

90^{ième} anniversaire de l'Université Roumaine de Cluj



Avant Propos

Ce numéro spécial de « Geographia Technica » rassemble, par ordre alphabétique, les contributions scientifiques, dont la présentation est prévue au cours du XXII^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), du 1^{er} au 5 septembre 2009 à Cluj-Napoca.

L'Association Internationale de Climatologie (AIC) est un organisme fondé en 1988 pour promouvoir les recherches en climatologie et les contacts entre climatologues francophones du monde entier. Les réunions et les colloques qu'elle organise sont à cet effet des pôles de promotion de la discipline et d'échange d'informations scientifiques.

En cette année 2009, la Faculté de Géographie de l'Université « Babes-Bolyai » de Cluj-Napoca a l'honneur d'organiser le XXII^e colloque de l'AIC. Cette événement coïncide avec la célébration du 90^{ième} anniversaire de l'Université Roumaine de Cluj.

*Sans penser que le climat mondial va pour le mieux actuellement, le thème principal de ce colloque intitulé : « **Extrêmes climatiques : genèse, modélisation et impacts** », invite les participants à présenter les résultats de leurs travaux sur les sous-thèmes suivants :*

- ✓ *Genèse des extrêmes climatiques ;*
- ✓ *Analyse et modélisation des extrêmes climatiques ;*
- ✓ *Risques, impacts et gestion des extrêmes ;*
- ✓ *Les extrêmes dans le contexte du changement climatique.*

Il semble bien que cette thématique est riche et enrichissante puisque nombreuses ont été les contributions.

Ionel HAIDU

90^{ième} anniversaire de l'Université Roumaine de Cluj



Comité local d'organisation :

Prof. dr. Andrei MARGA – recteur de l'Université « Babeș-Bolyai »

Prof. dr. Dănuț PETREA – doyen de la Faculté de Géographie

Conf. dr. Florin MOLDOVAN - Université « Babeș-Bolyai »

Dr. Iulian HOLOBĂCĂ - Université « Babeș-Bolyai »

Dr. Adina CROITORU - Université « Babeș-Bolyai »

Assist. Gabriela ROTAR - Université « Babeș-Bolyai »

Drd. Marcel MATEESCU - Université « Babeș-Bolyai »

Drd. Bogdan DAVID - Université « Babeș-Bolyai »

Coordination :

Prof. dr. Ionel HAIDU - Université « Babeș-Bolyai »

ANALYSE ET MODELISATION DES EXTREMES DE TEMPERATURE AU NIVEAU DE QUELQUES STATIONS TYPES DU NORD OUEST ALGERIEN

B. ABDERRAHMANI¹; M. HAOUARI²; A. DOBBI³; M. HADJEL⁴, N. HASSINI⁵

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

² *Office National de la météorologie*

³ *Département de mécanique, Université de Ouargla*

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

⁵ *Département de biologie, Faculté des Sciences, Université d'Es-Sénia, BP 1524 Oran*

Email : belaid1822@yahoo.fr, dobbi100@yahoo.fr, hadjel100@yahoo.fr, hassininour@yahoo.com

Résumé: *Le caractère permanent de la température lui confère un rôle déterminant en bioclimatologie. Ses valeurs minimale et maximale revêtent un intérêt particulier du fait qu'elles soient quelques fois liées à une situation météorologique "à risque", pouvant générer des phénomènes exceptionnels souvent dommageables tels les vagues de chaleur ou de froid. Ainsi, la canicule de l'été 2003 en France s'est soldée par un nombre important de décès parmi les personnes vulnérables tels que les malades ou les personnes âgées. En décembre 2004, une vague de froid, accompagnée de fortes gelées a causé d'importants dommages aux cultures maraîchères dans la région de Ain Defla (Algérie). D'où l'intérêt porté dans cet article à l'analyse des extrêmes de température en Algérie. Ceci permet d'apprécier le risque d'occurrence de tels événements extrêmes et par suite d'en limiter les impacts souvent sévères sur des secteurs sensibles tels que l'agriculture, les ressources en eau ou la santé.*

Mots clés : *températures extrêmes, canicule, vague de froid, agriculture*

Abstract: *Analysis and modelling of the extremes of the temperature at level of some station portrayed by the Algerian North West. The permanent character of the temperature confers it a determining role in bioclimatology. Its minimal and maximal values present a particular interest, due to the fact that they are often connected to a severe meteorological situation, which could generate often harmful and exceptional phenomena such as heat or cold waves. So, the scorching of the summer 2003 in France ended by an important number of deaths among the vulnerable persons such as the patients or the old persons. In December 2004, a cold spell, accompanied with severe frosts caused important damages in vegetable farmings in the Ain Defla region (Algeria). Hence, the interest to carry out in this article the analysis of the extreme temperatures in Algeria. This allows to appreciate the risk of occurrence of such extreme events and to limit the often severe impacts on sensitive sectors such as the agriculture, the water resources or the health.*

Keywords: *extreme temperatures, scorching, cold spell, agriculture*

Introduction

L'occurrence des valeurs extrêmes de température nécessite le concours de conditions météorologiques particulières, produisant des événements exceptionnels telles que les vagues de froid ou de chaleur. Celles-ci peuvent, de par leur intensité ou leur durée, générer un inconfort plus ou moins intense, à l'origine de dommages ou de graves incidents.

A défaut de pouvoir parer à de tels événements et en absence d'un modèle de prévision adapté, nous tenterons d'estimer les probabilités de leur première occurrence et celles de non dépassement de seuil. Une telle démarche s'inscrit en droite ligne de l'objectif principal visé par la prochaine conférence internationale sur le climat, consistant à « engager une action planétaire propre à réduire les risques climatiques qui menacent le bien-être des populations et compromettent l'instauration d'un développement socio-économique durable dans les pays en développement ».

Le concept d'atténuation des risques retenu dans notre étude consiste à défaire l'événement de son caractère soudain dès lors qu'il est possible d'envisager son occurrence et qu'une série de mesures appropriées puissent être prises en compte pour en limiter les effets.

L'analyse porte sur une zone caractérisée par un climat semi-aride. Certains facteurs topo climatiques ou anthropogéniques la prédisposent à de tels phénomènes ou favorisent leur occurrence.

1. Données et méthodes

La zone d'étude correspond au nord ouest algérien et englobe les localités d'Oran, Tiaret et Sidi -Bel- Abbès où sont implantées les stations d'observations météorologiques. Cette zone est limitée au Nord