since 2011 the NDVI time series values have increased (Figure 7), which has been documented by other works (Chavez et al., 2019).

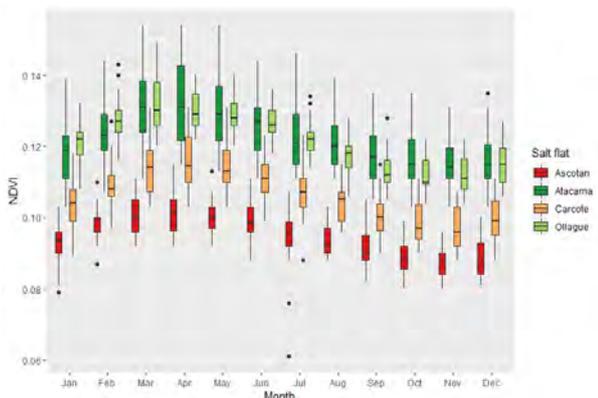


figure 5: Monthly distributions of NDVI for each studied salt flat.

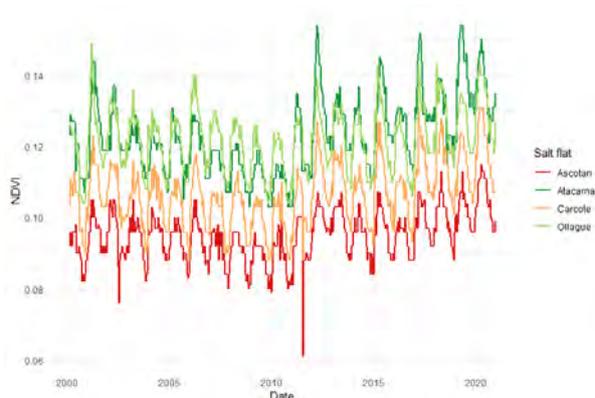


figure 6: Time series of monthly NDVI for each studied salt flat (period: 2000-2020).

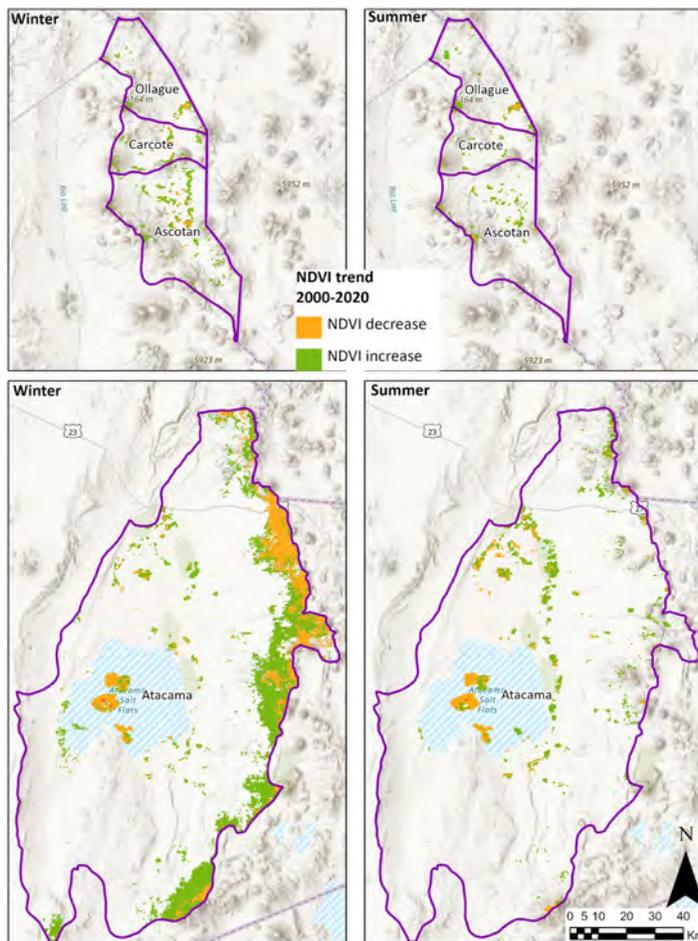


figure 7: NDVI trend maps for summer and winter in the studied salt flats (period 2000-2020). Only areas with statistically significant trends are represented.

Discussion and conclusion

The Antofagasta salt marsh regions have been historically and culturally managed for agricultural and pasture purposes for indigenous communities and for mining goals during the last decades. Extreme seasonal and interannual variation of rainfall in an area of generalized aridity does not allow the representation of any temporal trend and, as a consequence, irregularity and uncertainty have become relevant sources of resilience for socioecological systems. However, the selected salt flats are in the center of the main Chilean mining activities, which are in turn, important sources of economic income for this country. In socio-ecological terms only a small part of the salt flats is protected area for nature and cultural conservation. NDVI analyses demonstrates that vegetation covers are very scarce and present large monthly, seasonal and interannual variations. Vegetation response has a 2-month lag with respect to precipitation in the north, and in the southern part it does not follow the precipitation temporal distribution, suggesting that NDVI is energy constrained, and that other water sources such as snowmelt and ground water may be important. Other sources of waters and mining extractions should be taken into consideration to understand the vegetation performance, which presence and distribution correspond almost exclusively to wetlands and creeks in this arid area.

Figure 7 illustrates the 2000-2020 winter (JJA) and summer (DJF) trends of NDVI in both the northern salt flats and the Salar de Atacama. Notice that only areas with significant trends are shown. Few and small patches of vegetation located mainly along the salars runoff tributaries present some increment in winter season that are however, reduced and spread during summer in Ollague, Ascotán y Carcote salt flats.

In Salar de Atacama it is interesting to observe the increasing NDVI in winter along the medium height mountains, but also the decreasing features in the uppermost ecological belts, where most of the rainfall and water recharge of the basins are taking place. The summer activation of the streams located in the eastern border of the salar is a result of the agricultural lands that are still irrigated by local communities. However, one of the most remarkable environmental changes is observed in the intervention areas of lithium mining in the Atacama Salar where decreasing values are indicating relevant levels of degradation (Liu et al., 2019).

Acknowledgement: The authors acknowledge support by the Programme CLIMAT AmSud Project PRELASA (21-CLIMAT-12)

Bibliography

- Alexander LV, Zhang X, Peterson TC, et al., 2006 : Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J Geophys Res Atmos* **111**(D5), DOI 10.1029/2005JD0062
- Boisier J. P., Alvarez-Garretón C., Cepeda J., Osses A., Vásquez N., and Rondanelli R., 2018 : CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile, *EGUGA*, p. 19739.
- Chávez, R. O., Christie, D. A., Olea, M., and Anderson, T. G., 2019: A multiscale productivity assessment of high Andean Peatlands across the Chilean Altiplano using 31 years of Landsat imagery. *Remote Sensing*, **11**(24), 2955.
- Fick, S. E., and Hijmans, R. J., 2017: WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, **37**(12), 4302-4315.
- Marazuela, M. A., Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., and Palma, T., 2019: Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example. *Science of the Total Environment*, **651**, 668-683.
- Liu, W., Agusdinata, D. B., and Myint, S. W., 2019: Spatiotemporal patterns of lithium mining and environmental degradation in the Atacama Salt Flat, Chile. *Int. J. of App. Earth Obs. and Geoinf.*, **80**, 145-156.
- Liu, W., and Agusdinata, D. B., 2020: Interdependencies of lithium mining and communities sustainability in Salar de Atacama, Chile. *Journal of Cleaner Production*, **260**, 120838.
- Romero, H., Smith, P., Mendonça, M., and Méndez, M., 2013: Macro y mesoclimas del altiplano andino y desierto de Atacama: desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Rev. de Geografía Norte Grande*, **55**, 19-41.
- Romero, H., & Opazo, D. El ayllu como territorio de vida en las comunidades Altoandinas y su relación con la configuración espacial de la minería en el Desierto y Salar de Atacama, Norte de Chile. *AMBIENTES: Revista de Geografía e Ecología Política*, **1**(1), 38.
- Sarricolea Espinoza, P., and Romero, H., 2015: Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el Altiplano del norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, **62**, 169-183.
- Sarricolea, P., Meseguer Ruiz, O., and Romero, H., 2017: Tendencias de la precipitación en el norte grande de Chile y su relación con las proyecciones de cambio climático. *Diálogo andino*, **54**, 41-50.

RÉSILIENCE ET ADAPTATION DES TERRITOIRES AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES EXEMPLE DE LA GESTION DU RUISSELLEMENT EN ESPACE RURAL DANS L'AUDE

Sébastien LE CORRE¹, Gwendoline BLANCHET², Pauline GUNTZBURGER², Hélène DE BOISSEZON²,
Nancy OLIVETO ERVITI³, Adrien SOLACROUP³, Fabien DALLOCCHIO⁴, Nathalie CLARENC⁴

¹ Université de Toulouse 2 LABORATOIRE LISST CIEU, 5 Allée Antonio Machado 31058 Toulouse FRANCE, sebastien.le-corre@univ-tlse2.fr

² CNES Laboratoire OT, 18 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse FRANCE, Gwendoline.Blanchet@cnes.fr,
Pauline.Guntzburger@thalesgroup.com, Helene.DeBoissezon@cnes.fr

³ SGEVT, 9 rue de Grenelle 75007 Paris FRANCE, nancy.oliveto@sgevt.com, adrien.solacroup@sgevt.com

⁴ DDTM 11, 105 boulevard Barbès 11838 Carcassonne, FRANCE fabien.dalocchio@aude.gouv.fr,
nathalie.clarenc@aude.gouv.fr

Résumé : Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet FLAude, labellisé par le Space Climate Observatory (SCO) qui vise, grâce à l'utilisation de données spatiales et climatiques, à mieux comprendre les phénomènes hydrométéorologiques extrêmes ainsi que leurs impacts, et à élaborer des indicateurs de prévention et de réduction des risques à destination des décideurs locaux. Le travail présenté ici consiste à produire des descripteurs sur les pratiques culturales et les haies, deux leviers d'actions possibles pour limiter le ruissellement de surface lors d'épisodes pluvieux intenses, œuvrant ainsi pour la résilience des territoires au changement climatique.

Mots-Clés : Ruissellement, Imagerie spatiale, SIG, Adaptation territoriale

Abstract: This study is part of the FLAude project, supported by the Space Climate Observatory (SCO), which aims, by using spatial and climatic data, to gain a better understanding of extreme hydrometeorological phenomena and their impacts, and to develop risk prevention and reduction indicators for local decision-makers. The work presented here consists of producing descriptors on cultivation practices and hedges, two possible action levers for limiting surface runoff during intense rainfall events, thus working towards the resilience of territories to climate change.

Keywords : Runoff, Spatial imagery, GIS, Territorial adaptation

Introduction

Sous prédominance de l'influence méditerranéenne, l'Aude est un département fortement exposé aux événements pluvieux extrêmes, ayant généré régulièrement sur les 20 dernières années des cumuls supérieurs à 200 mm en 24 h (site pluies extrêmes⁵). Comme sur les autres zones de l'Arc Méditerranéen, le cumul annuel des précipitations se réalise sur un nombre limité d'épisodes souvent très intenses dont le cumul en 24h a augmenté de près de 20 % entre 1960 et 2015 (Ribes et al, 2019), cette augmentation concerne aussi la surface des événements à l'origine des inondations.

Ces épisodes climatiques génèrent des victimes et des dégâts importants sur le territoire Audois (site pluies extrêmes). En climat futur, les projections climatiques issues du jeu de référence DRIAS-2020 montrent une poursuite du réchauffement annuel, ainsi qu'une évolution relative du maximum annuel de précipitation quotidienne dans des ordres de grandeur de 8 à 10 % à l'horizon 2050 mais jusqu'à +20% pour les scénarios les plus sévères (Soubeyroux et al, 2021).

Les épisodes de pluies extrêmes rendus plus intenses par le changement climatique contribuent, avec l'imperméabilisation des sols, à augmenter le ruissellement. Ce dernier est alors un composant notable du risque inondation du département de l'Aude. Dans ces conditions les questions relatives à l'adaptation au

5 <http://pluiesextremes.meteo.fr/>

changement climatique et à la résilience territoriale sont au cœur des préoccupations des décideurs notamment pour des espaces à dominante rurale.

Le travail proposé ici sollicite dans un premier temps une méthode de spatialisation du ruissellement pour identifier les zones à enjeux. Une base de connaissance est ensuite constituée, et son analyse fait émerger des leviers d'actions possibles. La troisième phase du travail consiste à produire des descripteurs pouvant alimenter ces leviers en mobilisant des images satellites et des bases de données spatiales.

1. Identifier le ruissellement potentiel

1.1 Production des descripteurs de base

A partir du Référentiel à Grande Echelle Altimétrique et Hydrographique de l'Institut Géographique National, plusieurs plans dérivés topographiques et hydrologiques ont été calculés sous SIG. En intégrant des valeurs de seuillage faibles il est possible à cette résolution de déterminer des chenaux d'écoulement de surface concentrés temporaires qui entrent en bonne adéquation avec les observations terrain comme le montre la figure 1. Les chenaux calculés en bleu coïncident avec les zones vertes dans le champ

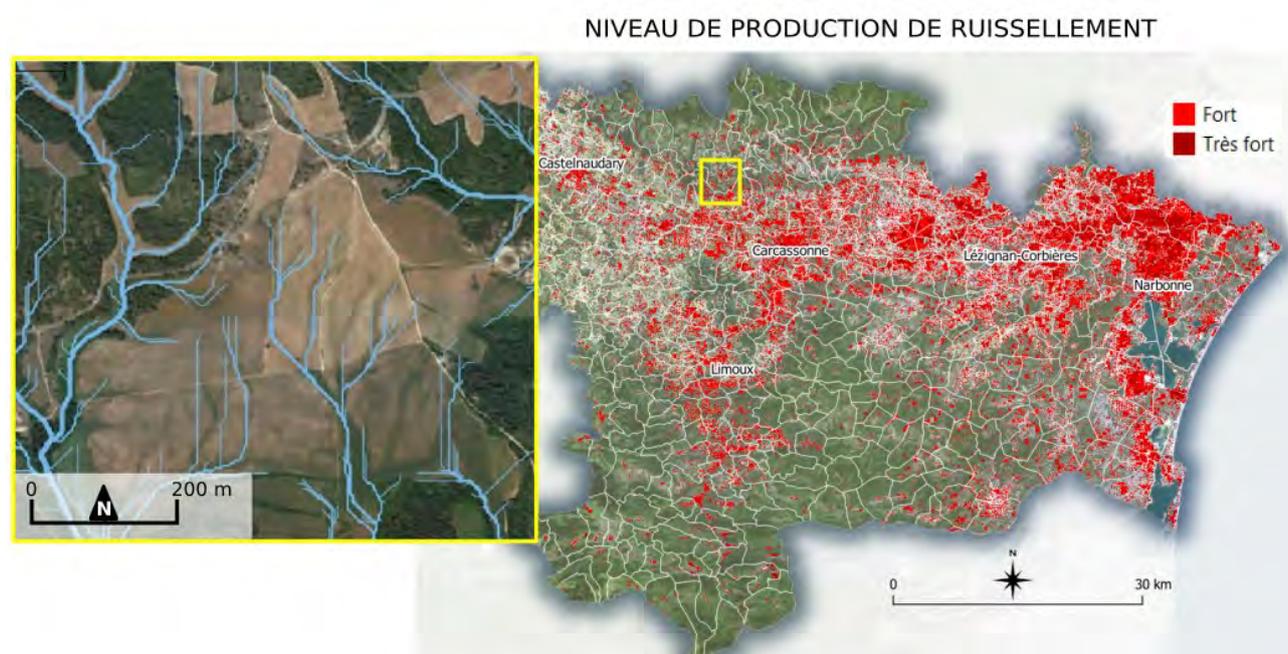


figure 1 : Correspondance entre le réseau hydrographique construit et la réalité terrain (à gauche) et Répartition des zones de productions de ruissellement dans l'Aude (à droite)

1.2 Choix de la méthode de spatialisation

Il existe différentes méthodes de prise en compte de l'aléa ruissellement et des travaux comparatifs sont disponibles (Arnaud et Breil, 2019). La méthode Indicateur Ruissellement Intense Pluvial (IRIP) a été retenue ici notamment car les résultats montrent que « *les cartes IRIP peuvent être un bon outil d'aide à la réalisation de zonages réglementaires, à la fois rapide, simple (peu de données d'entrée et facile à appréhender) et robuste* » (Lagadec, 2017). La méthode IRIP a donc été appliquée sur l'ensemble du département de l'Aude et permet de distinguer, le niveau de sensibilité à la production, au transfert et à l'accumulation de ruissellement (cf Figure 1 droite).

Si l'on considère l'analyse des zones de production classées avec un seuil fort ou très fort, c'est un peu plus de 17 % de la superficie départementale qui est concernée, avec une répartition spatiale large touchant l'ensemble des communes du département. Cet élément est à mettre en relation avec les événements climatiques majeurs qui touchent également une très large part du département.

1.3 Occupation du sol et potentiel de production

L'analyse de cette répartition permet de prioriser les zones d'action de lutte contre la production et le transfert du ruissellement. En intégrant les données issues de l'Occupation Du Sol (OSO) du Registre Parcellaire Graphique (RPG), on constate qu'une part significative des zones sont situées sur des espaces agricoles. On note sur le tableau 1 que le niveau fort recoupe 8,2% du nombre de parcelles et 3,5% des surfaces du parcellaire.

Tableau 1. Répartition par nombre et surface des parcelles de l'Aude selon le niveau minimum IRIP

Niveau de production IRIP	Aucun	Très Faible	Faible	Moyen	Fort	Très Fort
Pourcentage du nombre de parcelles	11,2	20,1	29,2	30,8	8,2	0,4
Pourcentage de la surface	28	23,9	27,3	17,1	3,5	0,1

Les modélisations climatiques proposées par Météo France, notamment sur le registre des pluies intenses dans l'Aude laissant apparaître une hausse notable des phénomènes, et par conséquent des dégâts pouvant être occasionnés par ce ruissellement, la seconde étape permet à identifier les leviers d'actions possibles sur ces espaces.

2 Face au changement climatique, inventorier le cadre existant et identifier les leviers d'action

En zone agricole, le ruissellement lié aux précipitations érode les sols en creusant des ravines ; au-delà des dégâts sur les terres arables où sur des cultures pérennes, il peut également entraîner une dégradation de la qualité des eaux par transfert et accentuer les risques d'inondation en aval des parcelles agricoles. Afin de lutter contre ces phénomènes, des actions multiples sont déployées, relevant des pratiques agricoles et/ou de l'aménagement, le programme FLAude a mis en place une base de connaissance dans un outil dédié nommé FORO (Flood Observatory for Resilient Occitanie). Un moteur de recherche dédié permet d'optimiser la phase d'inventaire initiale et d'identifier les analyses mais aussi les actions et préconisations mises en place par des territoires comparables.

Une première série de leviers a donc été identifiée, et parmi eux, deux aspects sont mis en exergue ici :

- l'aspect agronomique qui recoupe notamment le type et l'orientation des cultures
- l'aspect hydraulique sur lequel nous avons dans un premier temps identifié prioritairement le rôle des haies.

Sur le premier aspect, les informations relatives aux types de cultures et aux rotations possibles qui sont un point de modulation important, (Papy et al 1988) et (Herve 1989) sont accessibles par le biais de données du RPG et de l'OSO. Dans la littérature [Laveuf et Poireau 2019], l'orientation des cultures en fonction de la pente est également mentionnée comme pouvant avoir un impact conséquent sur le ruissellement de l'eau. C'est à ce titre que des traitements ont été mobilisés sur les images spatiales Pléiades.

Sur le second aspect, les haies sont un levier important pour les aménagements hydrauliques sur des zones de production et ou de transfert de ruissellement [Viaud et Thomas, 2019]. Selon la position dans la pente, l'orientation, la proximité aux chenaux d'écoulement, le rôle joué par ces dispositifs linéaires peut être variable. Les calculs issus des descripteurs de base sont mis en relation avec les haies pour tenter une typologie fonctionnelle des haies au regard du ruissellement.

3. Fournir des descripteurs aux leviers d'action

3.1 L'orientation des cultures

L'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale permet d'accéder à des informations à large échelle et avec une mise à jour régulière. Les satellites d'observation de la Terre Pléiades, ayant une résolution native de 70 cm et ré-échantillonné à 50 cm, ont une résolution suffisante pour accéder à ce type d'information. Les données peuvent également être complétées grâce à l'imagerie aérienne selon les sites.

La méthodologie développée repose sur un enchaînement de deux étapes. La première consiste à détecter les lignes présentes dans l'image en utilisant des calculs de gradients au niveau des pixels. L'idée sous-jacente est d'identifier les alignements de plantations, les traces de passage du tracteur et les sillons qui en découlent. Nous nous appuyons sur l'algorithme LSD, Line Segment Detector (Grompone et al, 2012) qui détecte les segments de lignes dans une image. La deuxième étape consiste à filtrer ce résultat pour ne garder que les lignes les plus pertinentes par parcelle pour le calcul de l'orientation des cultures. Ce filtrage au sein de chaque parcelle se base sur plusieurs critères : le nombre de lignes prises en compte dans le calcul de l'orientation, la longueur moyenne des lignes et enfin sur l'écart-type des orientations.

Eprouvée initialement sur des vignes, la méthodologie a ensuite été transposée sur tout type de culture. La Figure 2 montre un exemple de détection d'orientation. Les parcelles de vignes sont en bleu cyan et les autres cultures en jaune. Les résultats sont de bonne qualité même sur des cultures avec des rangées moins marquées et dans un état végétatif plus bas (sur des images d'hiver par exemple).

L'orientation du travail du sol relève des premiers leviers possibles au niveau des pratiques agricoles pour limiter le ruissellement. Dans un contexte climatique évolutif potentiellement défavorable sur le plan des précipitations intenses dans le bassin Méditerranéen, la mise en place d'un descripteur de cet ordre pouvant être obtenu automatiquement et à de grandes échelles est un apport significatif. En effet, il permet déjà d'affiner les critères de vulnérabilité des parcelles, couplé aux arrêtés de catastrophe naturelle, il intervient comme un facteur différenciant, favorisant ainsi la compréhension des gains liés à une culture perpendiculaire à la pente.



figure 2. A gauche : Résultats intermédiaires de détection de lignes traits fins rouges, bleus et gris, les gris sont les segments rejetés lors de l'étape de filtrage) par parcelle (en jaune et bleu) à partir d'une image Pléiades, Octobre 2020. Les orientations des cultures en sont déduites (traits épais rouges). A droite : Résultats de l'orientation des cultures plaquée sur l'image Pléiades (à gauche), Les haies (en vert) sont croisées avec les bassins versants (en gris), les chenaux de ruissellement (en bleu) et d'autres facteurs topographiques afin de déterminer plusieurs descripteurs et d'aboutir à une classification (à droite)

3.2 La qualification des haies.

Les haies offrent de multiples rôles (abris pour des espèces, brise-vent, continuité écologique) parmi lesquelles le rôle hydraulique est un axe important au regard de la gestion du ruissellement. Bien que non exhaustive la base du Dispositif National de Suivi des Bocages (DNSB) permet de mettre au point une approche spatiale et fonctionnelle, qui pourra à terme s'appuyer sur d'autres sources notamment issue des images spatiales.

Dans un premier temps nous avons produit à partir du DNSB des descripteurs de densité bocagère sur l'ensemble du département de l'Aude. Cet indicateur quantitatif est basé sur une maille scalable entre 1km

et 100 m de résolution qui est aussi compatible avec les futures données maillées européennes et qui permet d'agréger la donnée selon différents périmètres administratifs ou fonctionnels comme les bassins versants.

En parallèle de cette approche spatiale, nous avons mis en place pour chaque tronçon de haie une série de descripteurs comme la pente, l'exposition, la position au regard du terrain, la position au sein du bassin versant et la distance aux chenaux de ruissellement par exemple (Figure 2).

L'ensemble de ces critères alimente un dispositif d'évaluation de l'efficacité fonctionnelle des haies au regard du ruissellement qui permet une approche synthétique sur les actions à conduire. La démarche étant récursive, il est possible à l'aide de cet arbre décisionnel d'identifier des espaces ou des haies seraient utiles pour lutter efficacement contre le ruissellement.

4. Accompagner les espaces dans leur adaptation au changement climatique

La combinaison dans un arbre décisionnel entre les différents descripteurs produits précédemment permet de proposer différents indicateurs comme le niveau d'efficacité des haies contre le ruissellement ou la vulnérabilité des parcelles agricoles au ruissellement. Par exemple des parcelles travaillées perpendiculairement à la pente ; bénéficiant de l'implantation de haies « utiles » avec des espaces d'inter cultures apparaissent comme un modèle vertueux qu'il faut étendre et qui permet une meilleure résilience au changement climatique (Figure 3 gauche). A l'inverse, des parcelles potentiellement vulnérables sont identifiées et la méthode proposée permet de localiser ces zones d'actions prioritaires ainsi que les leviers qui peuvent y être associés au sein d'une fiche synthétique (Figure 3 droite).

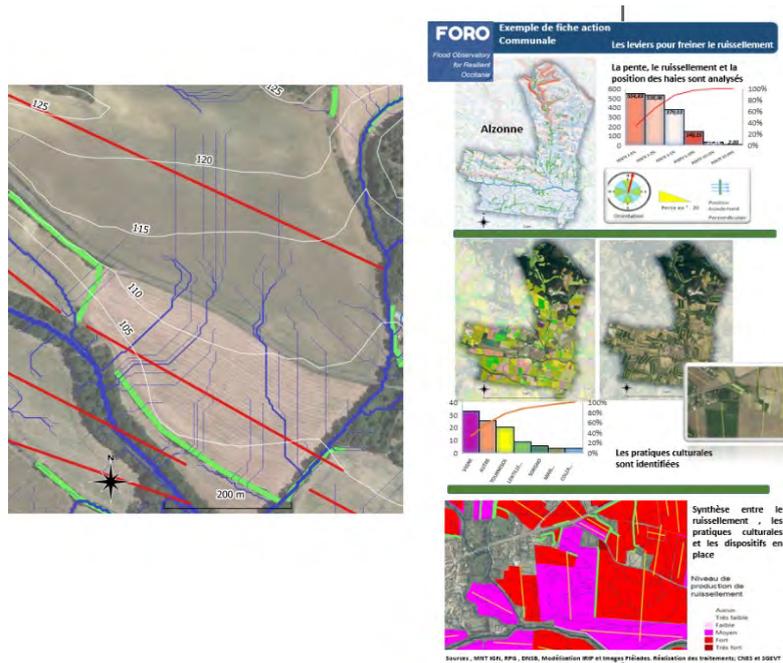


figure 3: À gauche : Exemple d'une parcelle travaillée (trait rouge) perpendiculairement à la pente qui freine le risque érosif des écoulements (traits bleus) et qui bénéficie de haies (traits verts) en bas de parcelle.

À droite, exemple de fiche synthétique intégrant les niveaux de production de ruissellement, le type de culture ainsi que les orientations.

Conclusion

Les projections des modèles climatiques font apparaître pour l'arc Méditerranéen une augmentation prévue des épisodes de pluies extrêmes et donc des phénomènes de ruissellement qui interrogent nécessairement les espaces et les pratiques agricoles.

Sur le plan hydraulique, la détermination de zones à enjeux pour la production, le transfert et l'accumulation de ruissellement couplée à des dispositifs pouvant ralentir et disperser les écoulements comme les haies, peut être extraite de l'imagerie spatiale aujourd'hui disponible. Les descripteurs proposés permettent d'identifier des zones où l'action de plantation peut s'avérer utile. Les travaux actuels portent sur une évaluation précise du rôle de la haie au regard des paramètres calculés (Reulier et Delahaye 2016) mais aussi sur une typologie d'identification des actions à conduire par le biais d'un arbre décisionnel. Ce travail est en cours de construction avec les acteurs de terrain. Il pourra intégrer des réflexions sur les essences à planter, là encore en relation avec les évolutions climatiques attendues sur le territoire (hausse de température, baisse du cumul total de précipitation).

L'approche proposée ici est en l'état perfectible, elle offre cependant l'avantage d'être reproductible sur de grands espaces, de mobiliser des données de référence et d'offrir un premier niveau d'analyse qui peut déjà entrer en résonance avec les territoires notamment car le travail produit des fiches actions compatibles avec les documents d'aménagement actuels

Remerciements : Le partenariat s'établit entre des organismes publics (CNES, Météo France, Université de Toulouse 2), des services de l'Etat (DDTM11) et la sphère industrielle (SGEvT). Une partie des éléments liés au ruissellement mobilise la méthode IRIP de l'INRAE.

Bibliographie

Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal* **24**, 43–69.

Bocher, Erwan, 2005. Impacts des activités humaines sur le parcours des écoulements de surface dans un bassin versant bocager: essai de modélisation spatiale. Thèse de doctorat. Université Rennes 2.

Cerbelaud, A.; Breil, P.; Blanchet, G.; Roupioz, L.; Briottet, X. 2022 Proxy Data of Surface Water Floods in Rural Areas: Application to the Evaluation of the IRIP Intense Runoff Mapping Method Based on Satellite Remote Sensing and Rainfall Radar. *Water*, **14**, 393. <https://doi.org/10.3390/w14030393>

Grompone R, Jakubowicz J, Morel JM et Randall G, 2012 *LSD: a Line Segment Detector*, *Image Processing On Line*, , pp. 35–55. <https://doi.org/10.5201/ipol..gjmr-lsd>

Hervé, Dominique. 1989 *Systèmes de culture et érosion : L'état de surface du sol, indicateur des risques d'érosion liés aux systèmes de culture* In : *Le risque en agriculture*. Marseille : IRD Éditions,

Laveuf Cédric, Poiraud Alexandra 2019, Étude hydrologique et propositions d'actions limitant le phénomène d'érosion dans le cadre de l'étude érosion du bassin versant de la Gandelée Pré-rapport sur les préconisations de lutte contre l'érosion et l'envasement Cédric LAVEUF / Alexandre POIRAUD

Lagadec Lilly-Rose 2017. Evaluation et développement de la méthode IRIP de cartographie du ruissellement. Application au contexte ferroviaire. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes

Météo FRANCE Les nouvelles projections climatiques de référence drias 2020 pour la métropole, 01/04/2021

Merot Ph, Gascuel-Oudou et Al The influence of hedgerow networks in bocage landscapes on surface water pathways, *Volume 12*, Number 1, 1999, p. 23–44 *Journal of Water Science*

Papy François, Boiffin Jean, Douyer Claude. 1988 *Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré*. II. Evaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie*, EDP Sciences, **9** pp.745-756.

Reulier, Delahaye, Caillault, Viel, Douvinet et Bensaïd, 2016 « *Mesurer l'impact des entités linéaires paysagères sur les dynamiques spatiales du ruissellement : une approche par simulation multi-agents* », *Cybergeo: European Journal of Geography* Systèmes, Modélisation, Géostatistiques, **document 788**, mis en ligne le 07 septembre 2016, <http://journals.openedition.org/cybergeo/27768> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/cybergeo.27768>

Reyne S., Mérot P. (1996). Rôle hydrologique et géochimique des structures linéaires boisées : Bilan bibliographique et perspectives d'étude. La forêt paysanne dans l'espace rural : Biodiversité, paysages, produits, INRA, Etudes et Recherches sur les Systèmes Agraires et le Développement, 268 p. Disponible en ligne, consulté le 3 mars 2022 : <https://hal.inrae.fr/hal-02842154/document>

Ribes, A., Thao, S., Vautard, R. et al. 2019 *Augmentation observée des précipitations journalières extrêmes en Méditerranée française*. *ClimDyn* **52**, 1095-1114 .

Senechal G. (2018). Confrontation des méthodes de cartographie de l'aléa ruissellement. 17 p. Disponible en ligne, consulté le 3 mars 2022 : https://www.cerema.fr/system/files/documents/2018/11/2_Confrontation%20de%20m%C3%A9thodes%20de%20cartographie%20de%20l%27a%C3%A9a.pdf

Soubeyrou Jean-Michel, Dubuisson Brigitte, Gouget Viviane, Samacoits Raphaëlle 2022, Evolution passée et future des précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes, AIC 2022 Toulouse (A paraître)

TTI Production (2011). Étude de prélocalisation des zones humides sur le territoire du SAGE Nappe de Beauce et de ses milieux aquatiques associés. PHASE 1 : prélocalisation des enveloppes de fortes probabilités de présence de zones humides. 97p. Disponible en ligne, consulté le 3 mars 2022

https://www.gesteau.fr/sites/default/files/gesteau/content_files/document/etude_zh_sage_nappe_de_beauce_phase_i_prelocalisation_final.pdf

Viaud Valérie, Thomas Zahra, 2019 « *Une réflexion sur l'état des connaissances des fonctions du bocage pour l'eau dans une perspective de mobilisation pour l'action* », *Sciences Eaux & Territoires*, (Numéro 30), p. 32-37.

ESTIMATION DES TEMPÉRATURES DE SURFACES(LST) À SFAX (TUNISIE) EN ÉTÉ : EXEMPLES DU 26 JUILLET ET DU 11 AOÛT 2021

Hamdi EUCHI ¹, Salem Dahech.²

¹Université de Sfax, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Laboratoire SYFACTE (euchihamdi@hotmail.fr)

²Université de Paris Cité, UMR PRODIG (salem.dahech@gmail.com)

Résumé : Ce papier focalise sur l'estimation des températures de surfaces de terrains (LST) dans l'agglomération de Sfax par deux types de temps : temps estival ordinaire avec des températures proches à la normale et temps caniculaire. Les flux thermiques dégagés par les différentes surfaces de l'agglomération de Sfax augmentent parallèlement à la hausse de la température de l'air comme le montre l'exemple du 11 août 2021 (une journée caniculaire ; TX=46 et TN=27°C) où les températures de surfaces ont atteint 57°C dans la périphérie rurale à 13 km du centre ville et 46°C dans la ville. En fait, les températures de surfaces de la ville baissent durant le jour en raison de l'augmentation de l'albédo due aux couleurs blanches des toitures. Dans les zones périphériques dégagées de Sfax, les sols argilo lumineux se réchauffent plus vite car l'albédo est faible (couleurs sombres), ce qui engendre la montée très rapide des températures de surface.

Mots-clés : température de surface, Sfax, temps caniculaire, image Landsat 8 OLI/TIRS

Abstract : *Estimated surface temperatures (lst) during hot and ordinary summer types of weather in sfax (tunisia): the cases of july 26, 2021 and august 11, 2021.* This paper focuses on the estimation of land surface temperatures (LST) in the agglomeration of Sfax by two types of weather: ordinary summer weather with temperatures close to normal ($T_m = 32.6$ °C calculated over a period of 35 years) and scorching weather. The thermal fluxes released by the different surfaces of the Sfax agglomeration increase in parallel with the rise in air temperature as shown by the example of August 11, 2021 (a scorching day; TX=46 and TN=27°C) where surface temperatures reached 57°C in the rural outskirts 13 km from the city center and 46°C in the city. In fact, the surface temperatures of the city drop during the day due to the increase in albedo due to the white colors of the roofs. In the peripheral open areas of Sfax, the bright clay soils heat up more quickly because the albedo is low (dark colours), which leads to a very rapid rise in surface temperatures

Keywords: surface temperature, Sfax, heatweather, Landsat 8 OLI/TIRS image

Introduction

Le rôle de la télédétection dans le suivi de l'évolution de l'espace au fil du temps est devenu capital. Depuis son apparition durant les années 1970, les techniques d'acquisition des images et leurs méthodes de traitements ont rapidement évolué. Certaines images satellitaires permettent de suivre la dynamique spatio-temporelle de certains paramètres météorologiques comme les températures (Sobrino *et al.*, 2004 ; Dahech et Charfi, 2018 ; Kermadi *et al.*, 2019 ; Renard *et al.*, 2019). Les techniques de prétraitements et de traitements des rayonnements infrarouges thermiques permettent d'étudier la variation des températures de surfaces. Nous citons l'étude de Dahech (2012) qui a étudié la répartition spatiale des températures de l'air et de surface dans l'agglomération de Sfax (1975-2010) à partir des images AVHRR et Landsat ou bien encore l'étude de l'Institut de Veille sanitaire en France qu'a déterminé le rôle de l'ICU dans la mortalité pendant les vagues de chaleurs de 2003 (<https://www.inserm.fr/>). Ces vagues de chaleurs sont plus fréquentes dans les régions du sud de la Méditerranée notamment durant la saison estivale comme le cas de Sfax. En Tunisie centrale et méridionale, les dorsales barométriques, favorisant la remontée des

advections sahariennes chaudes, sont récurrentes. L'objectif de cette étude est de montrer la variation spatio-temporelle des températures de surfaces (LST) et de l'air par deux types de temps : un temps estival avec des températures proches de la normale à partir de l'exemple du 26 juillet 2021 ($T_x=33^{\circ}\text{C}$) et un temps caniculaire, à partir de l'exemple du 11 août 2021 ($T_x=46^{\circ}\text{C}$). Ces températures dépassent le seuil statistique relatif aux événements paroxysmiques thermiques de chaleurs (Ben boubaker, 2010 ; Euch et Dahech, 2021).

1. Zone d'étude, données et méthodes

L'agglomération de Sfax, située sur la rive sud de la Méditerranée en Tunisie centrale, est dotée d'un climat semi-aride où les températures moyennes maximales et minimales, calculées entre 1976 et 2015 enregistrent régulièrement des records pendant l'été et, en particulier au mois d'août (fig.1 et 2). En fait, dans cette agglomération, les situations atmosphériques à dorsale barométrique, favorisent l'advection des masses d'air sahariennes très chaudes, dans cette plaine côtière juxtaposée à topographie basse et monotone. Cette chaleur s'ajoute et celle créée par la ville. En effet, Ghribi et Dahech (2021) ont montré que l'ICU devient plus intense par temps torride et atteint 5°C en moyenne. Parmi les 600 000 habitants de l'agglomération, une bonne partie est vulnérable face à la forte chaleur (Dahech et Ghribi, 2017). Dans ce travail qui vise à étudier la répartition des températures de surface par deux types différents en utilisant les méthodes de télédétection spatiale, les images satellitaires choisies sont de type LANDSAT-8 OLI-TIRS qui datent du 26 juillet 2021 pour le temps estival ordinaire et du 11 août 2021 pour le temps caniculaire. Elles ont été téléchargées gratuitement du site de la NASA (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Contrairement aux précédentes séries, le LANDSAT-8 est équipé de deux capteurs : l'imageur terrestre opérationnel (OLI, 9 bandes) et le capteur infrarouge thermique (TIRS, 2 bandes). La résolution spatiale du TIRS est supérieure à celle de l'AVHRR, soit 100 mètres, ce qui permet l'étude de la variation des températures de surfaces à échelle moins grossière. La méthodologie utilisée dans ce travail pour extraire les températures de surfaces se base sur les modules de génération de la LST automatique proposée par le logiciel envi5.1 et disponible sur le menu Toolbox et qui sont comme suit : (1)- la calibration radiométrique des bandes thermiques 10 et 11, (2)- la correction atmosphérique thermique, (3)- la normalisation de l'émissivité de la bande thermique 10, (4)- la conversion des températures de kelvin au Celsius en tapant la formule suivante dans le menu toolbox du logiciel Envi 5.1 : $(\text{float}(b1)-(273.15))$. La relation entre la variation des températures de surface de Terrain par temps caniculaire (LST) et les modes d'occupations du sol, déduits de la même image satellitaire à partir d'une classification supervisée, sera appréhendée.

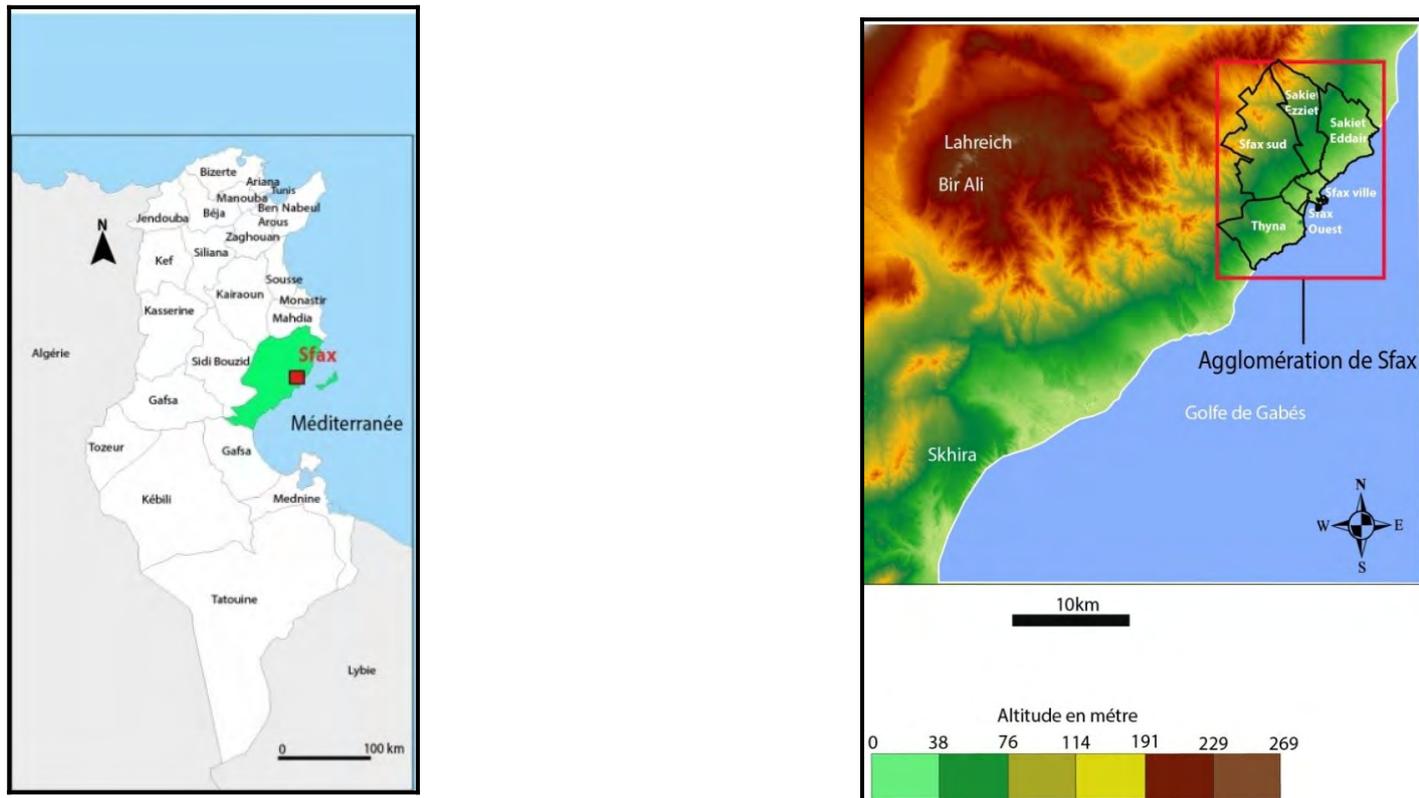


Figure 1. Topographie de Sfax déduite à partir d'un SRTM téléchargé du site : (<https://earthexplorer.usgs.gov>)

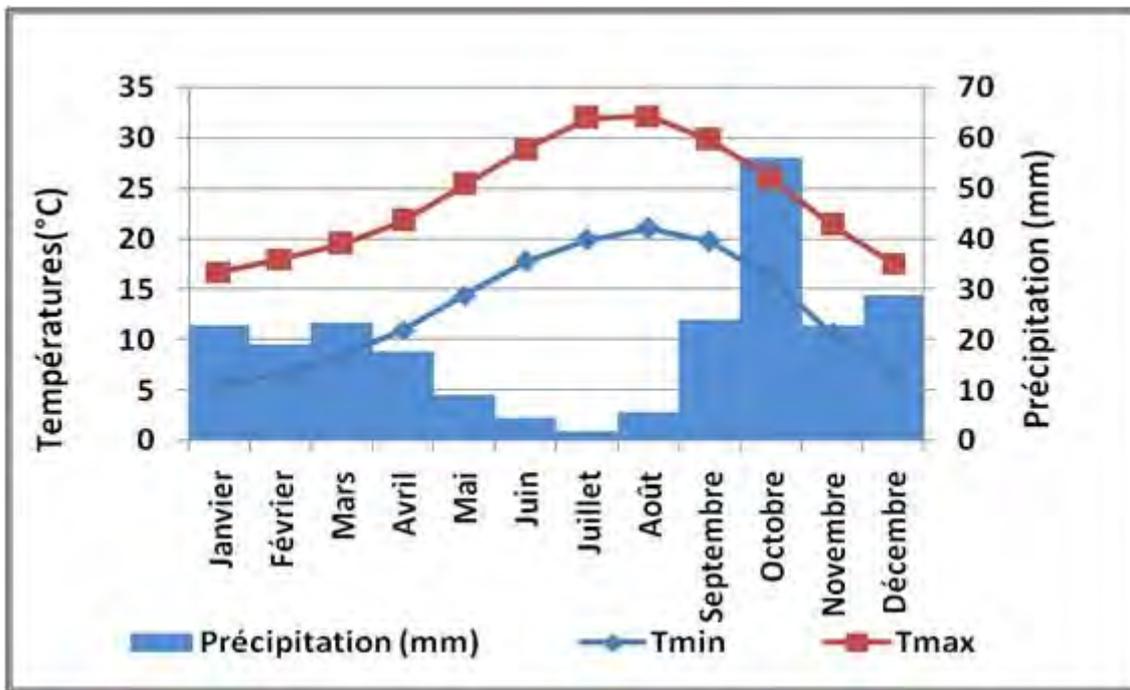


Figure 2. Diagramme ombro-thermique de la station de Sfax El-Maou pendant la période 1976- 2015 (données Institut Nationale de Météorologie de Tunisie : INM, 2016)

2. Variation spatiale des températures de surfaces dans l'agglomération de Sfax

L'estimation des températures de surface basée sur un jeu de traitements des données enregistrées par le capteur infrarouge thermique (TIRS) de satellite Landsat 8 durant un jour de chaleur torride montre que les flux thermiques dégagées par les différentes surfaces de l'agglomération de Sfax augmentent parallèlement à la hausse des températures de l'air. Durant la première date retenue, le 26 juillet 2021, le ciel est clair et le vent a soufflé principalement du quadrant Est à des vitesses entre 2 et 7 m/s. Les températures ont varié entre 27°C et 33 °C ; il s'agit d'un temps estival ordinaire marqué par la brise de mer le jour. Durant la deuxième date sélectionnée, le vent a soufflé principalement des secteurs méridionaux du Sud à l'Ouest à des vitesses entre 2 et 7m/s (fig.4). Les températures ont été torride et dépassent le seuil statistique relatif aux événements paroxysmiques thermiques de chaleurs torrides (centiles 95 % ; $T_x= 38,7^\circ\text{C}$ et $T_x=26,1^\circ\text{C}$), définis au cours de la période chaude de l'année durant la période 1976-2016 (Ben boubaker, 2010 ; Euchu et Dahech, 2021). Elles ont varié entre 27°C et 46°C suite à l'advection du sirroco. Ce vent chaud et sec est favorisé par un haut géo potentiel en altitude et une dorsale barométrique en surface installée au sud-ouest de Tunisie comme l'atteste les réanalyses archivées sur le site « <https://www.wetterzentrale.de/> » (fig 4).

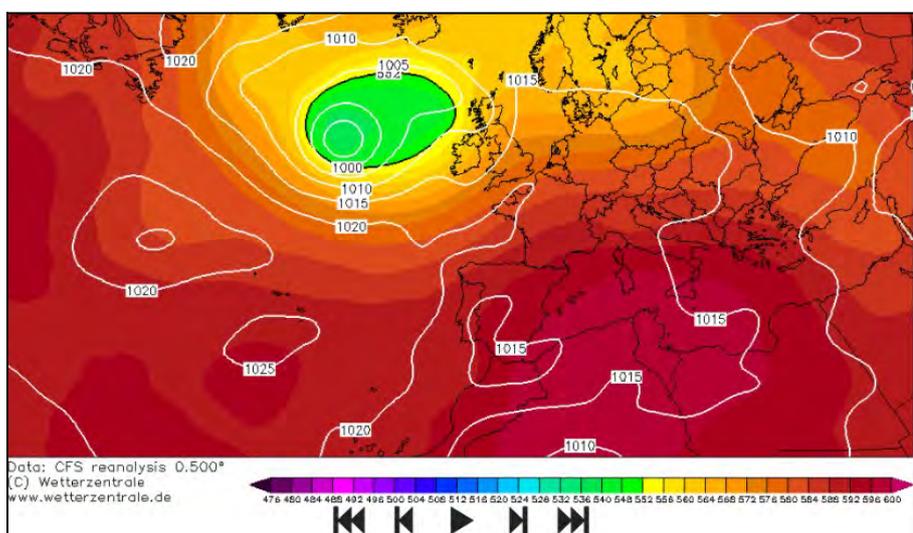


figure 3. Pression atmosphérique en surface enregistrée le 11 aout 2021(www.wetterzentrale.de)

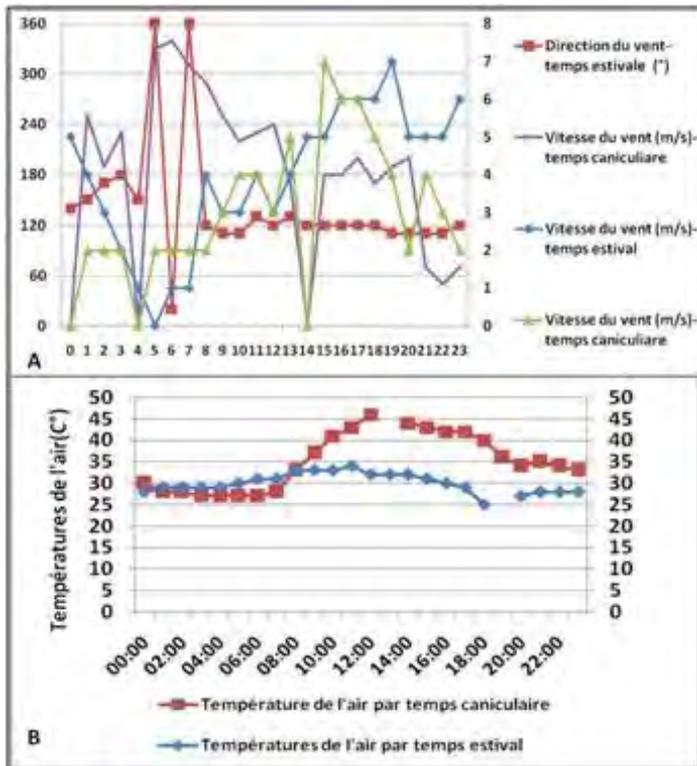


figure 4. Températures de l'air, direction et la vitesse du vent enregistrés les 26 juillet 2021 et 11 aout 2021 (données, INM)

Les températures de l'air enregistrées par les deux types de temps ont engendrée une hausse des températures de surface. Cette hausse s'intensifie notablement par temps caniculaire où les températures de surface ont varié entre 44°C et 55°C en ville et entre 52 et 57 dans la périphérie rurale à 13 km du centre-ville (fig.5). En revanche, par temps estival ordinaire marqué par une brise, les températures de surface baissent à 4°C de moins en ville et à 7°C de moins dans la périphérie. La structure spatiale des températures de surface déduites des images satellitaire Landsat OLI/TIRS par deux types de temps différents renvoie l'influence directe des modes d'occupation du sol sur la répartition des températures de surface. En effet, les températures de surface observées enregistrent des écarts de 10°C par temps estival ordinaire et de 13 °C par temps caniculaire entre la ville et la périphérie(fig.5). En fait, dans les zones rurales dégagées à 14 km du centre ville, où dominant principalement les arboricultures et les terres agricoles, les sols argilo limoneux sombre, qui se réchauffent plus vite, sont abondants (fig.6). Cependant, dans la ville, la couleur blanche des toitures et l'ombre augmentent l'albédo, ce qui retarde le réchauffement jusqu'à la nuit(ICU) (Dahech, 2012) Cependant, dans la mer, en raison de sa forte inertie thermique, les températures de surface augmentent légèrement enregistrant un écart positif de 3 °C uniquement.

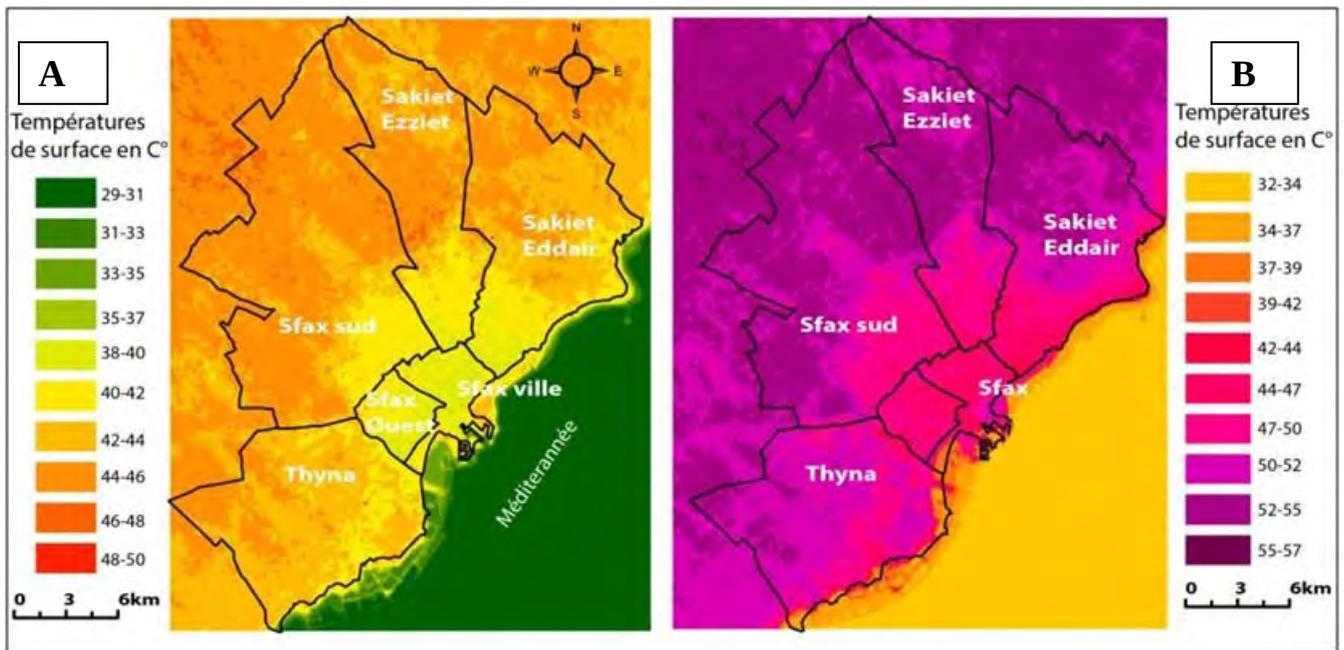


figure 5. Températures de surface déduites le 26 juillet 2021 et le 11 aout 2021 à partir de traitement des images satellitaire Landsat OLI-TIRS archivées sur le site <https://earthexplorer.usgs.gov>)

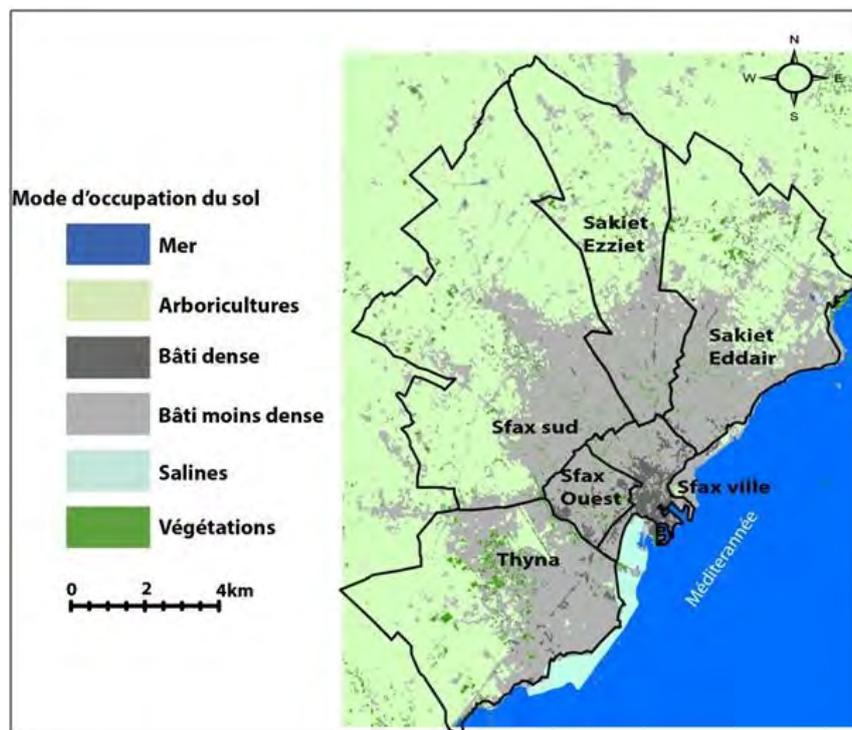


figure 6. Occupation du sol dans l'agglomération de Sfax interprétée à partir d'une classification supervisée réalisée à l'image satellitaire du 26 juillet 2021 (source : image landsat 8 téléchargée du site : <https://earthexplorer.usgs.gov>).

Conclusion

Les résultats de l'interprétation des températures de surfaces par deux types de temps : temps caniculaire et temps estival ordinaire à partir des traitements réalisés aux données infrarouges thermiques acquises sur les deux bandes spectrales 10 et 11 de l'image Landsat 8 OLI/TIRS montrent la hausse de la

température de surface parallèlement à l'augmentation des températures de l'air. Le réchauffement diurne généré par les différentes surfaces de l'agglomération de Sfax au cours du temps caniculaire est plus intense que celui observé par temps estival avec un écart de 7°C de plus dans la périphérie et 4°C de plus dans la ville. En fait, les toitures blanches et l'ombre atténuent notablement les flux thermique dans la ville. De plus, dans la première couronne dense de la ville, située entre 0 et 5km, les bâtiments verticaux jouent un rôle important dans l'augmentation de l'albédo, ce qui explique la baisse des températures de surface dans cette zone. En revanche, dans la campagne, les sols argilo limoneux se réchauffent vite pour donner naissance à des températures de surfaces très élevées, principalement en été, quand le sirocco est actif.

Bibliographie

Charfi S. et Dahech S., 2018 : Cartographie des températures à Tunis par modélisation statistique et télédétection, *Mappemonde*, **123**, 15 pages.

Dahech S. et Ghribi M., 2017 : Réchauffement climatique en ville et ses répercussions énergétiques. *Méditerranée*, **128**, 29–38 pages.

Dahech S. 2012 : Évolution de la répartition spatiale des températures de l'air et de surface dans l'agglomération de Sfax (1975-2010) et impact sur la consommation d'énergie durant la saison chaude, *Climatologie*, numéro spécial « Climats et changement climatique dans les villes », 11-33 pages.

Ghribi M. et Dahech S., 2020 : Caractéristiques de l'îlot de chaleur urbain à Sfax durant la saison chaude (centre-est de la Tunisie). *Climatologie*, **17**, 7 pages.

Renard F., Alonso L., Fitts Y., Hadjiosif A., Comby J., 2019. Evaluation of the Effect of UrbanRedevelopment on Surface UrbanHeatIslands. *RemoteSensing*, **11(3)**, 299 p.

Sobrino J. A., Jiménez-Muñoz J. C., Paolini L., 2004 : Land surface temperatureretrievalfromLANDSAT TM 5 .*RemoteSensing ofEnvironment*, **90(4)**, 434-440 pages.

LA MESURE DU DÉSÉQUILIBRE ÉNERGÉTIQUE PLANÉTAIRE PAR GÉODÉSIE SPATIALE POUR CONTRAINDRE LE BILAN D'ÉNERGIE GLOBAL ET ESTIMER LA SENSIBILITÉ CLIMATIQUE

Jonathan CHENAL^{1,2}, Benoît MEYSSIGNAC^{1,3}, Alejandro BLAZQUEZ^{1,3}, Robin GUILLAUME-CASTEL¹

¹ LEGOS (CNES, CNRS, IRD, UPS), Toulouse, France

² ENPC, Champs-sur-Marne, France

³ CNES, Toulouse, France

Résumé : Nous revisitons l'estimation de la sensibilité climatique à partir d'observations du bilan d'énergie planétaire de diverses durées, en particulier en utilisant des estimations du déséquilibre énergétique déduites de plusieurs jeux de données de contenu de chaleur de l'océan, dont celles issues de mesures de géodésie spatiale. Nous testons plusieurs méthodes d'estimation, et corrigeons l'estimation observationnelle obtenue de l'effet de la variabilité interne du système climatique et de l'effet des structures spatiales du réchauffement. Nous aboutissons à des valeurs (5,5 [2,4;35,6]°C) qui contribuent à réconcilier résultats issus des observations et issus des modèles, et nous démontrons la possibilité d'un système d'observation géodésique des variations de la sensibilité climatique.

Mots-Clés : Sensibilité climatique ; déséquilibre énergétique ; contenu de chaleur de l'océan ; géodésie spatiale

Introduction

La sensibilité climatique d'équilibre (*Equilibrium climate sensitivity*, ECS) est la métrique fondamentale du changement climatique [Charney et al., 1979], qui conditionne les variations actuelles et futures de nombreuses variables climatiques [Grose et al., 2018]. Définie comme la température d'équilibre atteinte après un doublement instantané de la concentration de CO₂ atmosphérique, elle reste depuis plusieurs décennies encore très incertaine [Forster et al., 2021]. En particulier, une dichotomie est apparue entre les méthodes utilisées pour l'estimer, avec les méthodes observationnelles qui en donnent des valeurs basses, et celles issues des modèles de climat qui en donnent des valeurs hautes [Sherwood et al., 2020]. De surcroît, il est apparu que la sensibilité climatique varie avec le temps, et que ces variations ne s'expriment pas de la même façon dans les simulations numériques du climat répondant à la définition de la sensibilité climatique et dans l'évolution historique du climat réel [Armour et al., 2013, Andrews et al., 2018].

Or, jusqu'à présent, les études observationnelles de la sensibilité climatique se sont appuyées sur des observations relativement courtes qui imposent d'avoir recours à une méthode d'estimation qui nécessite de s'appuyer sur un état climatique pré-industriel incertain (e.g. Lewis & Curry (2018), Sherwood et al. (2020)) ; l'impératif de contrainte observationnelle de la sensibilité climatique rend donc nécessaire d'utiliser des données plus longues qui rendent possible l'élaboration d'une méthode ne nécessitant pas l'invocation d'un état climatique pré-industriel. Enfin, la réconciliation des estimations de la sensibilité climatique requiert d'élaborer un cadre théorique qui permette de comprendre le biais entre estimations appuyées sur les observations et celles appuyées sur les modèles, et de le quantifier [Gregory et al., 2019].

Nous présentons ici la sensibilité climatique, métrique fondamentale du changement climatique qui découle de l'équation du bilan d'énergie planétaire (I), puis les données et méthodes utilisées (II), et enfin les résultats (III).

1. La sensibilité climatique, métrique fondamentale du changement climatique

1.1. Le bilan d'énergie planétaire

Aux échelles décennales à centennales, l'équation du bilan d'énergie planétaire s'exprime en $W.m^{-2}$ au sommet de l'atmosphère [Charney et al., 1979] : $N = F + R$. F est le forçage radiatif effectif, qui résulte de la variation de composition de l'atmosphère due aux émissions de gaz à effet de serre, dont le CO_2 est le premier contributeur [Arias et al., 2021]. N est le déséquilibre radiatif planétaire, c'est-à-dire la différence entre le rayonnement solaire visible incident, et le rayonnement infrarouge que renvoie la Terre vers l'espace, qui diminue en raison de l'élévation de la concentration de gaz à effet de serre [von Schuckmann et al., 2016]. N est ainsi la quantité d'énergie que stocke la Terre ; environ 91 % de cette quantité est absorbé par les océans et sont la cause de sa dilatation, tandis qu'environ 4 % de cette quantité est absorbé par les glaciers et les calottes polaires, dont l'eau de fonte augmente la masse de l'océan. Ainsi, 95 % du déséquilibre énergétique a pour traduction la hausse du niveau de la mer [Meyssignac et al., 2019]. Enfin, R est la réponse radiative de la Terre, c'est-à-dire le moyen par lequel le système climatique tend à revenir vers l'équilibre radiatif. L'hypothèse principale concernant R est qu'il s'écrit $R = \lambda T$; ainsi l'élévation de la température est le moyen physique de la Terre de rétablir l'équilibre radiatif.

1.2. Le problème de la sensibilité climatique d'équilibre

La sensibilité climatique d'équilibre est la température atteinte après retour à l'équilibre consécutivement au doublement instantané de la concentration de CO_2 de l'atmosphère. Si on note F_{2x} le forçage radiatif effectif associé au doublement du CO_2 atmosphérique, alors $ECS = - F_{2x} / \lambda$. L'ECS est la métrique fondamentale de l'amplitude et des projections du changement climatique. Ainsi, quels que soient les scénarios socio-économique du GIEC, la température de surface ou la dilatation thermique de l'océan à la fin du siècle sont par exemple proportionnelles à l'ECS [Sherwood et al., 2020].

Cependant, depuis plusieurs décennies, les estimations des valeurs probables de la sensibilité climatique sont restées très incertaines, allant du simple au triple, à savoir de $1,5^\circ C$ à $4,5^\circ C$ [Arias et al., 2021]. Très récemment, des études ont commencé à réduire cette plage de valeurs : Sherwood et al (2020) l'estiment entre $2,3^\circ C$ et $4,5^\circ C$, et le dernier rapport du GIEC entre $2,5^\circ C$ et $4^\circ C$ [Arias et al., 2021]. Un des symptômes de cette dispersion s'illustre dans les incohérences des estimations observationnelles, qui donnent des valeurs basses de l'ECS, et les estimations issues des modèles, qui en donnent des valeurs hautes.

La clé de cette dispersion est que le paramètre de réponse radiative λ varie avec le temps et n'est donc pas une constante du système climatique [Armour et al., 2013 ; Gregory & Andrews, 2016]. En particulier, λ dépend de la température globale moyenne, de la variabilité intrinsèque du système climatique, et des agents forçants et des variations temporelles de leurs concentrations [Andrews et al., 2018]. Dès lors, le comportement de λ est nécessairement différent selon l'évolution du climat, qu'il s'agisse du climat réel ou de celui, fictif, associé à la définition canonique de l'ECS. Les variations de λ résultent des structures spatiales de réchauffement, qui conduisent à des formations de nuages bas dont les évolutions diffèrent dans les deux types d'évolution du climat. L'estimation observationnelle de la sensibilité climatique doit donc tenir compte de ces effets pour aboutir à une valeur répondant à la définition canonique de l'ECS.

2. Données, méthodes et résultats

2.1. Données

Nous utilisons la série temporelle de forçage radiatif effectif de Sherwood et al. (2020), qui intègre les aérosols de Bellouin et al. (2020) ; nous considérons une incertitude de 20 % de la valeur de 2011 pour le forçage radiatif hors-aérosols, et nous ajustons une loi log-normale sur la distribution proposée par Bellouin et al. (2020). Le forçage associé au doublement de CO_2 est issu de Smith et al. (2020). La température de surface est issue du jeu de Cowtan & Way (2014) mis à l'échelle par Richardson et al. (2016).

Nous utilisons plusieurs jeux de déséquilibre énergétique. La mesure directe du déséquilibre énergétique planétaire est issue de la mission CERES (2000-2018) [Loeb et al., 2018]. Le déséquilibre énergétique peut être déduit du contenu de chaleur de l'océan évalué par les observations de température et salinité, soit par les campagnes hydrographiques in situ (1971-2018) dont on utilise un ensemble de cinq membres [Gouretski & Koltermann, 2007 ; Levitus et al., 2009 ; Levitus et al., 2012 ; Good et al., 2013 ; Cheng et al., 2017 ; Ishii et al., 2017], soit de la flotte de profileurs autonomes Argo (2005-2018) [Loeb et al., 2021]. Enfin, le contenu de chaleur de l'océan peut être déduit de mesures géodésiques, en l'occurrence de la différence entre le niveau de la mer observé par altimétrie radar (missions Topex-Poseidon, Jason 1 à 3) et la contribution à l'élévation du niveau de la mer due à la fonte de la cryosphère mesurée par gravimétrie spatiale (missions GRACE et GRACE-FO) Marti et al. (2022) : 2002-2016 ; Hakuba et al. (2021) : 2005-2015).

2.2. Méthodes d'estimation

Pour les séries temporelles courtes (CERES, géodésie, Argo), nous estimons λ par la différence de l'équation du bilan d'énergie planétaire entre un état final moyen (2) et un état de base pré-industriel (1) (e.g. Lewis & Curry (2018)) : $\lambda = ((N_2 - N_1) - (F_2 - F_1)) / (T_2 - T_1)$. Chaque terme est échantillonné selon sa distribution par un tirage de Monte-Carlo. Les reconstructions de F et T permettent facilement d'établir l'état de base associé à ces variables, en l'occurrence sur la période 1869-1882. En revanche, l'établissement de l'état de base de N est plus délicat et incertain. La plupart des études considèrent que N est positif à la fin du 19^e siècle. Cependant, un faisceau de preuves nous a plutôt amené à considérer N_1 comme négatif, l'océan Pacifique continuant de se refroidir en réponse au Petit Âge Glaciaire [Gebbie & Huybers, 2019]. Pour les séries temporelles longues (in situ), nous avons régressé la réponse radiative N-F en fonction de la température T. Nous échantillons les séries temporelles en tenant compte de la distribution considérée des observables N et F.

Quelle que soit la méthode d'estimation de λ , seules les valeurs négatives de la distribution qui lui est associée sont conservées, les valeurs positives étant impossibles physiquement, car conduisant à un climat instable. Une fois λ estimé par la voie observationnelle, nous le corrigeons de deux effets à partir des simulations historiques de modèles de climat participant à l'exercice CMIP6 [Eyring et al., 2016] : la variabilité interne du système climatique, et l'effet des structure spatiale de réchauffement. Enfin, une fois λ estimé et corrigé de ces divers effets, l'ECS est calculée par $ECS = - F_{2x} / \lambda$, en échantillonnant les distributions respectives de F_{2x} et λ .

2.3. Résultats

Les estimations de l'ECS issues des séries courtes (CERES, Argo, géodésie) et obtenues avec la méthode des différences d'état fournissent des distributions homogènes, avec une borne basse ($p=0,05$) autour de 1,6°C, une borne haute ($p=0,95$) autour de 21°C, et une médiane autour de 3,5°C (voir tab. 1 et fig. 1). Ces valeurs sont cohérentes avec les estimations, dans des conditions similaires, proposées dans le 6^e rapport du GIEC. Toutefois, la médiane et la borne haute sont probablement non contraignantes en raison de l'effet d'inflation des erreurs sur l'ECS dû à sa dépendance à $1 / \lambda$. Par ailleurs, la borne basse obtenue peut être discutée au regard de l'incertitude pesant sur l'état de base utilisé. Ces estimations constituent une validation de l'approche géodésique pour estimer l'ECS, et forment la première estimation de la sensibilité climatique utilisant des données géodésiques.

L'estimation de l'ECS issue de la série longue (in situ) et obtenue par régression conduit à une distribution sensiblement plus élevée, avec une médiane à 4,4°C, et un intervalle de confiance à 90 % de [2,1;24,4]°C (voir tab. 1 et fig. 1). Toutefois, sur la plage de temps 1971-2017 de cette série, deux éruptions volcaniques majeures ont eu lieu (El Chichon, 1982, et Pinatubo, 1991) ; en retirant les années affectées par ces éruptions, nous avons obtenu des valeurs encore plus élevées, avec une médiane de 5,5°C et un

intervalle de confiance à 90 % de [2,4;35,0]°C. La confiance que nous attribuons à ce résultat repose sur la robustesse des observations récentes utilisées, qui nous permettent d'utiliser une méthode de régression qui rend inutile l'utilisation d'un état de base ancien et incertain ; en outre, la longueur de la série (47 ans) la rend moins susceptible d'être aléatoirement affectée par un biais issu d'un état de variabilité climatique particulier.

figure 1. En haut : fonctions de densité de probabilité des différentes estimations de l'ECS ; en bas : les extrémités donnent les quantiles 5 % et 95 %, tandis que les extrémités des boîtes centrales indiquent les quantiles 25 % et 75 %, ainsi que la médiane à l'intérieur des boîtes.

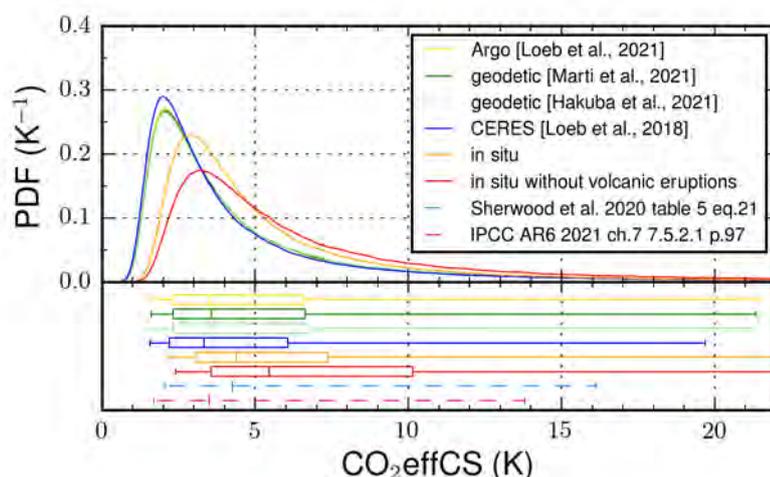


Tableau 1. ECS estimées avec différents jeux de données et différentes méthodes d'estimation. Les valeurs données sont la médiane et l'intervalle de confiance à 90 %. Par comparaison, les estimations fournies par Sherwood et al. (2020) et le 6^e rapport du GIEC [Forster et al., 2021] sont aussi indiquées.

Jeu de données	Période	Méthode	ECS (°C)
Argo ; EEI de Loeb et al. (2021)	2005-2018	Vs 1869-1882	3,5 [1,6;21,4]
Géodésique ; EEI de Marti et al. (2022)	2002-2016	Vs 1869-1882	3,6 [1,6;21,3]
Géodésique ; EEI de Hakuba et al. (2021)	2005-2015	Vs 1869-1882	3,6 [1,6;21,3]
CERES ; EEI de Loeb et al. (2018)	2006-2018	Vs 1869-1882	3,3 [1,5;19,7]
In situ [Chenal et al., 2022]	1971-2017	Régression	4,4 [2,1;24,4]
Id. mais sans les années affectées par les éruptions volcaniques majeures	1971-2017	Régression	5,5 [2,4;35,0]
[Sherwood et al., 2020]	2006-2018	Vs 1861-1880	4,3 [2,0;16,1]
[Forster et al., 2021]	2006-2019	1850-1900	3,5 [1,7;13,8]

Conclusion

Nous avons ici comparé plusieurs estimations de la sensibilité climatique d'équilibre à partir de diverses sources d'observations, en explorant les différences entre deux méthodes d'estimation, une très répandue dans la communauté et reposant sur des séries temporelles récentes courtes mais nécessitant le recours à un état climatique pré-industriel incertain, et une autre, que nous avons développée, qui exploite des séries longues, récentes et robustes, dans laquelle nous avons plus confiance que dans la précédente. Nous avons aussi développé un cadre rigoureux d'estimation des effets qui biaisent les estimations observationnelles de la sensibilité climatique à la baisse. La borne inférieure obtenue dans la configuration la plus robuste

résultat fournit une contrainte forte contre les études qui conduisent à une ECS inférieure à 2,4°C. Notre résultat contribue en outre à réconcilier études observationnelles et études appuyées sur les modèles.

Par ailleurs, la méthode d'estimation observationnelle que nous avons développée peut être adaptée pour suivre les variations temporelles du paramètre de réponse radiative λ . La comparaison entre les variations observées de ce paramètre et celles simulées par les modèles de climat peut permettre de formuler une contrainte sur les projections climatiques de ceux-ci. Enfin, les séries courtes utilisées ici sont appelées à être pérennisées et à atteindre dans un avenir relativement proche une longueur qui permettra de leur appliquer la méthode de régression linéaire que nous avons développée. En particulier, la continuité des missions spatiales d'altimétrie radar et de gravimétrie spatiale rend possible d'envisager d'en faire un système d'observation des variations temporelles du paramètre de réponse radiative et donc de la sensibilité climatique.

Remerciements : Nous remercions les fournisseurs de données, en particulier le Programme mondial de recherche sur le climat qui est responsable des projets d'intercomparaison des modèles de climat (CMIP), et les centres de modélisations qui fournissent leurs sorties. Nos travaux bénéficient du centre de données et de calcul ESPRI de l'IPSL (<https://mesocentre.ipsl.fr>). Ces travaux sont possibles grâce au financement du projet H2020 COCLICO. JC remercie le ministère de la transition écologique pour son financement.

Bibliographie

Andrews T., Gregory J., Paynter D., Silvers L, Zhou C., Mauritsen T, 2018, Accounting for changing temperature patterns increases historical estimates of climate sensitivity, *Geophys. Res. Lett.* 45, p. 8490-8499

Arias P. A., N. Bellouin, E. Coppola, R. G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M. D. Palmer, G-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P. W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R. P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J. G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W. D. Collins, S. L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F. J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F. J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J. S. Fuglestedt, J. C. Fyfe, N. P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J. M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H. T. Hewitt, P. Hope, A. S. Islam, C. Jones, D. S. Kaufman, R. E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T. K. Maycock, M. Meinshausen, S-K. Min, P. M. S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A. C. Ruane, L. Ruiz, J-B. Sallée, B. H. Samset, S. Sathyendranath, S. I. Seneviratne, A. A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A-M. Treguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang & K. Zickfeld, 2021, Technical Summary, *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou. Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA : Cambridge University Press

Armour K., Bitz C., Roe G., 2013, Time-Varying Climate Sensitivity from Regional Feedbacks, *Journal of Climate* 26.13, p. 4518-4534. doi : 10.1175/JCLI-D-12-00544.1

Bellouin N., J. Quaas, E. Gryspeerdt, S. Kinne, P. Stier, D. Watson-Parris, Olivier Boucher, K. S. Carslaw, M. Christensen, A.-L. Daniau, Jean-Louis Dufresne, G. Feingold, Stephanie Fiedler, Piers M. Forster, Andrew Guttman, J. M. Haywood, U. Lohmann, F. Malavelle, Thorsten Mauritsen, Daniel T. McCoy, G. Myhre, J. Mülmenstädt, D. Neubauer, A. Possner, M. Rugenstein, Y. Sato, Michael Schulz, S. E. Schwartz, O. Sourdeval, Trude Storelvmo, V. Toll, D. Winker & Bjorn Stevens, 2020, Bounding global aerosol radiative forcing of climate change, *Reviews of Geophysics* 58.1, e2019RG000660

Charney J., Arakawa A., Baker D.J., Bolin B., Dickinson R., Richard M.G., Leith C.E., Stommel H.E., Wunsch C.I., 1979, *Carbon Dioxide and Climate : A Scientific Assessment*. The national Academies press, Washington D.C. : National research council

- Cheng L., Trenberth K., Fasullo J., Boyer T., Abraham J., Zhu J., 2017, Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015, *Sc. Adv.* 3.3, e1601545
- Cowtan K., Way R., 2014, Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 140.683, p. 1935-1944
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosc. mod. dev.*, 9 (5), 1937–1958, doi:doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
- Forster P.M., Storelvmo T., Armour K., Collins M., Dufresne J.L., Frame D.J., Lunt D.J., Mauritsen T., Palmer M., Watanabe M., Wild M., Zhang H., 2021, The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity, *Climate Change, 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Sous la dir. de Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou. Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA : Cambridge University Press
- Gebbie G., P. Huybers, 2019: The little ice age and 20th-century deep Pacific cooling. *Science*, 363 (6422), 70–74
- Good S.A, Martin M.J., Rayner N., 2013, EN4 : Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates, *J. Geophys. Res. : Oc.* 118.12, p. 6704-6716
- Gouretski V., Koltermann K.P., 2007, How much is the ocean really warming ?, *Geophys. Res. Lett.* 34.1
- Gregory J. M., T. Andrews, P. Ceppi, T. Mauritsen, M. Webb, 2020, How accurately can the climate sensitivity to CO2 be estimated from historical climate change?, *Climate Dyn.*, 54 (1), 821 129–157
- Grose, M. R., J. Gregory, R. Colman, T. Andrews, 2018, What climate sensitivity index is most useful for projections? *Geophys. Res. Lett.*, 45 (3), 1559–1566
- Hakuba M.Z., Frederikse T., Landerer F.W., 2021, Earth's Energy Imbalance from the ocean perspective (2005-2019), *Geophys. Res. Lett.* E2021GL093624
- Ishii M., Fukuda Y., Hirahara S., Yasui S., Suzuki T., Kanako S., 2017, Accuracy of global upper ocean heat content estimation expected from present observational data sets, *Sola* 13, p. 163-167
- Levitus S., J. I. Antonov, Boyer T., Baranova O., Garcia H., R. A. Locarnini, Ricardo A., A. V. Mishonov, J. R. Reagan, D. Seidov, E. Yarosh, M. M. Zheng, 2012, World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010, *Geophysical Research Letters* 39.10
- Levitus S., J. I. Antonov, Boyer T., R. A. Locarnini, Garcia H., A. V. Mishonov, 2009, Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems, *Geophys. Res. Lett.* 36.7
- Lewis, N., J. A. Curry, 2018, The impact of recent forcing and ocean heat uptake data on estimates of climate sensitivity. *J. Climate*, 31 (15), 6051–6071
- Loeb N.G., Johnson G., Thorsen T., Lyman J., Rose F., Kato S., 2021, Satellite and ocean data reveal marked increase in Earths heating rate, *Geophys. Res. Lett.* 48.13, e2021GL093047
- Loeb, Norman G., David R. Doelling, Hailan Wang, Wenying Su, Cathy Nguyen, Joseph G. Corbett, Lusheng Liang, Cristian Mitrescu, Fred G. Rose & Seiji Kato, 2018, Clouds and the earths radiant energy system (CERES) energy balanced and filled (EBAF) top-of-atmosphere (TOA) edition-4.0 data product, *Journal of climate* 31.2, p. 895-918

Marti F., Blazquez A., Meyssignac B., Ablain M., Barnoud A., Fraudeau R., Jugier R., Chenal J., Larnicol G., Pfeffer J., Benveniste J., Restano M., 2022, Monitoring the ocean heat content and the earth energy imbalance from space altimetry and space gravimetry, *Earth Syst. Sc. Dat.* 2022, p. 1-32

Meyssignac B., Boyer T, Zhao Z., Hakuba M., Landerer F., Stammer D., Köhl A., Kato S., L'Ecuyer T., Ablain M., Abraham J., Blazquez A., Cazenave A., Church J., Cowley R., Cheng L., Domingues C., Giglio D., Gouretski V., Ishii M., Johnson G., Killick R., Legler D., Llovel W., Lyman J., Palmer M., Piotrowicz S., Purkey S., Roemmich D., Roca R., Savita A., von Schuckmann K., Speich S., Stephens G., Wang G., Wijffels S., Zilberman N., 2019, Measuring Global Ocean Heat Content to Estimate the Earth Energy Imbalance, *Frontiers in Marine Science* 6, p. 432. issn : 2296-7745

Richardson M., Cowtan K., Hawkins E., Stolpe M, 2016, Reconciled climate response estimates from climate models and the energy budget of Earth, *Nature Climate Change* 6.10, p. 931-935

Sherwood S., Webb M., Annan J., Armour K., Forster P., Hargreaves J.C., Hegerl G., Klein S., Marvel K., Rohling E., Watanabe M., Andrews T., Braconnot P., Bretherton C., Foster G.L., Hausfather Z., von der Heydt A.S., Knutti R., Mauritsen T., Norris J.R., Proistosescu C., Rugenstein M., Schmidt G.A., Tokarska K., Zelinka M., 2020, An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence, *Reviews of Geophysics* 58, e2019RG000678

Smith C., Kramer R.J., G. Myhre, Alterskjær K., M. Collins, A. Sima, O. Boucher, J.-L. Dufresne, P. Nabat, M. Michou, S. Yukimoto, J.N.S. Cole, D. Paynter, H. Shiogama, F. O'Connor, E. Robertson, A. Wiltshire, T. Andrews, C. Hannay, R. Miller, L. Nazarenko, A. Kirkevåg, D. Olivié, S. Fiedler, A. Lewischal, C. Mackallah, M. Dix, R. Pincus, P. M. Forster, 2020, Effective radiative forcing and adjustments in CMIP6 models, *Atmos. Chem. Phys.* 20.16, p. 9591-9618

von Schuckmann K., M. Palmer, K. Trenberth, A. Cazenave, D. Chambers, N. Champollion, James Hansen, S. A. Josey, N.G. Loeb & P.-P. Mathieu, 2016, An imperative to monitor Earth's energy imbalance, *Nature Climate Change* 6.2, p. 138-144

A SURFACE ALBEDO PRODUCT AT HIGH SPATIAL RESOLUTION FROM A COMBINATION OF SENTINEL-2 AND SENTINEL-3 DATA: TEMPORAL MONITORING OF AGRICULTURAL ALBEDO AND CARBON FLUXES

Jérémy AUCLAIR¹, Jean-Louis ROUJEAN¹, Eric CESCHIA¹, Morgan Ferlicoq¹, Julien Michel¹, Pierre MISCHLER², Jonathan LEON TAVARES³.

¹ CESBIO UMR 5126, 18 avenue Edouard Belin, bpi 2801, 31055 Toulouse Cedex 09, France

² Institut de l'Elevage, 19 bis rue Alexandre Dumas, 80 096 Amiens Cedex 3, France

³ VITO, Remote Sensing Boeretang 200, 2400 Mol, Belgium

Abstract : As an addition to carbon stocking, grasslands could also provide an additional leverage against climate change : reduction of radiative forcing though increases in surface albedo. Sentinel-2 satellites offer a global coverage of Earth surface with a high spatial resolution (between 10 and 60 meters for a pixel) and an image frequency of 5 days on average. Sentinel-3 satellites offer images at a lower spatial resolution (300 meter pixels) but at a higher frequency (almost daily images). Combining Sentinel-2 and Sentinel-3 images allows us to produce a high resolution albedo product with sufficient temporal resolution to track monthly changes on agricultural fields over the year. This is the preliminary step to the study of albedo as an attenuation factor for climate change, reducing radiative forcing on exploited grasslands. First results calculated since the beginning of the 2020 summer are presented with comparisons with ground data gathered over a French prairie.

Key words: Sentinel-2, Sentinel-3, Albedo, Grassland, Carbon

Résumé : En plus du stockage de carbone, les prairies pourraient également fournir un levier d'atténuation supplémentaire contre le changement climatique : la réduction du forçage radiatif par l'augmentation de l'albédo de surface. Les satellites Sentinel-2 offrent une couverture globale de la surface terrestre avec une haute résolution spatiale (entre 10 et 60 mètres pour un pixel) et un temps de revisite de 5 jours en moyenne. Les satellites Sentinel-3 offrent des images à une résolution spatiale plus faible (pixels de 300 mètres) mais à une fréquence plus élevée (images quasi quotidiennes). La combinaison des images Sentinel-2 et Sentinel-3 nous permet de fournir un produit albédo à haute résolution avec une résolution temporelle suffisante pour suivre les changements mensuels sur les champs agricoles au cours de l'année. Il s'agit de l'étape préliminaire à l'étude de l'albédo comme facteur d'atténuation du changement climatique, réduisant le forçage radiatif sur les prairies exploitées. Les premiers résultats calculés depuis le début de l'été 2020 sont présentés avec des comparaisons avec des données sol recueillies sur une prairie française.

Mots-Clés : Sentinel-2, Sentinel-3, Albedo, Prairie, Carbone

Introduction

Ruminant livestock contributes to climate change (CC) through its enteric methane emissions, which are partly offset by the use of grasslands as a carbon (C) storage factor (70 t C/ha). The ALBEDO project proposes, in addition to the well-known mitigation levers of CC, which are the reduction of greenhouse gas emissions (GHG) and carbon storage, to study a third innovative abatement: albedo. This power to reflect solar radiation by grasslands helps mitigate climate change. The primary objective of this study is to better characterize the spatio-temporal variability of grassland albedo in France. For this purpose, measurements are carried out on experimental farms (Figure 1) and by high-resolution optical satellite, for different grassland management and pedoclimatic situations. The aim is to identify and quantify the abatement for

increasing albedo in order to mitigate CC, from the plot to the territory scale, using remote sensing analyses performed by the Sentinel 2 and Sentinel-3 satellites. This project aims to strengthen the arguments in favor of sustainable grassland farming based on optimal use of grasslands.

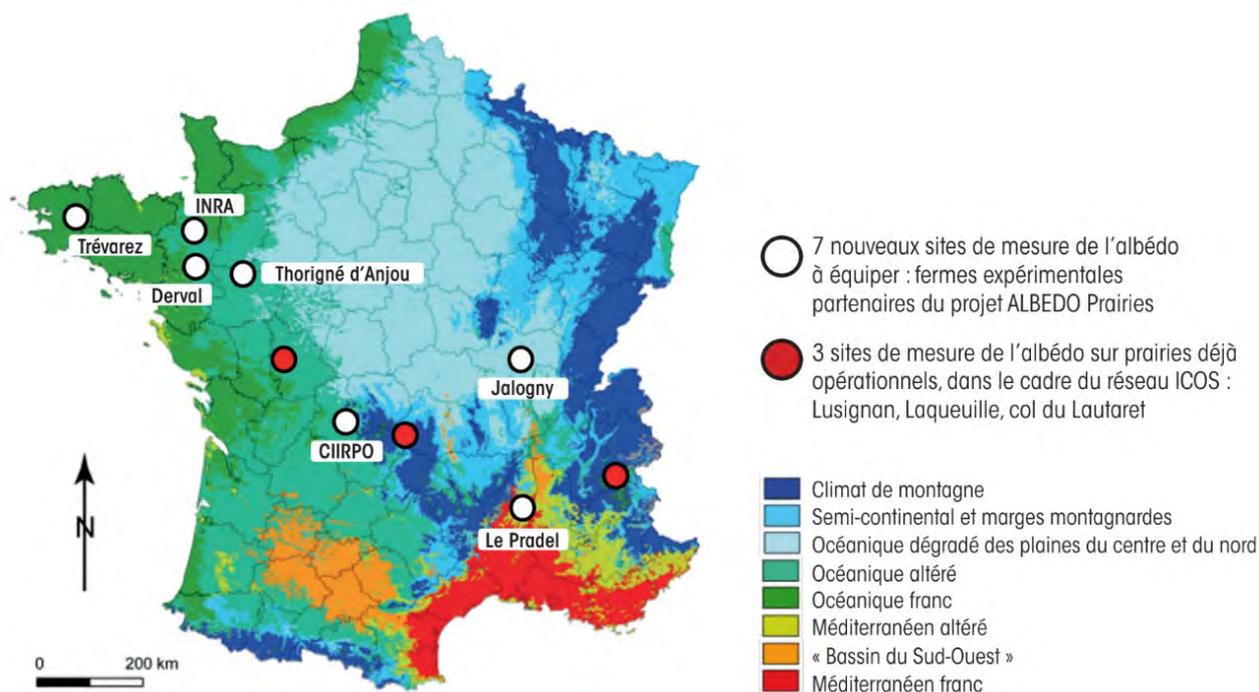


figure 1 – Map of the studied grasslands

Luyssaert et al (2015) have shown that changes in practices have as much impact on variables describing surface conditions (albedo, surface temperature, etc.) as changes in land use. It is therefore necessary to better characterize the determinants of surface albedo variations in temperate grasslands as it has been done for example for field crops.

The advent of satellite fleet like the satellites Sentinel-2 (A & B) and Sentinel-3 (A & B) fosters the environmental research to enter into a new era owing to both an appropriate revisit - typically 5 days - of the whole globe at an enhanced time and high spatial resolution (HR). High quality pre-processing of Sentinel-2 radiometry supports the dissemination of scenes finely calibrated and corrected from atmospheric effects. Though less popular than Sentinel-2, Sentinel-3 offers a frequent revisit - almost daily - but a moderate spatial resolution. The routine distribution of Sentinel products supports many applications, notably in agriculture, food security, weather forecast, climate change impact studies, water use, forest and natural resources management. A merged reflectance product in a spectral domain covering visible, near infrared and mid-infrared offers a new challenge of collecting cutting-edge information at the benefit of crop monitoring. The outcomes of the dissemination of quality-checked HR product will certainly benefit programs like GEOGLAM (Group of Earth Observation for Global Agricultural Monitoring) for which main concerns are the onset and decay of crops, and early warning. The presentation will highlight the operational methodology to be implemented in order to perform a measurement of the HR surface albedo and also ensure a trimmed monitoring of the worldwide crops.

1. SURFACE ALBEDO PRODUCT

The surface albedo is an Essential Climate Variable (ECV) that needs to be generated on a regular basis in

order to ensure continuous estimates of the net radiation and besides the water and carbon balance. Among the key issues, are a timely production, the availability of historical archives, and consistency of the long-term archive. First of all, the removal of atmospheric effects must be properly handled. For Sentinel-2, cloud removal and aerosol correction rely on the MAJA method proved to be efficient for processing multi-temporal and multi-spectral data sets [2]. For Sentinel-3, freely distributed by VITO (Vlaamse Instelling voor Technologisch Onderzoek) for the present study, less effort was performed regarding the atmospheric correction, in particular the removal of aerosol effects. On the other hand, the wide field-of-view (FOV) of Sentinel-3 allows to sample the Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF, figure 2).

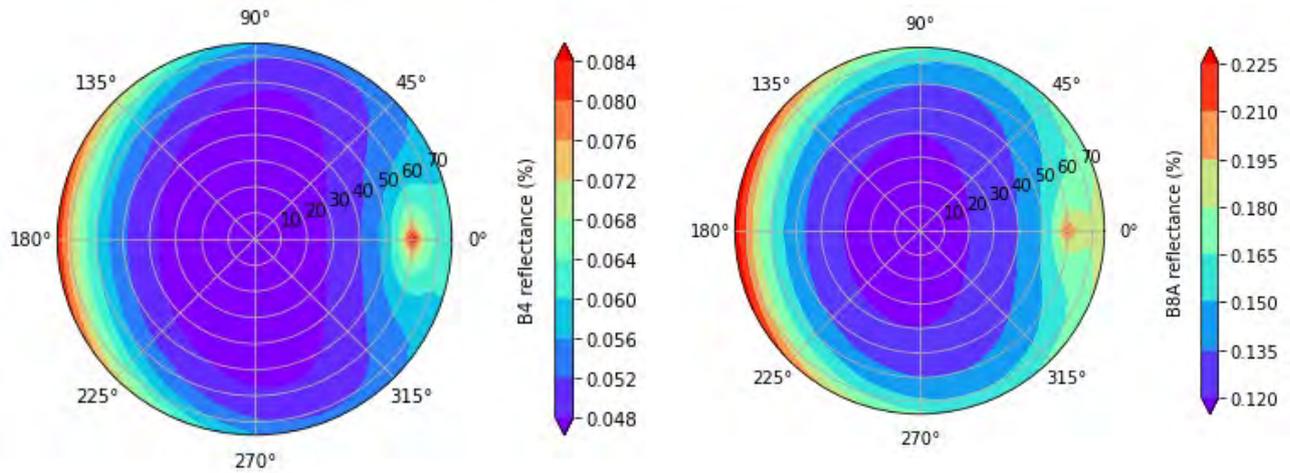


figure 2 – BRDF PROSAIL simulations Band B4 (red, left)

and B8A (near infrared, right)

Herein, the surface albedo was first calculated using Sentinel-2 data. The choices were a 60-days synthesis period and a 10-days composite period in order to ensure that sufficient observations were available to inverse a BRDF model and thereby estimate the surface albedo. Capturing surface albedo variations along the season is meaningful for most agricultural practices. Since the aim is also to make the method fast and operational, computation time is accounted for and codes were optimized to run with a single core of the CNES' HAL supercomputer. The method – to turn operational - makes use of the well-established approach based on a semi-empirical BRDF kernel-driven (Equation 1) [3]. Given the scarcity of cloudless Sentinel-2 observations (on average 50% of images are cloudy in France, but that can go up to 70% in certain regions), adding Sentinel-3 information (beyond 150 clear images per year on average for France) was necessary to collect enough observations and get a timeliness and reliable albedo product.

Equation 1:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi) = k_0 + k_1 f_1(\theta_s, \theta_v, \phi) + k_2 f_2(\theta_s, \theta_v, \phi) \quad (1)$$

In addition, Sentinel-3 has a wider range of viewing angles compared to Sentinel-2 (less than $\pm 15^\circ$ for Sentinel-2 viewing zenith angle, compared to $\pm 55^\circ$ for Sentinel-3), which allows to better constrain the inversion of a BRDF model. Figure 3 shows the BRDF simulated with the PROSAIL model (combined PROSPECT leaf optical properties model and SAIL canopy bidirectional reflectance model [4]) for Sentinel-2 bands B4 (red) and B8A (near infrared). It can be seen that the availability of data for viewing zenith angles less than 15° for Sentinel-2 cannot provide a mean estimate of the reflectance and thereby albedo. This outlines clearly the added-value of Sentinel-3, which view zenith angles can be up to 55° and more. In addition, the increased number of clear images allowed for a reduction of synthesis and compositing period to 30 and 5 days respectively. To prepare the BRDF model inversion, Sentinel-3 tiles at 300 meters resolution were resampled to 10 meter on the Sentinel-2 grid using a nearest-neighbor interpolation scheme.

Broadband albedo products were derived using narrow to broadband conversion coefficients based on numerical experiments using the PROSAIL radiation transfer model. BRDF coefficients can also serve to perform a normalization of the data. In order to best answer users' requirements, the surface albedo products are delivered with a quality flag and an uncertainty assessment. Also the true age of the product is indicated as being the median value of the clear sky scenes used during the composite period. The methodology displayed in Figure 3 is similar to a methodology recently developed for PROBA-V sensor to obtain a 300 meter surface albedo product in the frame of the Copernicus Global Land Service. BRDF parameters are used to calculate black sky (Directional Hemispherical Reflectance, DHR) and white sky (Bidirectional Hemispherical Reflectance, BHR) albedo, which is converted to blue sky albedo with the diffuse (α) component estimated from MAJA aerosols (Equation 2).

$$\text{Equation 2: } \frac{a}{(1 - \alpha)} + \alpha = a_{BHR}$$

The first step of the albedo product validation use ground measurements gathered on the 6 grasslands in France (Figure 1). These grasslands are equipped with weather stations founded by the French institute for livestock (Institut de l'Elevage) as part of a study regarding the characterization of the albedo of French grasslands and the impact of specific agricultural practices on albedo and carbon stock. On each station, standard meteorological variables (temperature, wind speed and direction, precipitation, Figure 4) are collected from meteorological towers also equipped with pyranometers CNR4 measuring downward and upward shortwave radiation.

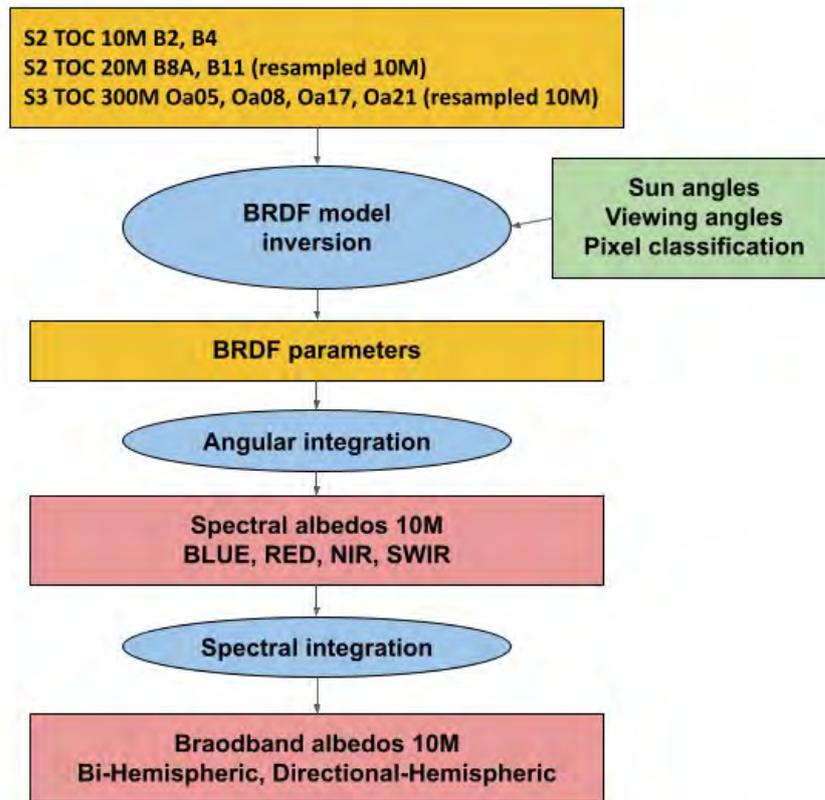


figure 3 – Albedo processing chain flow-chart. In the first cell are the different S2 and S3 bands used and their resolution. TOC : Top Of Canopy, NIR : Near InfraRed, SWIR : Short Wave InfraRed, BRDF parameters : Equation 1



Figure 4 – Measurement towers

The result of albedo calculation with Sentinel-2 and Sentinel-3 data over a grassland located at Pradel, France (31TFK Sentinel-2 tile) can be seen in Figure 5. It is compared with ground measurements. Albedo is

measured every 10 minutes at the station. The measurements shown in figure one are for solar noon. The calculated albedo is the DHR component (Directional Hemispherical reflectance also called black-sky albedo) which is an integration of the bi-directional reflectance over the viewing hemisphere. Note that a BHR (Bi-Hemispherical Reflectance also called white sky albedo) product is also an output of the albedo processing chain.

Here are a few points we can observe on Figure 5:

- There is a high dispersion of the albedo measurements, especially during winter (2020-2021). This is probably due to low and varying illumination conditions and changes of the canopy wetness.
- The albedo calculated from satellite data is lower than the ground measurements. This may be due to a low signal value coming from Sentinel-2 data.
- We can clearly observe a link between the NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) estimates and weather conditions: there is a trend of rising NDVI values after precipitation episodes, and reduction of NDVI values during dry episodes (like the 2020 summer). NDVI changes can also be linked to specific agricultural practices like mowing (in June 2020 and September 2021, before dry periods).

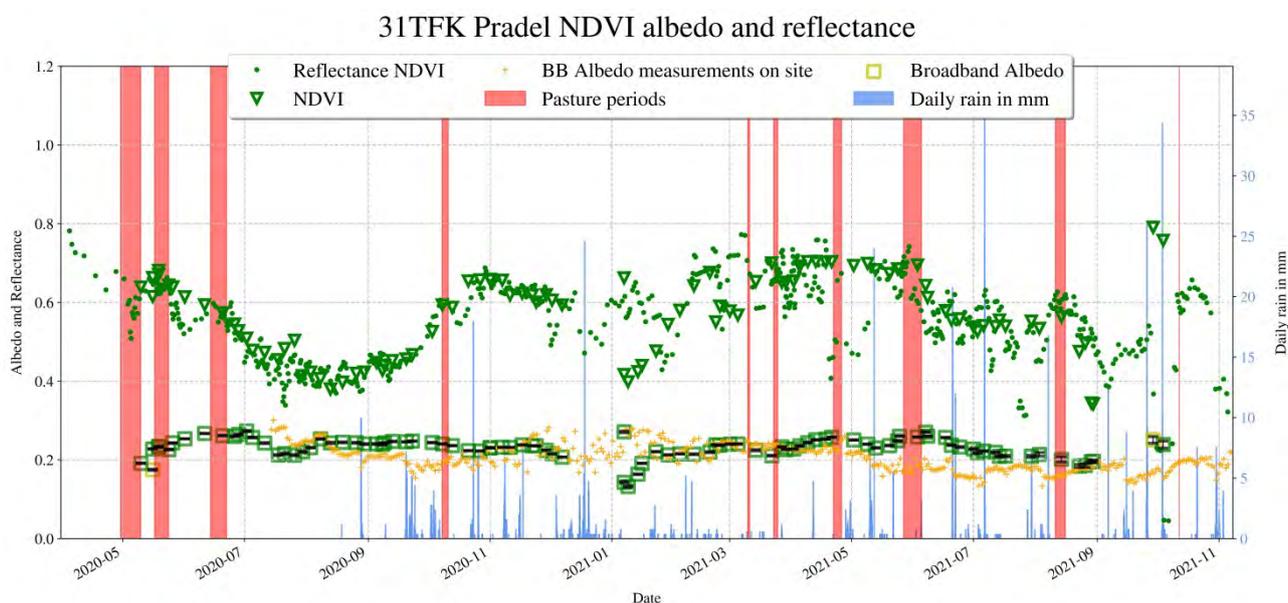


figure 5 - Broadband Albedo squares are colored according to the quality of the estimation, green is a high quality, yellow is an average quality and red (excluded from the current graph) are bad quality. Both S2 and S3 images are used for this time series.

The actual albedo product will be improved in different ways:

- The filtering is today too severe for the input data, which arbitrarily consists in discarding some input data and leads to having more gaps in albedo products time series.
- MAJA products for Sentinel-2 include an aerosol optical thickness (AOT) from which it is possible to derive a diffuse fraction, which is not actually the case for Sentinel-3. Giving a weight between DHR and BHR to get a blue-sky albedo will lead to improvement in wintertime when the sun is low above the horizon. Besides, it should act as a noise reduction.
- Gap-filling and consistency will enhance the reliability of the surface albedo product from implementing a recurrent method previously considered in the frame of the Copernicus Global Land Service.

2. SUMMARY AND FUTURE PROSPECTS

A processing chain has been developed to provide a global and accurate estimate of the surface albedo at a high spatial resolution and appropriate timescale. The method could be applied worldwide and treat any kind of target. Herein, the focus was carried on the monitoring of grasslands. Combining Sentinel-2 and Sentinel-3 satellites improve the temporal shape of the surface albedo time series to capture fine agricultural practices or meteorological events on a given target.

Specific attention will be carried on the validation of the surface albedo product in considering the 6 stations measuring the surface albedo set up as part of the Institut de l'Élevage study over grasslands dedicated to livestock. In fine, the goal is to convert quantitative estimates of the surface albedo into radiative forcing terms and then in CO₂ fluxes equivalent in order to demonstrate the role of grasslands for a sustainable agriculture and as an abatement of global warming.

Remerciement : VITO and Jonathan LEON TAVARES for the Sentinel 3 images

Bibliographie

- [1] S. Luyssaert, M. Jammot, P. C. Stoy, S. Estel, J. Pongratz, E. Ceschia, G. Churkina, A. Don, K. Erb, M. Ferlicoq, et al., "Land management and land-cover change have impacts of similar magnitude on surface temperature," *Nature Climate Change*, vol. 4, no. 5, pp. 389–393, 2014.
- [2] O. Hagolle, M. Huc, D. Villa Pascual, and G. Dedieu, "A Multi-Temporal and Multi-Spectral Method to Estimate Aerosol Optical Thickness over Land, for the Atmospheric Correction of Formosat-2, Landsat, VEN μ S and Sentinel-2 Images," *Remote Sensing*, vol. 7, p. 2668–2691, Mar 2015.
- [3] J.-L. Roujean, M. Leroy, and P.-Y. Deschamps, "A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 97, no. D18, pp. 20455–20468, 1992.
- [4] S. Jacquemoud, W. Verhoef, F. Baret, C. Bacour, P. J. Zarco-Tejada, G. P. Asner, C. Francois, and S. L. Ustin, "Prospect+ sail models: A review of use for vegetation characterization," *Remote sensing of environment*, vol. 113, pp. S56–S66, 2009.
- [5] J.-L. Roujean, J. Leon-Tavares, B. Smets, P. Claes, F. C. De Coca, and J. Sanchez-Zapero, "Surface albedo and TOC-r 300 m products from PROBA-V instrument in the framework of Copernicus Global Land Service," *Remote Sensing of Environment*, vol. 215, pp. 57–73, 2018.

CARACTÉRISATION DES IMPACTS DES VARIABILITÉS CLIMATIQUES SUR LA SÈCHERESSE AGRICOLE : CAS DU BASSIN DE LA MOYENNE MOULOUYA – MAROC

Nezha LGHABI¹, Mohamed LAMAAMRI¹, Abdelkhalek GHAZI¹, Khaoula FARIS¹

¹Laboratoire : Territoire, environnement et développement, Département de Géographie, Université Ibn Tofail, Faculté des Lettres et Science Humaine, Kénitra - Maroc

Adresse : Fès, Maroc- Email : nouzalgh@gmail.com, lamaamri.mohamed@gmail.com, Aghhazi@hotmail.com, Khaoulafaris@gmail.com

Résumé : La sécheresse est un phénomène de plus en plus inquiétant surtout pour les pays arides à semi-aride tel que le Maroc et plus particulièrement le bassin de la Moyenne Moulouya. Nous nous sommes intéressés à la sécheresse agricole. Pour ce faire nous avons fait appel à un indice d'évaluation de la sécheresse des plus utilisés, à savoir l'indice de conditions de la végétation (VCI), qui nous a aidé à classer la sécheresse au niveau de la zone d'étude pour les années 1994, 2010 et 2018. Le VCI montre que le bassin souffre d'une sécheresse agricole extrême sur la majorité du territoire. La corrélation des résultats avec le SPI a été significative et démontre le lien fort entre la faiblesse des pluies et l'intensité de la sécheresse agricole dans la région.

Mots clés : Sécheresse, SPI, VCI, Moyenne Moulouya.

Abstract : Drought is an increasingly worrying phenomenon, especially for arid to semi-arid countries such as Morocco and more particularly the Middle Moulouya basin. We are interested in agricultural drought. To do this, we used one of the most widely used drought assessment index, namely the vegetation condition index (VCI), which helped us to classify the drought at the level of the study area for the years 1994, 2010 and 2018. The VCI shows that the basin suffers from extreme agricultural drought over most of the territory. The correlation of the results with the SPI was significant and demonstrates the strong link between low rainfall and the intensity of agricultural drought in the region.

Keywords: Drought, SPI, VCI, Middle Moulouya.

Introduction

La sécheresse constitue l'un des phénomènes climatiques les plus imposants qui touchent une grande partie du globe et qui s'est accentué ces dernières années à cause des changements climatiques. Il s'agit d'un phénomène naturel dont l'occurrence varie en fréquence, en gravité et en durée. Il a la particularité de s'installer lentement et de se développer au cours des années, comme il fait partie des phénomènes difficiles à prévoir.

Le Maroc est l'un des pays les plus affectés par la sécheresse surtout au niveau des régions à climat aride à semi-aride, notamment le bassin de la Moyenne Moulouya, objet de ce travail. Ce dernier va s'intéresser à un type de sécheresse qui revêt une importance cruciale pour le développement socio-économique, notamment la sécheresse agricole (Keyantash, Dracup, 2002 ; Wilhite et al., 2007). Une analyse appropriée de cette sécheresse est vitale pour réduire ses impacts négatifs sur la sécurité alimentaire et sur l'économie de la région d'étude.

Pour ce faire, nous avons utilisé deux approches. La première est basée sur les indices dérivés de données de télédétection spatiale à partir des images satellitaires Landsat, à savoir : l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) et l'indice de condition de la végétation (VCI) (Kogan, 1995) qui ont été largement utilisés pour l'évaluation de l'état de la végétation et les conditions de sécheresse (Rojas et al. 2011 ; Rhee et al. 2011).

Quant à la deuxième approche, elle est basée sur le calcul du SPI (*Standardized Precipitation Index*) (SPI) qui est le principal indice météorologique préconisé pour la mesure et le suivi de l'intensité de sécheresse.

La combinaison de ces deux approches par corrélation entre le VCI et le SPI va permettre de mieux caractériser l'origine de la sécheresse. L'étude a porté sur trois années représentatives des trois dernières décennies (1994, 2010 et 2018), et ce durant la saison agricole (du mois de septembre au mois de mai).

L'objectif du présent article est de caractériser la sécheresse agricole à l'aide de la télédétection spatiale en se basant sur des indices spécifiques dérivés à partir des données issues des capteurs Landsat. Tout comme il vise aussi à suivre l'évolution spatiotemporelle de la sécheresse au niveau du bassin au cours des trois années choisies et à démontrer l'influence des pluies sur la végétation.

Matériels et méthodes

o Zone d'étude

Notre zone d'étude concerne le bassin de la Moyenne Moulouya, situé au nord-est du Maroc (Figure 1) entre les latitudes 32°50' et 33°50' Nord et à la longitude 4° Ouest. Cette zone est limitée par les Hauts Plateaux à l'Est, le Moyen Atlas plissé à l'Ouest, le Haut Atlas au Sud, et le seuil de Bouyacoubat au Nord.

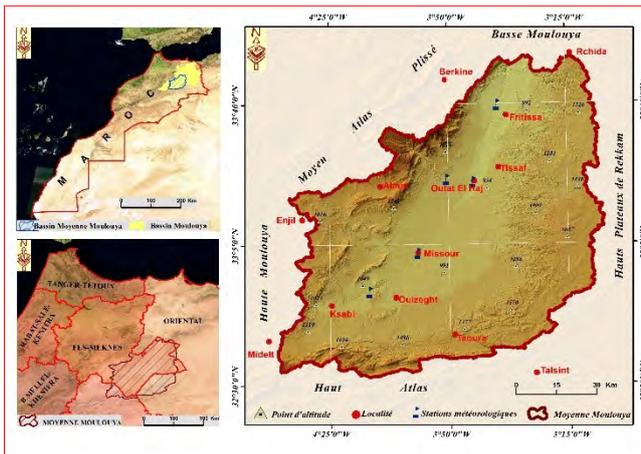


figure 1: Situation géographique du bassin versant de la Moyenne Moulouya

Par sa position géographique par rapport aux deux chaînes montagneuses encadrantes, le bassin de la Moyenne Moulouya est caractérisé par un climat aride à semi-aride. Le régime pluviométrique est marqué par son irrégularité annuelle et mensuelle avec des hivers très froids et des étés très chauds et secs, comme il est marqué par la faiblesse des précipitations qui ne dépassent guère les 200 mm/an. Les températures sont élevées avec une amplitude thermique annuelle supérieure à 20 °C. Le bassin est également caractérisé par une forte évapotranspiration potentielle très forte.

La combinaison des différents facteurs climatiques précités rend le bassin prédisposé à la sécheresse et à ses conséquences néfastes sur le tarissement des ressources hydriques et, par conséquent, sur l'agriculture, notamment la culture des céréales qui est la plus pratiquée dans la région. D'où l'importance de faire le suivi de l'évolution de la sécheresse au niveau de la région afin de mettre en place des stratégies de gestion efficace des ressources hydriques permettant d'atténuer les effets de la sécheresse.

Données utilisées et méthodologie de travail

▪ Source des données

Le suivi de la sécheresse agricole dans le bassin versant de la Moyenne Moulouya s'appuie sur deux types de données.

Premièrement les données satellites à haute résolution spatiale (30m) issues du capteur Landsat. En effet, une série séquentielle constituée de trois images multispectrales Landsat a été acquise par le biais de l'USGS (United States Geological Survey). Ces images acquises correspondent aux années suivantes : 1994, 2010 et 2018. Elles ont fait l'objet d'un traitement radiométrique et géométrique pour pouvoir les utiliser dans le cadre du présent travail. Les trois scènes satellitaires sont sélectionnées en fonction de leur similarité temporelle (scènes prises pendant le mois d'avril) afin d'assurer une meilleure similitude en matière de conditions atmosphériques et phénologiques (Coppin et al., 2004 ; Dengsheng Lu et Weng, 2007). La période allant du mois de mars au mois d'avril correspond à la période de croissance de la végétation où on assiste à une forte production de biomasse d'où le choix du mois d'avril pour l'acquisition des images.

Deuxièmement, les données relatives aux précipitations moyennes mensuelles des cinq stations représentatives du bassin (Figure1). Ces données sont obtenues auprès de l'agence du bassin hydraulique de Moulouya et vont être utilisées pour calculer le SPI (Standardized Precipitation Index) (SPI).

▪ Méthodologie adoptée

L'organigramme ci-après récapitule la méthodologie adoptée pour mener à bien ce travail. Il résume les principales étapes de traitement des données de base et de calcul des indices choisis.

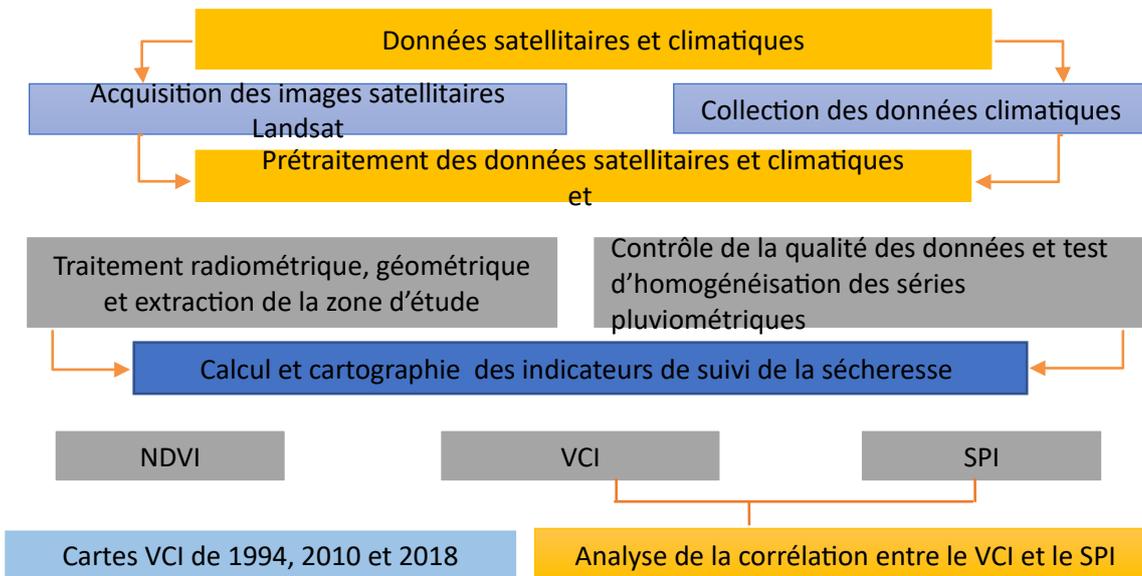


figure 6: Organigramme méthodologique

a. Sélection des différents indices pour l'évaluation et la caractérisation de la sécheresse agricole au niveau du bassin de la Moyenne Moulouya

Dans cet article, la sécheresse agricole est évaluée par des indices dérivés de données de télédétection tels que le NDVI et le VCI. L'extraction du NDVI a servi pour le calcul du VCI. Ce dernier a été utilisé pour l'analyse de la corrélation avec un indice météorologique (SPI) pour un niveau de signification de 5%, à savoir le SPI. Une brève description de ces indices est donnée ci-dessous :

3. L'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) :

Le NDVI est l'indice de végétation le plus couramment utilisé pour évaluer l'état de la végétation (Chen et al. 2005). Il est très connu par sa sensibilité à la présence d'une végétation verte et par son efficacité pour

le suivi des sécheresses (Boyd et al., 2002). Il est défini par la formule suivante : $NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)}$

Où : RED (0.64 - 0.67 μm) et NIR (0.85 - 0.88 μm) sont les bandes de réflectance spectrale respectives du rouge et proche infrarouge de l'image Landsat.

4. L'indice de condition de la végétation (VCI) :

Le VCI est utilisé pour suivre les conditions de sécheresse en mesurant le degré de végétation verte. Il reflète la variabilité spatio-temporelle de la végétation comme il permet de quantifier l'impact des variations climatiques sur cette végétation (Kogan 1994 ; Unganai et Kogan 1998). Cet indice est largement utilisé pour sa fiabilité et son efficacité pour détecter les situations de sécheresse sur différents types de végétations.

Le VCI est calculé à partir des données de l'indice de végétation (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI), selon la formule suivante (KOGAN, 1995) :

$$VCI = \frac{(NDVI - NDVI_{min})}{(NDVI_{max} + NDVI_{min})} * 100$$

Où : le NDVI représente le NDVI des années étudiées, le $NDVI_{min}$, la

valeur minimum de la période étudiée et $NDVI_{max}$, la valeur maximum de la période étudiée.

Le VCI est classé en cinq classes comme le montre le tableau ci-après (Tableau1).

Tableau 5 : classification des degrés du VCI selon Kogan, 2002.

Classes	Sécheresse extrême	Sécheresse sévère	Sécheresse modérée	Sécheresse faible	Pas de sécheresse
Degré VCI en (%)	0<VCI<20	20<VCI<40	40<VCI<60	60<VCI<80	80<VCI<100

5. Indice de précipitation normalisé (SPI)

L'indice standardisé de précipitation (SPI) développé par (McKee et al. 1993) est couramment utilisé dans le monde pour identifier et caractériser la sécheresse météorologique en raison de son adaptabilité à différentes échelles de temps et conditions climatiques. Il sert à identifier les périodes de sécheresse ainsi que la gravité de sécheresse pour différents pas de temps allant d'un 1 mois à 48 mois. Dans notre cas, le SPI a été calculé sur des périodes différentes : SPI-6 (pour une période de six mois allant du mois de septembre à février), SPI-3 pour une période de trois mois (automne : septembre à novembre, hiver : décembre à février et printemps : mars à avril). Nous avons exploité des résultats d'un article antérieur portant sur la sécheresse météorologique durant la période (1981-2018) (Lghabi, 2021). On a fait l'interpolation du SPI de chaque date en utilisant les 5 stations de la région et d'autres stations se trouvant aux alentours de la région et de ce fait on a assez de point pour calculer la corrélation entre le SPI et le VCI (il s'agit de points dont la valeur correspond aux pixels de la carte de chaque indice).

L'indice SPI est calculé selon la formule suivante : $SPI = \frac{(Pi - Pm)}{\sigma} * 100$ Où Pi : Précipitation de l'année i ; Pm : Précipitation moyenne ; σ : Déviation standard ou écart type de la série.

Résultats

La répartition spatiale des différents niveaux de sécheresse a été évaluée selon la condition de la végétation au niveau du bassin. On s'est basé sur le classement de Kogan (2002) qui donne cinq niveaux d'intensité de la sécheresse précités ci-dessus.

L'évolution spatio-temporelle de l'état de la sécheresse agricole au niveau du bassin durant les années 1994, 2010 et 2018, a été cartographiée comme l'indique la figure 3.

Pendant l'année 1994, le VCI montre des conditions de végétation généralement bonnes pour 58% de la superficie du bassin. Une sécheresse modérée à extrême a touché le reste du bassin, notamment le centre de la Moyenne Moulouya et le long de la rivière pour de multiples raisons (aridité élevée par rapport aux bordures du bassin à cause de l'effet foehn, précipitations faibles, évapotranspiration très élevée, humidité relative très faible...).

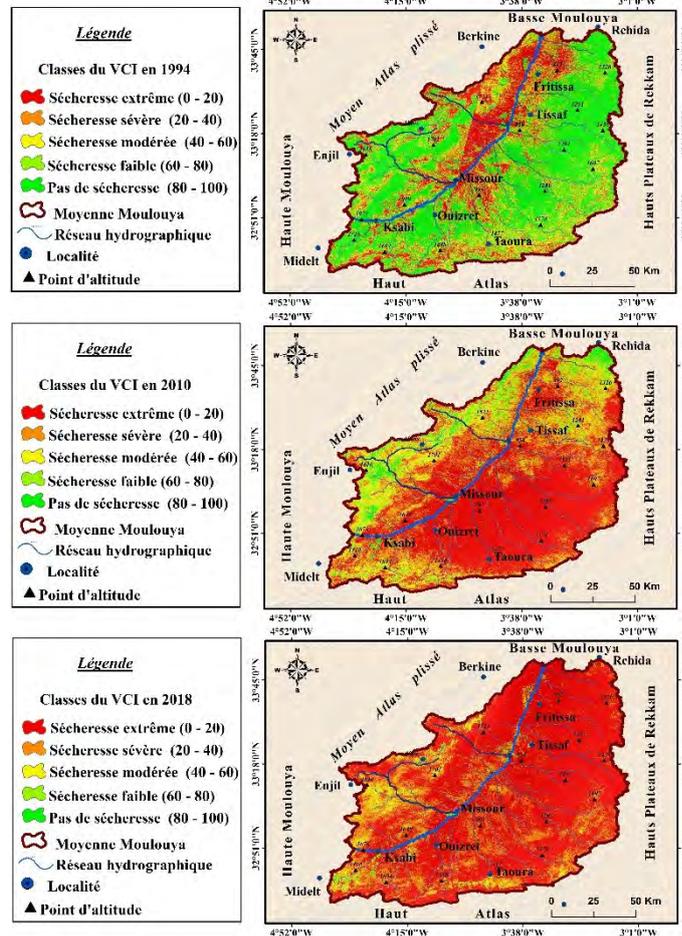


figure 7: Carte des classes de sécheresse selon l'indice VCI pour les années 1994, 2010 et 2018.

Par contre, l'année 2010 montre une augmentation importante de la sévérité de la sécheresse par rapport à 1994. 72% de la superficie du bassin a connu une sécheresse sévère à extrême. Seuls l'ouest et le nord ont été épargnés de cette situation grâce à la présence de la forêt et de la nappe alfatière dense au niveau du versant oriental du Moyen Atlas (Ouest) et au niveau de la montagne de Rchida (Nord).

Il est clairement visible que l'année 2018 est la plus frappée par une très grave sécheresse comme l'exprime le VCI. En effet, 93% du territoire est affecté par une sécheresse sévère à extrême. Seules les zones à forte altitude (une partie des forêts du Moyen et Haut Atlas) avaient gardé des valeurs optimales du VCI.

Il nous a paru pertinent d'effectuer une analyse de corrélation entre les valeurs moyennes du VCI et celles du SPI au cours de la saison de croissance des différentes espèces (l'automne, l'hiver et le printemps) pour les années étudiées pour mettre en évidence l'impact des anomalies des précipitations sur la croissance végétative et par conséquent sur l'agriculture. Pour ce faire nous avons choisi 150 points à l'aide d'une grille régulière à travers toute la zone d'étude. Ensuite nous avons extrait, pour chaque point, les valeurs des pixels correspondantes aux indices calculés (VCI, SPI).

D'après les résultats obtenus (tableau 2), la relation entre le VCI et le SPI est aisément visible, pour l'ensemble des années d'étude où la corrélation est positive et significative pour le risque d'erreur 5% (le seuil de significativité est $r=0,16$). À mesure que le SPI est élevé l'indice de l'état de la végétation s'améliore.

Tableau 6 : Corrélation entre les moyennes du VCI, le SPI6 et le SPI3 pour les années étudiées

Années	SPI-6 hivernal (Février- septembre)	SPI-3 Hiver (Décembre- février)	SPI-3 Automne (Septembre- novembre)	SPI-3 Printemps (Mars-Mai)
	r	r	r	r
1994	0,68	0,62	0,70	0,80
2010	0,64	0,61	0,63	0,65
2018	0,73	0,63	0,66	0,70

La corrélation forte entre le VCI et le SPI d'automne et d'hiver et de printemps montre que les précipitations sont la principale variable affectant la réponse de la végétation. La sécheresse du semestre hivernal impacte la production agricole de la région où la culture la plus pratiquée est celle des céréales. Ces dernières ont besoin de l'eau lors des deux premières phases de croissance, à savoir la phase végétative (mois de novembre et début décembre) et la phase reproductive (mars à mai).

Quant à la sécheresse de l'automne, nos résultats sont similaires à ceux de Melhaoui (Melhaoui, 2018). Les précipitations de cette période affectent principalement les espèces steppiques à floraison hâtives comme l'armoise blanche. Et finalement la sécheresse de l'hiver est néfaste pour les espèces à floraison tardive comme les plantes géophytes et le romarin.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Ce travail a élucidé la variabilité des seuils de sévérité de la sécheresse climatique au cours de trois années 1994, 2010 et 2018 au niveau du bassin de la Moyenne Moulouya. Comme il a démontré que le moteur le plus important de cette sécheresse est la faiblesse des précipitations. Néanmoins, ces dernières ne sont pas le seul facteur puisque cette région souffre de la pauvreté (39%) et des pratiques inappropriées de l'agriculture (non-respect des périodes de rotation des cultures, non fertilisation des terres, utilisation des techniques agricoles précaires...), ce qui ouvre l'opportunité à des travaux ultérieurs montrant l'implication des autres paramètres ayant également des impacts néfastes sur la sécheresse agricole, comme le facteur anthropique, le mode de gestion de l'agriculture et les maladies des plantes.

Références

- Boyd D.S., Phipps P.C., Foody G.M. and Walsh R.P.D., 2002: Exploring the utility of NOAA AVHRR middle infrared reflectance to monitor the impacts of ENSO induced drought stress on Sabah rainforest. *International Journal of Remote Sensing*, vol **23**, 5141-5147.
- Chen D., J Huang. and T. J. Jackson., 2005: Vegetation Water Content Estimation for Corn and Soybeans Using Spectral Indices Derived from MODIS Near- and Short-Wave Infrared Bands. *Remote Sensing of Environment*, vol **98**, 225-236.
- Coppin P., Jonckheere I., Nackaerts K., Muys B. et Lambin E., 2004: Review Article Digital change detection methods in ecosystem monitoring: a review. *International Journal of Remote Sensing*, vol **25**, 1565-1596.
- Keyantash J., Dracup J.A., 2002: The Quantification of Drought: An Evaluation of Drought Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol **83**, 1167-1180.
- Kogan F., 1993: Drought monitoring from NOAA polar orbiting satellites- Principles, development and verification. *Soviet Journal of Remote Sensing*, vol **11**, 12-24.
- Kogan F.N., 1995: Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. *Adv. Space Res*, vol **15**, 91-100.

Lghabi N., Lamaamri M., Ghazi A., El Mamri H., 2021 : Caractérisation de la sécheresse météorologique - cas du bassin de la Moyenne Moulouya. Actes du XXXIV ème Colloque international de l'AIC, 305-311.

Lu., Dengsheng et Weng., Q., 2007 : A survey of image classification methods and techniques for improving classification performance. International Journal of Remote Sensing, vol **28**, 823-870.

M Melhaoui., 2018 : Analyse et caractérisation de la sécheresse par SIG et télédétection spatiale dans les Hauts Plateaux de l'Oriental. Thèse de doctorat en géographie, FLSH d'Oujda, 196-216.

Mckee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993: The Relationship of drought frequency and duration to time scales. 8th Conference on Applied Climatology, vol **17**, 197-183.

Rhee J., Im J., Carbone G.J., 2010: Monitoring agricultural drought for arid and humid regions using multi-sensor remote sensing data. Remote Sens, environ, vol **114**, 2875-2887.

Rojas O., Vrieling A. and Rembold F., 2011: Assessing Drought Probability for Agricultural Areas in Africa with Coarse Resolution Remote Sensing Imagery. Remote Sens, environ, vol **115**, 343-352.

Unganai L.S. and Kogan F.N., 1998: Drought Monitoring and Corn Yield Estimation in Southern Africa from AVHRR Data. Remote Sensing of Environment, vol **63**, 219-232.

Wilhite D.A., Svoboda M.D., Hayes M.J., 2007: Understanding the complex impacts of drought: A key to enhancing drought mitigation and preparedness. Water Resources Management, vol **21**, 763-774.

CONTRIBUTION DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE A L'ÉTUDE DES INCENDIES CATASTROPHIQUES DE 2021 DANS UN CONTEXTE MÉDITERRANÉEN DE CHANGEMENT CLIMATIQUE : CAS DE L'INCENDIE DE JBEL SOUGNA AU RIF MAROCAIN

LAKHOUAJA El houcine (1), ESSALEK B. (2), NAHLI A. (3) et HANCHANE M (4)

- (1) *LAKHOUAJA El houcine, (LMME) FLSH Ben M'sik, UHII Casablanca (lakhouajah@yahoo.fr)*
(2) *ESSALEK B, (SESHUL) ENS Rabat, UMV Rabat*
(3) *NAHLI A, (LEE) FS Ben M'sik, UHII Casablanca*
(4) *HANCHANE M, (LTPH) FLSHDM, USMBA Fès*

Résumé :

Les forêts du Rif marocain ont connu, lors de l'été de l'année 2021, encore une fois, le plus grand incendie de la saison à Jbel Sougna (DEF, 2021). La présente étude consiste, de la détection et de la caractérisation du feu significatif dans les zones forestières, à travers l'indice NBR (Normalisé Burn Ratio) pré et post incendie. Ensuite, on a calculé l'indice de sévérité de brûlure dNBR (delta NBR), pour estimer la gravité de la brûlure, à travers un algorithme basé sur le seuillage des canaux thermiques et l'information sur la composition du couvert végétal issue de l'IFN.

Les résultats obtenus ont montré que plus de 40% de la superficie forestière brûlée s'est régénérée après le feu. Néanmoins, plus de 46% de cette surface brûlée a subi des brûlures graves ou élevées.

Mots clés : Télédétection spatiale ; Méditerranée ; Incendie de forêts ; Indices NBR et dNBR.

Abstract :

The forests of the Moroccan Rif experienced, in the summer of 2021, once again, the biggest fire of the season in Jbel Sougna (DEF, 2021). This study consists of the detection and characterization of significant fire in forest areas, through the NBR index (Normalized Burn Ratio) pre and post fire. Then, the burn severity index dNBR (delta NBR) was calculated, to estimate the severity of the burn, through an algorithm based on the thresholding of the thermal channels and the information on the composition of the vegetation cover obtained from the 'IFN.

The results obtained showed that more than 40% of the burned forest area regenerated after the fire. Nevertheless, more than 46% of this burned area suffered severe or high burns.

Keywords: Remote sensing; Mediterranean; Forest fire; NBR and dNBR index.

Introduction

Au regard du bilan des feux de forêt des pays du bassin méditerranéen, la situation du Maroc se démarque très fortement par rapport aux pays voisins. Le centre marocain de lutte contre les incendies révèle, en moyenne, 295 incendies déclarés en forêts ravageant 2980 ha par an (période de 1960-2020). Des maxima ont été enregistrés en 1983 et 2004 avec respectivement 11000 ha et 8660 ha de surfaces brûlées. Ces incendies sont caractérisés par une répartition spatiale et temporelle hétérogène. La région du Rif marocain est la plus affectée, en enregistrant annuellement en moyenne près de 170 incendies et en perdant près de 1600 ha de surface forestière. Une forte pression de mise à feu est localisée, pendant cette dernière période, dans la province de Chefchaouen.

L'été 2021 est marqué par des incendies spectaculaires et meurtriers dans le bassin méditerranéen. Le total des superficies parcourues par les feux dans cette région, est deux fois et

demi-supérieur à la moyenne par rapport à la période 2008-2021 (effis.jrc.ec.europa.eu). Les causes ont été associées au changement climatique, et surtout aux vagues de chaleurs (DEF, 2021). Pendant les mois de Juillet et d'Août 2021, les forêts marocaines ont subi, à l'instar des autres forêts Méditerranéens, de violents feux de forêts. Entre le 9 et le 11 juillet 2021, les conditions climatiques extrêmes ont contribué au déclenchement et à la propagation de 20 incendies ayant détruit plus de 1200 hectares de forêts marocaines, selon le bilan du Département des Eaux et Forêts.

Après l'analyse du bilan des incendies survenus en forêts marocaine et établi par le centre de lutte contre les incendies de forêts (DEF), on constate que le plus grand incendie de cette saison 2021 est enregistré dans la forêt de Jbel Sougna située dans la province de Chefchaouen, dans la mesure où il a ravagé au mois d'Août plus de 1.100 hectares de végétation. Ce sinistre a demandé plusieurs jours d'intervention pour que le feu soit maîtrisé complètement (DEF, 2021).

L'objectif principal de cette étude est d'identifier et d'analyser les changements spatio-temporels de la zone brûlée avec une grande précision à l'aide des données issues du satellite Sentinel 2 (JUSTICE et al. 2006 ; GHESLAGHI et al. 2020).

1. Présentation de la zone d'étude :

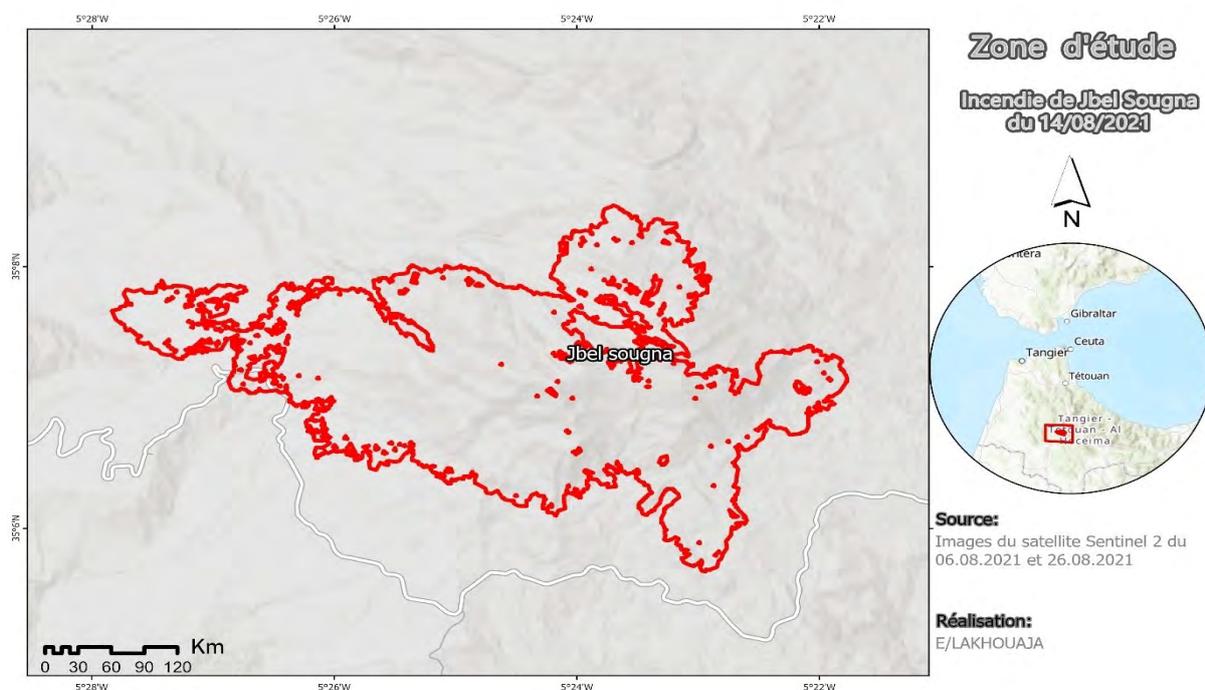


Figure 1 : Localisation géographique de l'incendie de Jbel Sougna du 14/08/2021 (Province de Chefchaouen)

La zone d'étude s'étale entre les latitudes Nord 35°6' et 35°9' et les longitudes Ouest 5°22' et 5°28', sur une surface qui s'élève à 1876 Ha dans l'unité montagnarde de Jbel Sougna, du piémont jusqu'au sommet, entre les altitudes 600 m et 1598 m (point culminant). Elle se situe au Sud-Ouest de la ville de Chefchaouen dans le Rif Occidental marocain. Administrativement, elle appartient à la région Tanger-Tétouan-Al Hoceïma (Figure 1).

Du point de vue géologique, ce territoire est essentiellement constitué de Flyschs et de Grès (EL GHARBAOUI, 1981). La majorité de la zone brûlée du massif de Jbel Sougna s'insère dans les étages de végétation méso et supra-méditerranéens caractérisant les massifs montagneux dont les précipitations dépassent la moyenne de 2 000 mm par an, caractérisant un bioclimat humide (BENABID, 1984).

2. Données satellitaires et traitements préalables

Les satellites d'observation de la terre ont l'avantage de fournir des images des espaces naturels en temps quasi-réel, encourageant ainsi le développement de méthodes alternatives d'évaluation de l'état des forêts incendiées. Pour l'étude de la sévérité d'un incendie dans une forêt, les données du satellite Sentinel-2, avec treize canaux spectraux assurant la capture de l'état de la végétation, fournissent une couverture mondiale périodique avec une résolution de 10 à 60 m dans les zones spectrales du visible, du proche infrarouge (NIR) et de l'infrarouge courte (SWIR). La présence de deux satellites dans l'orbite du domaine méditerranéen permet des relevés répétés tous les 2 ou 3 jours (scihub.copernicus.eu).

L'Open Access Hub offre un accès gratuit aux produits Sentinel-2, à partir des archives de données de l'European Space Agency (ESA) (<https://scihub.copernicus.eu>). Il convient de noter que la haute résolution spectrale et spatiale des images Sentinel 2 permet la détection et la cartographie des incendies à une signature spectrale allant jusqu'à 10 m de résolution spatiale.

Pour cette étude, nous avons opté pour les images multispectrales du Sentinel 2, en utilisant les bandes de proche infrarouge (NIR) et de l'infrarouge courte (SWIR). Deux images ont été choisies selon plusieurs critères (couverture nuageuse, erreurs de prise, dates) et correspondent à deux dates afin d'encadrer la période de l'incendie : la première est prise le 06/08/2021, soit une semaine avant l'incendie, et la deuxième est prise le 26/08/2021, soit dix jours après.

Tableau 1 : Images retenues pour l'étude

	Image du 06/08/2021	Image du 26/08/2021
Date	2021-08-06 Time 11 :01 :51	2021-08-26 Time 10 :59 :45
Satellite	Sentinel-2	Sentinel-2
Satellite number	A	A
Instrument name	Multi-Spectral Instrument (MSI)	Multi-Spectral Instrument (MSI)
Cloud cover percentage	1.626007	1.7254103

La combinaison colorée des bandes spectrales du Rouge, du proche infrarouge et de l'infrarouge courte, des images Sentinel retenues (avant et après l'incendie), a reflété une signature spectrale permettant la caractérisation de la zone incendiée par une simple interprétation visuelle. Les taches de couleur rouge sur l'image signifient une zone brûlée. L'étendue de la superficie brûlée s'élève donc à 1857 Ha.

Les différentes bandes spectrales de ces images ont subi des calibrations radiométriques et des corrections géométriques et atmosphériques, avant de servir pour le calcul des indices retenus (AVTAR et al., 2019 ; LUO et al., 2019).

L'information sur la composition du couvert végétal de la zone d'étude a été préparée à partir de la couche de l'Inventaire National Forestier (IFN) de 2006, sur la base des traitements de la photographie aérienne à très haute résolution spatiale. Leurs validations ont été effectuées avec des missions de terrain menées par des ingénieurs forestiers.

Enfin, des relevés floristiques par placettes et d'autres informations mises en ligne dans l'application web (www.sysfeu.com) conçue par le département des eaux et forêts marocain, ont été utilisés pour compléter et valider les données.

3. Méthodologie

La détection des zones forestières brûlées par un incendie est basée sur la différence de contraste des bandes du proche infrarouge (NIR) et de l'infrarouge courte (SWIR). Deux indices ont été adoptés lors de cette étude pour identifier et analyser les zones brûlées en se basant sur les données émanant du satellite Sentinel 2.

L'indice NBR (Normalized Burn Ratio) est utilisé en science écologique pour déterminer la gravité d'un incendie et les endroits concernés. Il est calculé à partir de deux images relatives à deux dates encadrant le jour de l'incendie. Cet indice est calculé selon la formule suivante (COCKE et al., 2005 ; Miller et al., 2007 ; ESCUIN et al., 2008) (Figure 2) :

$$NDVI = \frac{(\text{Band}^{\text{RED}} - \text{Band}^{\text{NIR}})}{(\text{Band}^{\text{RED}} + \text{Band}^{\text{NIR}})} \quad (1)$$

where Band^{RED} denotes 0.63–0.69 μm wavelengths, and Band^{NIR} involves wavelengths of 0.76–0.86 μm . We required two images for the calculation of NBR following Equation (2) (Escuin et al. 2008). NBR was measured from an image shortly before burning, and a second NBR is estimated for an image just after burning.

$$\text{NBR} = \frac{(\text{Band}^{\text{NIR}} - \text{Band}^{\text{SWIR}})}{(\text{Band}^{\text{NIR}} + \text{Band}^{\text{SWIR}})} \quad (2)$$

where Band^{NIR} denotes 0.76–0.90 μm wavelengths, and $\text{Band}^{\text{SWIR}}$ involves wavelengths of 2.09–2.35 μm . The dNBR was calculated using Equation (3) (Veraverbeke et al. 2010). The NBR was used for determining the severity of a fire. Burned frequency and severity are determined by differentiating between these two index layers:

$$\text{dNBR} = (\text{NBR}^{\text{Pre-fire}} - \text{NBR}^{\text{Post-fire}}) \quad (3)$$

La fréquence et la gravité de l'incendie sont déterminées en distinguant ces deux couches d'indice selon la formule de l'indice dNBR suivante :

$$NDVI = \frac{(\text{Band}^{\text{RED}} - \text{Band}^{\text{NIR}})}{(\text{Band}^{\text{RED}} + \text{Band}^{\text{NIR}})} \quad (1)$$

where Band^{RED} denotes 0.63–0.69 μm wavelengths, and Band^{NIR} involves wavelengths of 0.76–0.86 μm . We required two images for the calculation of NBR following Equation (2) (Escuin et al. 2008). NBR was measured from an image shortly before burning, and a second NBR is estimated for an image just after burning.

$$\text{NBR} = \frac{(\text{Band}^{\text{NIR}} - \text{Band}^{\text{SWIR}})}{(\text{Band}^{\text{NIR}} + \text{Band}^{\text{SWIR}})} \quad (2)$$

where Band^{NIR} denotes 0.76–0.90 μm wavelengths, and $\text{Band}^{\text{SWIR}}$ involves wavelengths of 2.09–2.35 μm . The dNBR was calculated using Equation (3) (Veraverbeke et al. 2010). The NBR was used for determining the severity of a fire. Burned frequency and severity are determined by differentiating between these two index layers:

$$\text{dNBR} = (\text{NBR}^{\text{Pre-fire}} - \text{NBR}^{\text{Post-fire}}) \quad (3)$$

Une plage de valeurs élevées de dNBR indique des dommages plus graves et des valeurs de plage négatives suggèrent une productivité de la végétation après un incendie. Cette formule utilise la différence significative des coefficients de réflexion dans les canaux spectraux des bandes NIR et SWIR, correspondant à la forêt saine et aux territoires incendiés. Tout d'abord, les déplacements des pixels brûlés et non brûlés dans les espaces bispectraux SWIR et NIR avant/après le feu, ont été analysés pour discriminer les niveaux de gravité. Après, nous avons évalué la gravité de l'incendie, en faisant la distinction entre les pixels brûlés et non brûlés en fonction de la valeur de l'indice NBR avant et après incendie (ALGANCI et al., 2010 ; TARIQ A et al., 2021). Les seuils calculés pour ces indices ont permis une hiérarchisation de l'espace incendié selon les niveaux de gravité allant d'un

non brûlé ou gravité faible, modérée et élevée jusqu'aux espaces ayant subi une haute gravité de brûlure (VERAVERBEKE et al., 2011 ; PARKS et al., 2014 ; MALLINIS et al., 2018). Ensuite, nous avons analysé la réponse de la végétation forestière avec différentes sévérités de l'incendie en utilisant l'information sur la composition floristique dérivée de la couche de l'IFN.

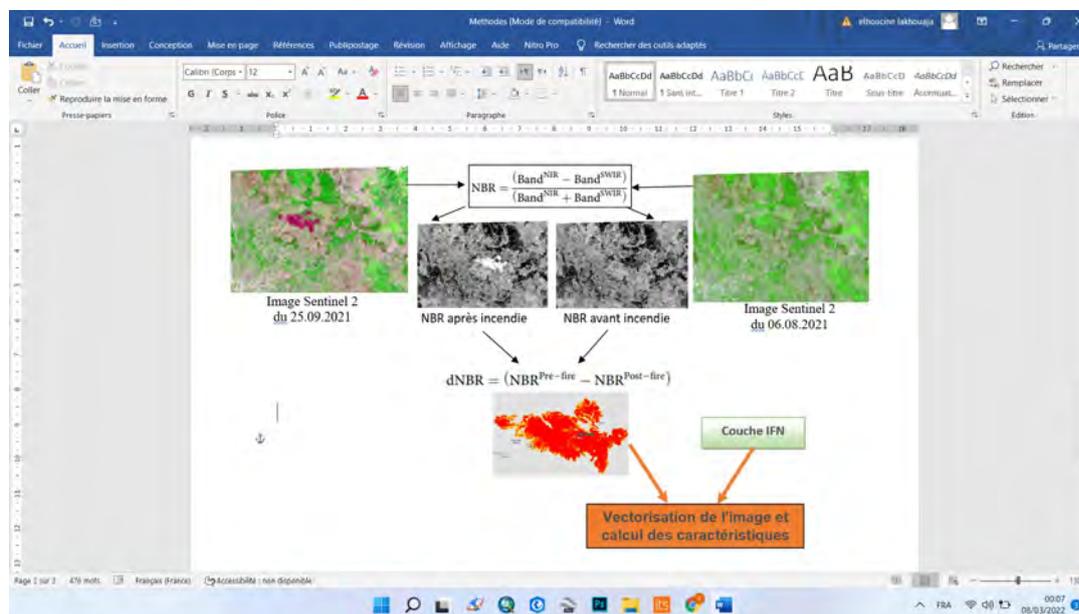


Figure 2 : Organigramme méthodologique

4. Résultats :

La carte de l'indice NBR avant incendie illustre des taux élevés, compris entre 0.3 et 1 au sein du polygone étudié, indiquant ainsi une végétation saine. Après l'incendie, on constate des faibles valeurs de l'indice NBR comprises entre -0.82 et 0 indiquant un sol nu et des zones brûlées. Les surfaces non brûlées ont généralement des valeurs proches de zéro.

La zone gravement brûlée, normalisée par des valeurs élevées de l'indice dNBR, reflète des niveaux de sévérité d'incendie élevés et hauts qui s'étalent sur d'environ 46% de la surface de la zone étudiée. Cette surface concerne principalement les formations arborées denses de chêne liège et les reboisements de pins. Ainsi, l'indice dNBR indique des superficies considérables de la zone étudiée (plus de 40 %) ayant connu des croissances après le feu et que 3 % de la zone étudiée se situe dans les niveaux de sévérité des zones non brûlées (Figures 3).

La superposition de la carte de l'indice dNBR et de la couche des essences forestières, dévoile que les valeurs élevées de l'indice dNBR concernent les peuplements denses des formations arborées de chêne liège et de Pins (70% de la superficie étudiée). Par contre, les strates herbacées (des essences secondaires) et arbustives du matorral sont les moins parcourues par l'incendie (30% de la superficie étudiée). En conséquence, les dégâts graves se sont produits dans les zones à haute densité et stratification.

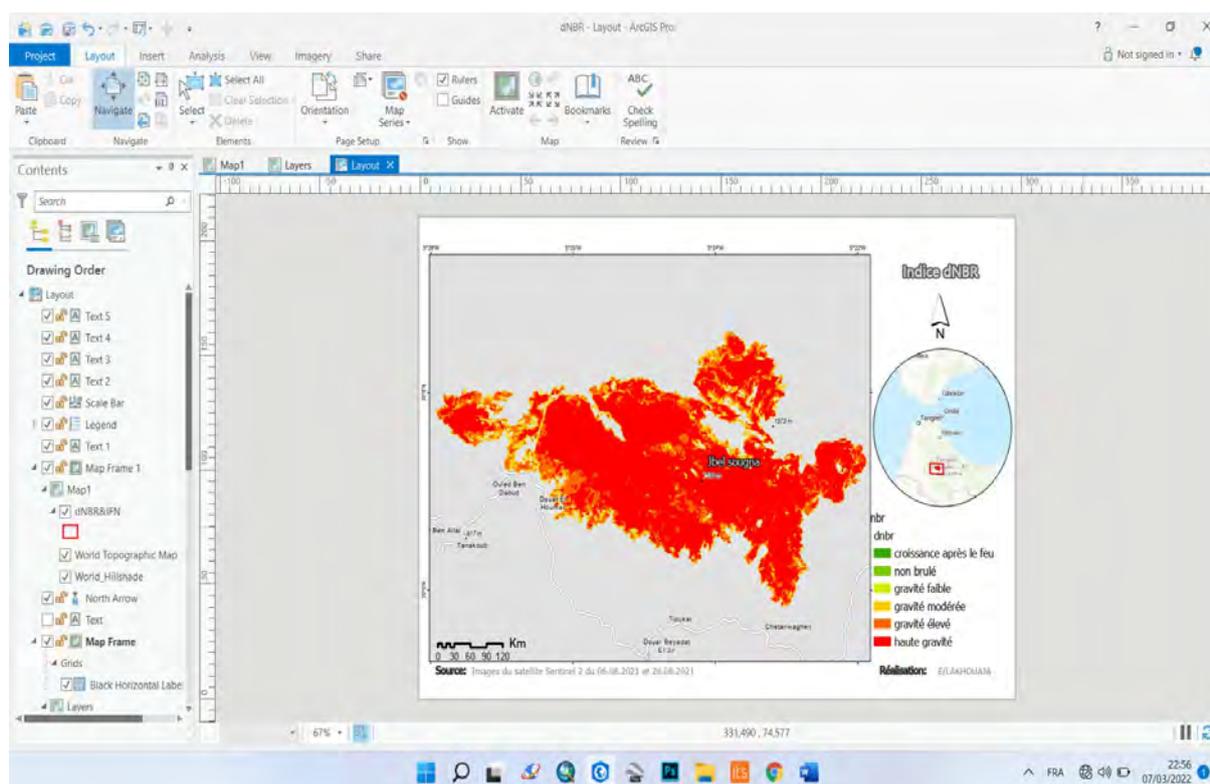


Figure 3 : Carte des classes d'indice dNBR de la zone étudiée

Conclusion

Les incendies de forêt constituent un défi contemporain majeur pour la conservation des ressources forestières dans le Rif marocain. Leur détection à l'aide d'images satellites à haute résolution spatiale (Sentinel 2) est l'un des moyens potentiels pour identifier et mesurer leur gravité.

L'estimation de la superficie brûlée au niveau de Jbel Sougna pendant le mois d'août 2021 à l'aide des images Sentinel 2, a dévoilé un grand décalage entre la superficie déclarée par le Département des Eaux et Forêts (1100 Ha) et celle extraite automatiquement des images Sentinel 2 (1876 Ha). Ainsi la télédétection spatiale permet d'augmenter la fiabilité des données sur la superficie des forêts brûlées.

En combinant l'information satellitaire et l'inventaire forestier, il a été constaté, que dans certaines zones à couverture forestière dense et arborée (Chêne liège et Pins), des gravités de brûlure majeures se sont produits. Ces résultats peuvent aider à élaborer des plans de réhabilitation et de restauration d'urgence après l'incendie. Dans cette étude, l'importance de la télédétection dans l'analyse et la détection des incendies de forêt est soulignée.

Bibliographie :

Gong A., Li, Y. J., Yang, Y., Chen, T., Zeng, J., Wu, J., Li, Y., Chen, Y., H. Tang, Yue J., 2020 : *ANALYSIS OF RESPONSE AND RECOVERY OF VEGETATION TO FOREST FIRE*, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XLIII-B3-2020, 2020 XXIV ISPRS Congress (2020 edition) pp 1207-1212. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLIII-B3-2020-1207-2020>*

Abedi Gheshlaghi H., Feizizadeh B. & Blaschke T., 2020 : *GIS-based forest fire risk mapping using the analytical net work process and fuzzy logic*. *Journal of Environmental Planning & Management*, 63(3), 481-499.

ALGANCI Ugur, SERTEL Elif, and ORMECI Cankut, 2010 : *Forest Fire Damage Estimation Using Remote Sensing and GIS*, *Remote Sensing for Science, Education, and Natural and Cultural Heritage*, Rainer Reuter (Editor) *EARSel*, 2010.

- Avtar R, Sahu N, Aggarwal AK, Chakraborty S, Kharrazi A, Yunus AP, Dou J, Kurniawan TA. 2019 : *Exploring renewable energy resources using remote sensing and GIS—a review. Resources. 8(149):23.*
- Baqa MF, Lu L (2021) Forest fire monitoring using spatial statistical and Geo-spatial analysis of factors determining forest fire in IFN, 2006 : *Couche Shapfil de l'inventaire forestier, Maoc.*
- Benabid, A. ,1984 : *Étude phytoécologique des peuplements forestiers et pré-forestiers du Rif centro-occidental (Maroc). Trav. Inst. Sci. Sér. Bot. 34. Rabat.*
- Cocke, A. E., Fulé, P. Z., & Crouse, J. E., 2005 : *Comparison of burn severity assessments using Differenced Normalized Burn Ratio and ground data. International Journal of Wildland Fire, 14(2), 189–198*
- DEF 2021 : *Rapport sur les incendies de forêts, Département des eaux et forêts 52 p. Maoc*
- DEF, 2020 : *Rapport sur les incendies de forêts, Département des eaux et forêts 48 p. Maoc*
- El Gharbaoui, A. ,1981 : *La terre et l'homme dans la péninsule tingitane : Etude sur l'homme et le milieu naturel dans le Rif Occidental. Travaux de l'Institut Scientifique, série Géologie Géographie Physique, 15, 1-439.*
- Escuin, S., Navarro, R., & Fernandez, P., 2008 : *Fire severity assessment by using NBR (Normalized Burn Ratio) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) derived from LANDSAT TM/ETM images. International Journal of Remote Sensing, 29(4), 1053–1073.*
- Hnatushenko, Vik V., Vik Hnatushenko, D. K. Mozgovyi, and V. V. Vasiliev., 2016 : *"Satellite Technology of the forest fires Effects Monitoring." Scientific Bulletin of National Mining University, vol. 1, 2016.*
- <https://doi.org/10.1080/19475705.2021.1920477>
- Justice C, Giglio L, Boschetti L., Roy D; Csiszar, I., Morisette J. & Kaufman Y., 2006 : *Modis Fire Products (Version 2.3, 1 October 2006) on line visited 06/10/08 http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod14.pdf*
- LAKHOUAJA El houcine, Faleh Ali et Chaouan Jamal, 2019 : *'Modélisation de risque d'incendies de forêts : Indice de risque temporel Cas de la commune rurale de Bab Taza, Province de Chefchaouen, Travaux du 3ème congrès des jeunes géographes marocaines ISBN : 978-9920-37-409-5, pp.129-142.*
- Luo Z, Ding S., 2019 : *Object detection in remote sensing images based on GaN. ACM Int Conf Proceeding Ser. 57(6) : 499–503*
- Mallinis, G., Mitsopoulos, I., & Chrysafi, I.,2018 : *Evaluating and comparing Sentinel 2A and Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) spectral indices for estimating fire severity in a Mediterranean pine ecosystem of Greece. GIScience & Remote Sensing, 55(1), 1–18.*
- Margalla Hills, Islamabad, Pakistan. Geomatics Nat Hazards Risk.
- Miller, J. D., & Thode, A. E.,2007 : *Quantifying burn severity in a heterogeneous landscape with a relative version of the delta Normalized Burn Ratio (dNBR). Remote Sensing of Environment, 109(1), 66–80.*
- Parks, S. A., Dillon, G. K., & Miller, C.,2014 : *A new metric for quantifying burn severity: The relativized burn ratio. Remote Sensing, 6(3), 1827–1844*
- Tariq A, Shu H, Saddiqui S, Mousa BG, Munir I, Nasri A, Waqas H, Baqa MF, Lu L ,2021 : *Forest fire monitoring using spatial-statistical and Geo-spatial analysis of factors determining forest fire in Margalla Hills, Islamabad, Pakistan. Geomatics Nat Hazards Risk. <https://doi.org/10.1080/19475705.2021.1920477>*
- Veraverbeke, S., Harris, S., Hook, S.,2011 : *Evaluating spectral indices for burned area discrimination using MODIS/ASTER (MASTER) airborne simulator data. Remote Sensing of Environment, 115(10), 2702–2709*

POTENTIEL DES INDICES SPECTRAUX POUR LE SUIVI EN TEMPS QUASI-REEL DU RISQUE DE LA SECHERESSE AUTOMNALE DANS LE BASSIN VERSANT DE MAJERDA (TUNISIE)

Mustapha MJEJRA. *Lab. BICADE ; Institut Supérieur des Sciences Humaines de Jendouba 8159*

[\[mustaphamjejra@yahoo.fr\]](mailto:mustaphamjejra@yahoo.fr)

Résumé : Cette étude, a pour objet de promouvoir un outil qui peut être utilisé pour la cartographie du risque de la sécheresse automnale dans le bassin versant de la Majerda en Tunisie. L'étude est basée sur l'analyse de l'évaluation de la sécheresse à l'échelle saisonnière en utilisant des images satellitaires qui sont des synthèses hebdomadaires de NDVI et de LST (température de surface) issues du capteur MODIS-Terra. La méthode consiste à créer deux indices : VCI (Vegetation Condition Index) pour la végétation et TCI (Temperature Condition Index) pour la température. Ainsi, leur combinaison à l'aide d'un algorithme, a permis de produire des images de l'indice de la santé de la végétation VHI (Vegetation Health Index). Cet indice a donné la possibilité de déterminer les étendues géographiques des différentes classes de sécheresse.

Mots clés : Bassin versant Majerda, sécheresse automnale, indices de végétation.

Summary: The purpose of this study is to promote a tool that can be used for mapping the risk of autumn drought in the watershed of Majerda in Tunisia. The study is based on analyzing the assessment of seasonal drought by using satellite images which are weekly syntheses of NDVI and LST (surface temperature) from the MODIS-Terra sensor. The method consists of creating two indexes: Vegetation Condition Index (VCI) for vegetation and Temperature Condition Index (TCI) for temperature. Thus, their combination with an algorithm produced images of the Vegetation Health Index (VHI). This index provided the opportunity to determine the geographical extent of the different classes of drought.

Keywords: Majerda watershed, autumn drought, vegetation indices.

Introduction

La sécheresse est parmi les phénomènes climatiques à risques les plus complexes, elle se développe lentement, le début et la fin sont indistincts (Nasser et al. 2020). Ce risque tend à s'aggraver dans le contexte du changement climatique, en particulier, dans le secteur agricole, considéré comme le secteur le plus vulnérable face à cet aléa climatique (6^{ème} rapport d'évaluation du GIEC, 2021). En Tunisie, la sécheresse automnale est un phénomène très préjudiciable pour, essentiellement, l'agriculture pluviale. En effet, une sécheresse automnale constitue un scénario redouté qui fait craindre, en cas de prolongement de l'épisode sec, une sécheresse annuelle très grave (Henia et al. 2013).

Etant donné que la sécheresse est multidimensionnelle, un seul indicateur est souvent insuffisant. Dans ce cas, la combinaison de plusieurs indicateurs peut être utile. Et puisque le premier maillon de la sécheresse agricole se situe au niveau des besoins en eau des cultures, la plupart des indices sont fondés sur les caractéristiques de la végétation et qui sont dérivés des données de la télédétection. En effet, l'indicateur de Vegetation Health Index (VHI), qui combine les indicateurs de végétation (VCI) et de température de surface (TCI), donne la possibilité d'identifier les mois et les années les plus sèches (Fei Xie et al. 2021). En outre, pour la surveillance de la sécheresse, l'Indice Standardisé de Précipitation et d'Evapotranspiration (SPEI) donne des résultats fiables (Bouly et al. 2020), et il est souvent utilisé comme référence pour valider l'indice de sécheresse télédétekté (Cooley et al., 2019). Ces indices de sécheresse comme le VCI, le TCI et le VHI sont recommandés par l'OMM comme des indices de sécheresse globaux à locaux (OMM et PME, 2016).

Notre objectif, dans ce travail, est de montrer l'apport des indices spectraux qui pourraient permettre aux agriculteurs d'avoir une estimation préliminaire sur les besoins en eau des cultures durant la campagne agricole. Une détection anticipée de ce risque est importante, puisqu'elle permet de mieux gérer la saison agricole. En effet, il existe, en Tunisie, une corrélation nette entre la pluie de l'automne et la pluie annuelle. En cas où l'automne est sec, il y'a une forte probabilité d'avoir une année sèche (Henia et al .2013).

1. Cadre géographique, données utilisées et approche méthodologique

1.1. Cadre géographique : une région vulnérable à la sécheresse agricole

Le bassin versant de la Majerda, support de cette étude, est une région critique pour les décideurs politiques en termes de développement social, économique et infrastructurel ; de plus elle est une région à vocation agricole d'une surface d'environ 16400km², dont plus de 65 % sont des terres arables. Cette région se caractérise par un climat à hiver doux et été chaud, avec un gradient allant de l'étage bioclimatique humide sur le secteur nord-ouest à semi-aride sur les marges sud-ouest (Mjejra., 2015). Dans le même ordre d'idées, et à la base du déficit d'évaporation qui détermine, le plus souvent, le degré du stress hydrique de la végétation, la région de l'étude s'inscrit dans un climat très variable qui se caractérise, notamment, par un régime hydrique variant de l'humide au semi-aride, avec une sensibilité plus nette des secteurs abrités et les versants sud à la sécheresse saisonnière (Mjejra., 2015). Au total, le schéma spatial et dynamique de la sécheresse agro-climatique est compatible avec la carte de l'occupation du sol, l'état de la réserve utile dans le sol, les facteurs radiatifs, les facteurs advectifs et l'effet du relief (Mjejra., 2015).

1.2. Données utilisées

Pour apporter des éléments de réponse à la problématique de cette étude, nous avons exploité les données suivantes :

- Les données satellites : il s'agit des séries à l'échelle hebdomadaire EVI (NDVI amélioré des effets atmosphériques) extraites du produit MOD13Q1 et MYD13Q1 (Vegetation Indices 16-Day L3 Global 250 m), ces données sont utilisées pour déterminer l'état hydrique de la végétation. Par contre les données de LST issues du produit MOD11A2 et MYD11A2 (Land Surface Temperature and Emissivity Day L3 Global 1 km) sont utilisées pour déterminer la température de la surface.
- Les données de l'indice standardisé de précipitations et d'évapotranspiration (SPEI): ces données sont utilisées pour surveiller et quantifier la sécheresse dans la région étudiée. Les données sont extraites du moniteur mondial de la sécheresse SPEI: <http://spei.csic.es/index.html>. Ce moniteur offre des informations en temps quasi réel sur les conditions de sécheresse à l'échelle mondiale, avec une résolution spatiale de 0,5 degré et une résolution temporelle mensuelle (nous avons utilisé les SPI à 3 mois pour donner un sens plus précis à la sécheresse en termes saisonnières et pour montrer la variabilité pluie sur les saisons distinctes). Les données de SPEI sont utilisées, ici, pour valider les indices de la sécheresse issues des images satellites
- En ce qui concerne la période d'étude, la notion de la sécheresse automnale dans le bassin versant de la Majerda est abordée ici par une comparaison entre deux situations contrastées sur le plan climatique. Ces deux situations ont été retenues car elles sont les plus représentatives du climat tunisien : une campagne agricole pluvieuse ; celle de 2018-2019 et une campagne agricole déficitaire celle de 2015-2016⁶.

1.3. Approche méthodologique

⁶ Selon les rapports annuels de l'Institut National de la Météorologie, depuis les années 1990, l'automne de 2018 est classée parmi les automnes pluvieux et l'automne de 2015 occupe les premiers rangs en temps que saison sèche.

Le bassin versant de la Majerda est caractérisé par une utilisation- occupation du sol très variable (cultures annuelles, arboricultures, maraichères, prairies, végétation naturelle), Il fallait donc un indice de végétation polyvalent. A cet égard, le VHI a montré son efficacité pour le suivi et l'évaluation des sécheresses sur différents types de cultures (Nasser et *al.*, 2020) L'indice VHI est défini de telle sorte que plus l'indice NDVI est bas et la température de surface est élevée, plus la couverture végétale est mauvaise. Il combine deux indicateurs, l'un de végétation (*Vegetation Condition Index*, VCI) et l'autre de température (*Temperature Condition Index*, TCI).

Le VCI est calculé à partir des données de l'indice de végétation (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI), selon la formule suivante (Kogan, 2015) :

$$VCI = \frac{NDVI_i - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} * 100$$

Avec NDVI_i représente le NDVI de la période étudiée, le NDVI_{min}, celle de la valeur minimale de la période étudiée et NDVI_{max}.

Le TCI est basé sur la température de surface et se calcule selon la formule suivante :

$$TCI = \frac{T_{max} - T_i}{T_{max} - T_{min}} * 100$$

Avec T_{max} correspond à la température maximale ; T_{min} à la température minimale et T_i à la température de la période étudiée (Kogan 2015)

Le VCI est en fonction des conditions écologiques et évalue la réponse de l'état de végétation pour le climat sous différents conditions climatiques et écologiques ; par contre le TCI est utilisé pour déterminer le stress thermique des végétations et le stress causé par une humidité excessive (Sassine et al., 2019). Par la suite l'indice VHI est calculé par la formule suivante :

$$VHI = a * VCI + b * TCI$$

a et b sont utilisés pour montrer la contribution de VCI et TCI à VHI, avec a=0,3 et b=0,7 et les résultats sont classés en catégories suivantes :

Tableau 1 : Catégorisation du degré de sécheresse selon les différents indices

Normes	VCI	TCI	VHI	SPEI
Normal	(40 ; 100]	(40 ; 100]	(40 ; 100]	(0 ; +∞)
Légèrement sec	(30 ; 40]	(30 ; 40]	(30 ; 40]	(-0,99 ; 0]
Modérément sec	(20 ; 30]	(20 ; 30]	(20 ; 30]	(-1,49 ; -1]
Sévèrement sec	(10 ; 20]	(10 ; 20]	(10 ; 20]	(-1,99 ; -1,5]
Extrêmement sec	(0 ; 10]	(0 ; 10]	(0 ; 10]	(-∞ ; -2]

Source :

L'indicateur SPEI repose sur le même principe que le SPI, mais se calcule à partir de la différence P-ETP. Le principal avantage de SPEI est son caractère quasi temps réel. Cette caractéristique convient le mieux à la surveillance de la sécheresse et à l'alerte rapide. Le SPEI est considérée comme un indice de sécheresse amélioré, particulièrement adapté à l'analyse de l'effet du réchauffement climatique sur les conditions de sécheresse (Beguería et al., 2014). Il faut noter que, après le calcul, les deux indices SPEI et VHI sont normalisés par des valeurs comprises entre 0 et 100.

2. Résultats et discussion

2.1 pendant l'automne sec: une région à risque de sécheresse sévère

A travers la figure 1 et le tableau 2, il ressort que le degré et l'étendue spatiale de la sécheresse du couvert végétal touchent la majorité du bassin versant Majerda, mais avec des particularités d'un secteur à un autre. Ainsi, les secteurs d'altitude et les versants de la rive gauche du cours d'eau Majerda ont des VHI supérieures à 40 % ce qui correspond à un secteur n'ayant pas de sécheresse. A l'inverse, le sud-ouest de la région et les secteurs abrités enregistrent des valeurs de VHI inférieures à 40 % ce qui correspond à une zone sèche. Ce changement d'amélioration des conditions du risque de la sécheresse, en allant du sud vers le nord, s'explique par la dégradation du climat tunisien du nord vers le sud, ce qui convient mieux avec l'ambiance climatique de la région. Selon la classification de VHI, la région est dominée par une sécheresse sévère, avec une proportion d'environ 55 % du territoire.

Pendant l'automne 2015, les sécheresses légères sont rares et très localisées dans l'espace. Les sécheresses modérées sont survenues dans la basse vallée de Majerda, ceci est expliqué par l'extension, qui peut durer jusqu'à six mois (de l'été à l'automne), d'un déficit d'évaporation assez élevé (Mjeira., 2015). Il est noté que les surfaces de part et d'autre du cours d'eau Majerda ne sont pas affectées par la sécheresse car elles sont caractérisées par la prédominance de cultures irriguées. Au total, 78,8 % de la végétation est affectée par la sécheresse, dont 35,7 % est de type sévère. Par contre, la sécheresse de faible intensité a touché 21,5 % du couvert végétal et la sécheresse de type extrêmement sec ne représente que 3,2 % du total de la région étudiée. Ici, le stress hydrique aigu est évident pendant la saison automnale ce qui peut anticiper une mauvaise saison d'agriculture pluviale, en particulier, les céréales.

Tableau 2 : Répartition spatiale de l'intensité de la sécheresse d'après le VHI pendant l'automne sec (2015-2016)

Intensité de la sécheresse	Pourcentage de VHI du total
Normal	21,2
Légèrement sec	16,1
Modérément sec	22,8
Sévèrement sec	35,7
Extrêmement sec	3,2

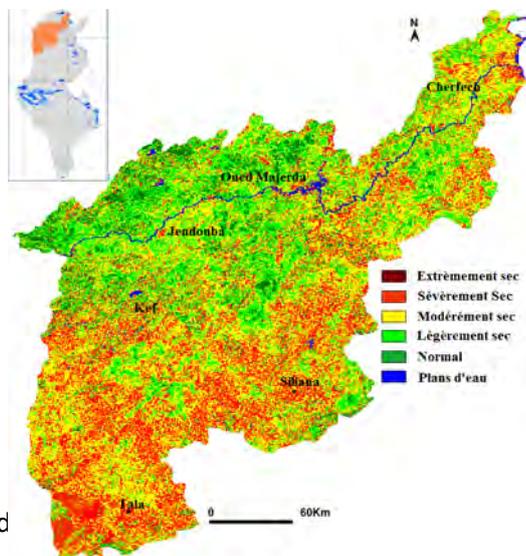


Figure 2 : Sécheresse d

2.2 Pendant l'automne humide : une région caractérisée par des conditions normales

La figure 2 et le Tableau 3 témoignent d'un bon état de végétation sur l'ensemble du bassin versant Majerda sauf dans les secteurs du haut tell et les dépressions, on observe une condition de sécheresse modérée et légère. Toutefois, Les valeurs élevées de VHI (plus que 40%) sont associées aux formations forestières du versant sud de la Kroumirie et l'axe du cours d'eau de Mejerda où se trouvent les périmètres irrigués. Tandis que, les faibles valeurs occupent les plateaux sud-ouest du haut Tell (moins 30%). cette répartition spatiale laisse apparaître que la vallée du cours d'eau de Mejerda s'impose comme une véritable limite entre les versants nord non touchés par la sécheresse et les versants sud à forte risque de sécheresse, dans la mesure où on assiste à une dégradation des conditions climatiques et le développement de la sécheresse peut s'aggraver. A cet effet, la rive gauche de l'oued Mejerda est exposée aux flux arrosés du nord, on a donc, la reconstitution rapide de la réserve utile des sols et une remontée cupulaire facile (Mjeira., 2015). A l'inverse, les secteurs du

sud-ouest se caractérisent par des sols nus et perméables dont la recharge de la réserve utile n'est pas toujours assurée, indiquant la manifestation des phénomènes de sécheresse modéré à sévère.

Tableau 3 : Répartition spatiale de l'intensité de la sécheresse d'après le VHI pendant l'automne sec (2018-2019)

Intensité de la sécheresse	Pourcentage de VHI du total
Normal	53,2
Légèrement sec	23,1
Modérément sec	20,4
Sévèrement sec	3,3
Extrêmement sec	0

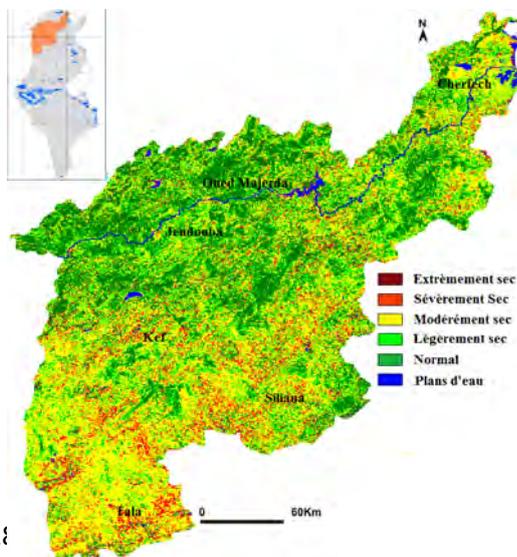


Figure 2 : Sécheresse de l'automne Humide (2018-2019)

2.3 Croisement des résultats de SPEI/indices spectraux

Pour mieux interpréter les résultats du VHI et pour valider les résultats issus de l'imagerie satellitaire, il était jugé nécessaire de croiser les résultats de SPEI et les indices spectraux. Les résultats de SPEI justifient la distinction entre l'automne sec de 2015-2016 et l'automne humide de 2018-2019 (Les mois ayant une valeur positive représentent des périodes humides et les valeurs négatives sont associées aux périodes sèches, figure 3). Mais, selon le degré de la sévérité de la sécheresse le VHI présente plus de détails par rapport au SPEI. A titre d'exemple, le VHI présente une sécheresse sévère pour la station de Tala et Siliana et elle n'est qu'une sécheresse légère par l'indice SPEI (Tableau 4). Pour la typologie humide les valeurs de VHI ne dépassent pas le seuil 1. Par contre, elles peuvent atteindre le seuil 2 pour les résultats de SPEI. Alors, le VHI n'évolue pas, seulement, en fonction du déficit ou du surplus pluviométrique dans le bassin versant de Majerda mais aussi il est en relation avec la nature de l'occupation des sols et la recharge de la réserve utile du sol.

Tableau 4 : SPEI dans quelques stations météorologiques du bassin versant Majerda

Stations	Automne sèche 2015				Automne humide 2018			
	Sep	Oct	Nov	Moyenne	Sep	Oct	Nov	Moyenne
Jendouba	-0.47	-1.04	-0.29	-0,61	-0.08	0.63	0.32	0,35
Tala	-1,03	0,02	-0,22	-0,43	1.36	2.17	1.56	1,70
Siliana	-1.64	-0.69	-0.17	-0,84	0.02	1.55	1.34	0,97
Cherfech	-1.92	-0.96	-0.42	-1,11	0.92	1.98	1.50	1,47

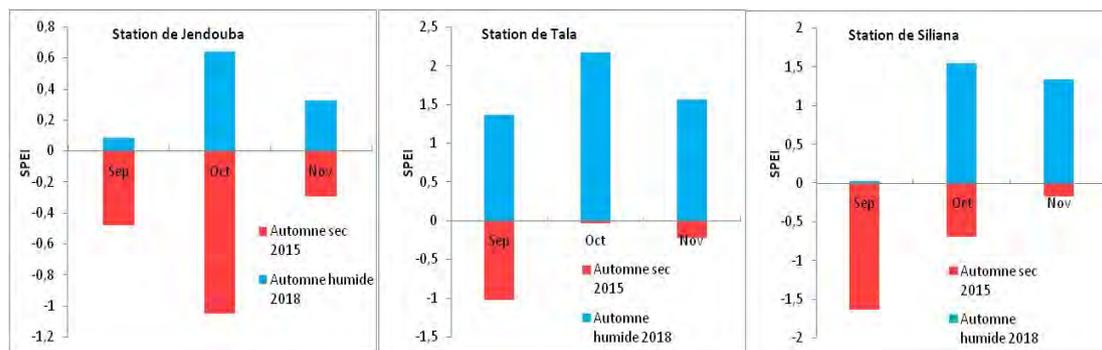


Figure 4 : SPEI et VHI dans quelques stations météorologiques du bassin versant

Conclusion

À la lumière des résultats obtenus, il s'avère que l'aléa climatique est aggravé même dans une région considérée le plus souvent comme le château d'eau de la Tunisie (bassin versant Majerda), et même en saison humide. Les cartes de la sécheresse, dérivées de l'indice VHI et validées par PSEI, décrivent très bien les secteurs affectés par ce risque et permettent aisément de suivre son étendu spatial pour, en particulier, les surfaces destinées aux cultures pluviales (les céréales à sec). Cet indice peut, également, ouvrir des pistes pour mettre au point un système en matière de prédiction et alerte précoce de la sécheresse en temps quasi réel ; à partir duquel on peut prévoir quel type d'agriculture est affecté et va causer des dégâts économiques, quel ensemble forestier est vulnérable aux risques d'incendies, une meilleure image de la structure pluviométrique de la saison culturale, etc.

Enfin, ces indices spectraux (TCI, VCI et VHI) prouvent et justifient l'utilité de la télédétection pour identifier l'intensité et l'étendu spatial de la sécheresse dans les cultures pluviales ; mais « dans le cas des cultures irriguées les résultats obtenus doivent être utilisés avec une certaine prudence, puisque cet indice masquerait les conditions climatiques du site étudié » (Dipanwita et al. 2015). Un autre inconvénient se rapporte à l'approche du suivi de la sécheresse de la végétation par l'imagerie satellitaire est que la sécheresse est déjà avancée lorsque le stress hydrique est observable à partir du couvert végétal.

Bibliographie

Beguiria S., Vicente-Serrano S.M., Reig F., Latorre B. 2014 : Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *Journal Climatology*, **34**, 3001–3023.

Bouly S., Cisse A., Faye .C , Sane T., 2020 : Utilisation de l'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI) de 1950 à 2018 pour caractériser la tendance de la sécheresse sur la BASSE CASAMANCE. *Revue espace géographique et société marocaine*,**32**, 107-133.

Dipanwita D., Arnab K., Patel N., Saha S.K., et Siddiqui A.R., 2015: Assessment of agricultural drought in Rajasthan (India) using remote sensing derived Vegetation Condition Index (VCI) and Standardized Precipitation Index (SPI). *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*. **18**, 53-63.

Fei Xie , Hui Fan, 2021: Deriving drought indices from MODIS vegetation indices (NDVI/EVI) and Land Surface Temperature (LST): Is data reconstruction necessary. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*,**101**, 102352.

Henia L., et Hlaoui Z., 2015 (coordination). *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 pages.

Henia L., Hlaoui Z., Ben Boubaker H.,2013: La pluie de l'automne : comme indicateur de la qualité de la saison céréalière en Tunisie, *XXVI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 273-278.

I.N.M (les Rapports annuels)

Kogan F., Guo W., 2015: 2006–2015 mega-drought in the western USA and its monitoring from space data. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, **8**, 651–668.

OMM et PME, 2016: *Manuel des indicateurs et indices de sécheresse*. OMM-N° 1173, 52 pages.

Mjejra, M. 2015. *Etude 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, Rennes2, France. 300 pages.

Moutia S., Sinan M., et Lekhlif B., 2021. Assessment of agricultural drought in Morocco based on a composite of the Vegetation Health Index (VHI) and Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI), *E3S Web of Conferences*, **314**, 04003.

Nasser T., Faour Gh., **et** Touchart L. , 2020 : Suivi de la sécheresse dans un territoire agricole du Liban : la plaine de la Beqaa, *Méditerranée*, **131** ,2020.

ÉVALUATION DE LA SÉCHERESSE CLIMATIQUE ET DE SON IMPACT SUR LE PLAN D'EAU DU BARRAGE HASSAN ADDAKHIL (MAROC)

Abderrazzak SADIKI¹ , Mohamed HANCHANE²

¹Laboratoire Dynamique, espace, patrimoine et développement durable, USMBA Fès.
(sadiki.abderrazzak.geo@gmail.com);

²Laboratoire Territoire, Patrimoine et Histoire, USMBA Fès, Maroc
(mohamed.hanchane@usmba.ac.ma).

Résumé : La présente étude porte sur l'analyse de l'impact de la sécheresse climatique sur l'étendue du lac de barrage Hassan Addakhil en milieu aride oasien du bassin de Ziz qui est situé au sud-est du Maroc. Elle est basée sur les données de l'indice standardisé des précipitations (IPS), calculé pendant la période septembre-mars (période 1983-2017), et sur l'indice d'étendue du lac du barrage Hassan Addakhil durant la période des hautes eaux du mois d'avril (NDWI: Normalized Difference Water Index) qui est extrait d'imageries satellitaires pendant la même période. Les résultats obtenus montrent que la sécheresse climatique qui sévit au niveau des stations climatiques n'expliquent qu'une partie de la variabilité de l'étendue du barrage. On suppose que des informations supplémentaires sur la demande évaporatoire de l'air et sur les contributions neigeuses au niveau du Haut Atlas peuvent améliorer les résultats obtenus.

Mots clés: Sécheresse; indice NDWI; Barrage Hassan Addakhil; Oasis de Tafilalet.

Abstract : ASSESSMENT OF CLIMATE DROUGHT AND ITS IMPACT ON THE WATER PLAN OF THE HASSAN ADDAKHIL DAM (MOROCCO)

This study focuses on the analysis of the impact of climatic drought on the extent of the Hassan Addakhil dam lake in an arid oasis environment of the Ziz basin which is located in the south-east of Morocco. It is based on data from the standardized precipitation index (IPS), calculated during the September-March period (period 1983-2017), and on the extent index of the Hassan Addakhil dam lake during the high period. waters of the month of April (NDWI: Normalized Difference Water Index) which is extracted from satellite imagery during the same period. The results obtained show that the climatic drought prevailing at the climatic stations only explains part of the variability of the extent of the dam. It is assumed that additional information on the evaporative demand of the air and on the snow contributions at the level of the High Atlas can improve the results obtained.

Keywords : Drought; NDWI index; Hassan Addakhil Dam; Tafilalet Oasis.

Introduction

La sécheresse est un phénomène naturel qui a des effets négatifs importants sur les conditions socioéconomiques, agricoles et environnementales (Pradhan *et al.*, 2011). On distingue quatre grands types de sécheresse : météorologique, agricole, hydrologique et socioéconomique. Ces types de sécheresse peuvent ne pas se manifester simultanément, mais la sécheresse météorologique reste l'élément moteur des autres (Stour et Agoumi, 2008). La sécheresse climatique est une caractéristique normale et récurrente du climat, bien qu'elle soit souvent considérée à tort comme un événement inattendu et dangereux (Isendahl et Schmidt, 2006). Son impact est abordé par plusieurs études selon différents angles (Potop *et al.*, 2013).

La présente étude s'intéresse plus particulièrement à l'impact de la sécheresse climatique sur le plan d'eau du lac du barrage Hassan Addakhil qui joue un rôle crucial dans le développement socio-économique de la plaine de Tafilalet. Sa vulnérabilité à la sécheresse constitue un enjeu majeur pour la région aride des oasis du Tafilalet au Sud-est du Maroc. La position géographique de la plaine de Tafilalet sur les versants sud des montagnes du Haut Atlas et de l'Anti Atlas et son ouverture sur le

désert sont les facteurs dominants du climat aride à subdésertique de ces milieux oasiens marocains. Leur disponibilité en eau dépend en grande partie de celle du barrage Hassan Addakhil en amont du bassin versant de l'Oued Ziz. Cette installation hydraulique contribue à mobiliser les ressources en eau de surface pour l'irrigation des cultures oasiennes par les lâchés du barrage et de protéger la plaine de Tafilalet contre les inondations. Ainsi, l'évaluation pour la première fois de son étendue en fonction des conditions est indispensable pour le suivi des ressources en eau et de leur disponibilité pour les milieux oasiens de la plaine de Tafilalet.

1. Présentation de la zone d'étude

Le bassin de Ziz se situe au sud-est du Maroc entre les parallèles 30,°63'N et 32,61°1'N et les méridiens 3°52'O et 5°48'O, avec une superficie d'environ 14400 km² (figure 1). Il est limité au Nord par la crête du Haut Atlas (Jbel Al Ayachi: 3757m), au sud par les limites algériennes, à l'est par les le bassin du Guir et à l'ouest par le bassin de Rheris. Son climat est de type aride en amont à subsaharien en aval, avec des précipitations faibles et irrégulières. Sur le plan administratif, le bassin du Ziz se trouve dans le territoire des provinces de Midelt et d'Errachidia. La quasi-totalité du bassin relève de la province d'Errachidia, seulement la partie Nord appartient à la province de Midelt.

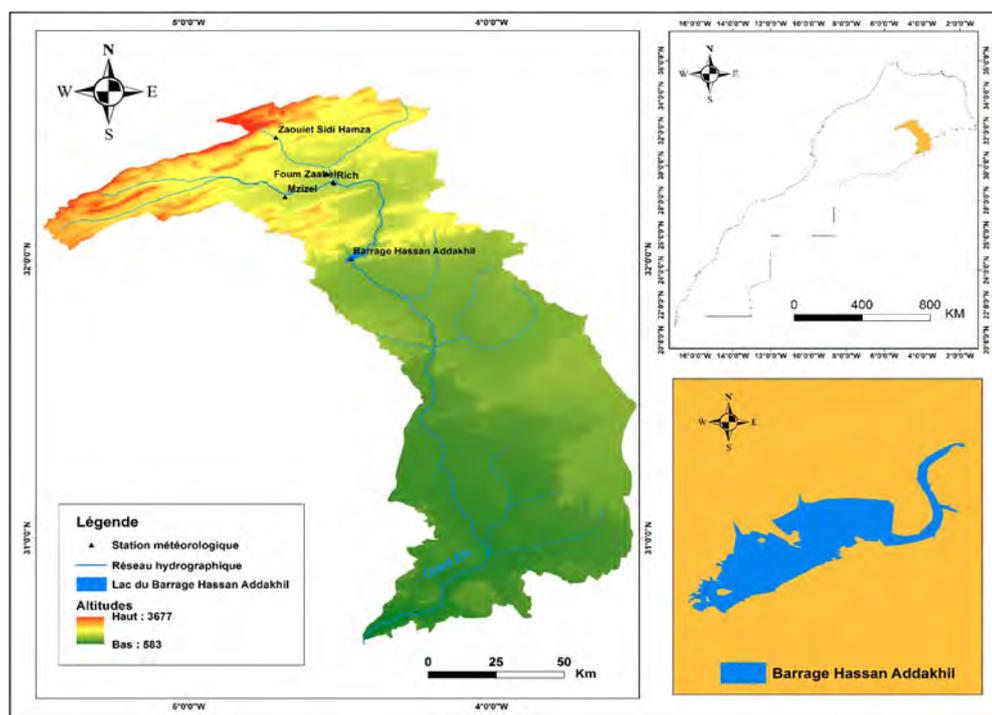


Figure 1. Situation du Barrage Hassan Addakhil dans le bassin de Ziz

Tableau 1. Description géographique des stations étudiées

Stations	longitude	Latitude	altitude (m)
Barrage Hassan Addakhil	-4,46	31,99	1093
Foum Tillicht	-4,54	32,30	1400
Foum Zaabel	-4,52	32,27	1230
Mzizel	-4,68	32,22	1441
Rich	-4,52	32,27	1322
Zaouiyet Sidi Hamza	-4,71	32,43	1641

2. Données et méthodes

Parmi les nombreux indices proposés pour la surveillance météorologique de la sécheresse, l'indice standardisé des précipitations (SPI) développé par McKee et al. (1993, 1995) qui quantifie le déficit des précipitations à différentes échelles de temps. Cet indice se compare très favorablement à

plusieurs autres indices de sécheresse et a été adopté par le US National Drought Mitigation Center pour une utilisation opérationnelle (Pradhan *et al.*, 2011). Le SPI prend en compte la variabilité de la pluie pour des périodes définies, de préférence les plus longues possibles. Il est calculé grâce à l'ajustement des séries pluviométriques à une courbe de probabilité (McKee *et al.* 1993). Les données pluviométriques mensuelles utilisées dans cette étude sont issues des stations de mesure de l'Agence du Bassin Hydraulique de Ziz-Guir-Rheris (Tableau 1). Avant tout, ces données ont été contrôlées, complétées et homogénéisées à l'aide du package CLIMATOL développé sous R par Guijjaro (2014) et (2018).

L'indice SPI est utilisé pour le suivi de la sécheresse météorologique à différentes échelles de temps (Hayes *et al.*, 1999). Dans notre cas, nous avons calculé l'SPI pour une période de 7 mois consécutifs, de septembre à mars, qui couvrent la saison probable des pluies au Maroc. Pour cette période, nous avons fait ressortir les éventualités des séquences sèches (ou humides) et leurs intensités selon la classification décrite par McKee *et al.* (1993). Les calculs de SPI sont effectués grâce à l'application SPI Generator de « National Drought Mitigation Centre » de l'université de Nebraska. A partir des séquences choisies, 9 combinaisons de successions de périodes sèches et/ou humides sont possibles (Tableau 2). L'évaluation des périodes sèches et/ou humides est réalisée sur la période 1983-2017 et, elle est appliquée au niveau de 6 stations de la zone d'étude (Tab. 1). Elle renseigne sur les conditions hydriques qui alimentent le barrage avant la période des hautes eaux du mois d'avril.

Tableau 2. Catégories de sécheresse IPS (McKee *et al.* 1993)

Valeurs de IPS	Catégorie de IPS
≥ 2	Humidité extrême
1,5 ; 1,99	Humidité forte
1 ; 1,49	Humidité modérée
0,01 ; 0,99	Humidité légère
0	Normal
-0,99 ; -0,01	Sécheresse légère
-1,49 ; -1,01	Sécheresse modérée
-1,99 ; -1,5	Sécheresse forte
≤ -2	Sécheresse extrême

Pour l'évaluation de la superficie du plan d'eau du lac du barrage, des images satellitaires Landsat TM, ETM+ et OLI ont été téléchargées à partir du site de « 39393 [United States Geological Survey](https://earthexplorer.usgs.gov/) (USGS) » (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Elles couvrent la période 1983-2017. Mais, avant l'étape d'extraction de l'information à partir des données satellitaires, nous avons effectué des corrections atmosphériques sur les bandes utilisées. Les images extraites ont une résolution spatiale de 30mx30m. L'extraction de la superficie du plan d'eau du lac du barrage Hassan Addakhil à partir de l'imagerie satellitaire Landsat a adopté la méthode développée par Verpoorter *et al.* (2012), nommée GeoCover, qui est une méthode d'extraction des plans d'eau en combinant les images multi-temporelles Landsat. Elle permet de calculer l'indice "Normalized Difference Water Index" (NDWI) qui utilise la bande proche infrarouge (PIR) et la bande de l'infrarouge à courtes longueurs d'onde (ShortWave InfraRed, SWIR) (McFEETERS, 1996).

$$NDWI = (PIR - SWIR) / (PIR + SWIR) (-)$$

Les images extraites correspondent au mois d'avril qui représente la fin de la période des hautes eaux dans le contexte hydroclimatique marocain (Fig. 2). Les changements spatio-temporels de la superficie du plan d'eau du lac du barrage ont été évalués entre 1984 et 2017.

3. Résultats et discussions

2.1. Evaluation de la sécheresse selon l'indice IPS

L'examen des variations chronologiques de SPI Durant la période septembre-mars entre 1983-2017 (Tableau 3), permet de constater que les valeurs extrêmes de la sécheresse ne sont pas nombreuses. On note une dominance de la fréquence de la sécheresse légère sur la majorité des catégories sèches avec une moyenne générale de 10%. Par contre, on note une dominance de l'humidité légère sur la majorité des catégories humides avec une moyenne de 13,3%.

Tableau 3. Fréquences des séquences sèches et humides (%), calculées selon l'indice IPS d'une durée de 7 mois septembre-novembre (1983-2011).

Station	Barrage Hassan Addakhil	Foum Tillichit	Foum Zaabel	Zaouiyet Sidi Hamza	Mzizel	Rich	Moyenne
Humidité forte	0	1	1	0	1	2	0,8
Humidité modérée	3	1	3	3	4	4	3,0
Humidité légère	13	16	13	17	11	10	13,3
Normal	1	0	1	0	0	0	0,3
Sécheresse légère	10	11	10	6	13	10	10,0
Sécheresse modérée	1	2	1	4	0	7	2,5
Sécheresse forte	3	2	4	2	4	1	2,7
Sécheresse extrême	1	0	0	1	0	0	0,3

2.2. Impact de la sécheresse sur le plan d'eau du barrage Hassan Addakhil

L'estimation de la superficie du plan d'eau du lac du barrage Hassan Addakhil selon l'indice NDWI durant la période des hautes eaux du mois d'avril est réalisée durant la période 1983-2017. Par comparaison avec la limite maximale du lac barrage qui est de 15,79Km², atteinte en 2009 de notre période d'observation, le taux de réduction moyen (TR %) de la superficie est de 50.20 %. En revanche des taux de réduction inférieurs à 50 % ont marqué les périodes 1989- 1991, 1995-1997, 2007-2013 et 2014-2017. Le taux de réduction maximal de 90.34% a concerné l'année 1984. Des réductions maximales ont caractérisé les périodes 1983-1989, 1991-1995, 1997-2006 et l'année 2013-2014. (Fig. 2).

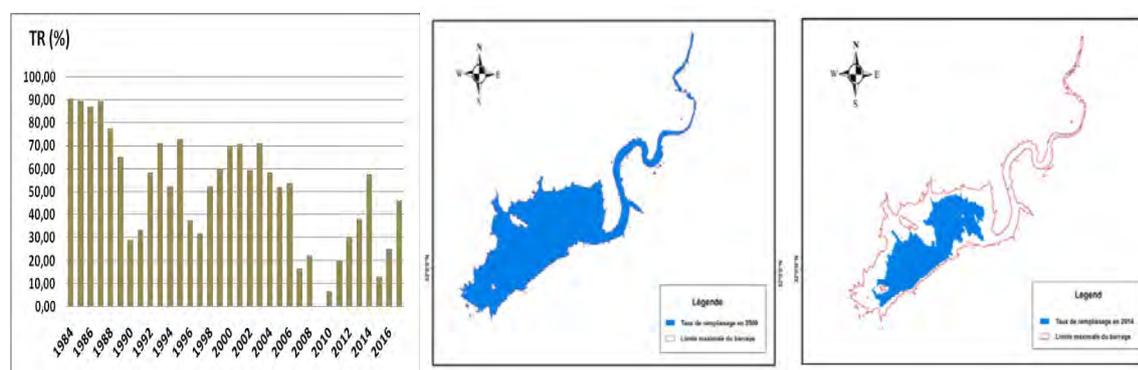


Figure 2. (à gauche): Taux de réduction (TR %) de l'étendue d'eau du barrage Hassan Addakhil en (%); **Figure 3 à 4:** Extraction à partir de l'indice NDWI de l'étendue du barrage d'eau pendant la période des hautes eaux (mois d'avril) en 2009 (au milieu) et en 2014 (à droite).

La variation du taux de réduction de l'étendue du lac du barrage en fonction de la durée de l'intensité de la sécheresse est présentée sur le tableau 4.

Tableau 4: Intensité de la sécheresse pendant la période septembre-mars et taux de réduction (TR %) d'étendue d'eau du barrage Hassan Addakhil (période 1983-84 à 2016-17) (voir tableau 3 pour la légende)

Année	Barrage Hassan Addakhil	Foum Tillicht	Foum Zaabel	Zaouiyet Sidi Hamza	Mzizel	Rich	TR (%)	
1983/1984							90,34	
1984/1985							89,53	
1985/1986							86,61	
1986/1987							89,36	
1987/1988							77,29	
1988/1989							64,92	
1989/1990							29,14	
1990/1991							33,28	
1991/1992							58,36	
1992/1993							71,12	
1993/1994							52,44	
1994/1995							72,95	
1995/1996							37,38	
1996/1997							31,82	
1997/1998							52,22	
1998/1999							59,58	
1999/2000							69,63	
2000/2001							70,53	
2001/2002							59,46	
2002/2003							71,07	
2003/2004							58,21	
2004/2005							51,86	
2005/2006							53,65	
2006/2007							16,52	
2007/2008							22,27	
2008/2009							0,00	
2009/2010							6,69	
2010/2011							19,87	
2011/2012							30,32	
2012/2013							38,19	
2013/2014							57,48	
2014/2015							13,03	
2015/2016							25,22	
2016/2017							46,38	
	Moyenne							50,20

Si les résultats obtenus montrent une certaine dépendance entre l'intensité de la sécheresse climatique et le TR (%) de l'étendue du barrage Hassan Addakhil, on décèle des contradictions pour certaines années où le TR (%) est maximum alors que l'ensemble des stations enregistrent des périodes pluviométriques humides (ex. 1984-85, 1988-89). De même, des TR% faibles sont relevés pour des années où la sécheresse a été transcrite au niveau de toutes les stations (ex. 2007-2008, 2010-2011, 2013-2014 et 2015-2016).

Conclusion

Les fluctuations interannuelles et la variabilité spatiale de l'intensité de la sécheresse climatique en milieu aride oasien du bassin de Ziz (plaine de Tafilalet) n'explique qu'une partie des variations de l'étendue du lac du barrage Hassan Addakhil. Le contexte climatique subdésertique de la zone d'étude conjugué aux influences montagneuses du Haut Atlas peuvent expliquer certaines discordances au niveau des résultats. D'une part, nous supposons que la demande évaporatoire de l'air en ces milieux subdésertiques joue un rôle primordial dans les variations de l'étendue du barrage, d'autre part, les contributions neigeuses sur les sommets du haut Atlas semblent agir sur le remplissage du barrage. Une prise en compte de ses deux facteurs peuvent, sans doute, apporter des explications significatives aux résultats obtenus.

Bibliographie

Ghenim A. N., et Megnounif A., 2011 : Caractérisation de la sécheresse par les indices SPI et SSFI (nord-ouest de l'Algérie). *Revue scientifique et Technique*. LJEE N°18 . Juin, 59-77.

Guijarro J. A., 2014 : User's guide to climatol An R contributed package for homogenization of climatological series Version 2.2. State Meteorological Agency (AEMET), Balearic Islands Office, Spain, 33 p.

- Guijarro J. A., 2018 : Homogenization of climatic series with Climatol Version 3.1.1. State Meteorological Agency (AEMET), Balearic Islands Office, Spain, 20 p.
- Hayes, M.J., Svoboda, M.D., Wilhite, D.A., Vanyarkho, O., 1999: Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**(3), 429-438.
- Isendahl N., Schmidt G., 2006: *Drought in the Mediterranean: WWF Policy Proposals*. Ed. WWF/Adena (Spain). 41 p.
- McKee, T.B., Doesken N.J., et Kleist J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. In : Eighth Conference on Applied Climatology, Anaheim. California. 17- 22 January. Boston, American Meteorological Society, 179-184.
- McFeeters S. K., 1996: The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, **17**, 1425-1432.
- Potop, V., Boroneanþ, C., Moňný, M., ětipánek, P., et Skalák, P., 2013: Observed spatiotemporal characteristics of drought on various time scales over the Czech Republic. *Theoretical and Applied Climatology*, **115**(3-4), 563-581. doi:10.1007/s00704-013-0908-y
- Pradhan S., Sehgal V.K., Das D.K. et Singh R., 2011 : Analysis of meteorological drought at New Delhi using SPI. *Journal of Agrometeorology*, **13** (1): 68-71.
- Stour L., et Agoumi A., 2008 : Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies. *Hydroécol. Appl.* Tome **16**, pp. 215 - 232.
- Verpoorter C., Kutser T., Tranvik L. (2012). Automated mapping of water bodies using Landsat multispectral data. *Limnology and Oceanography: Methods*, **10**, 1037-1050.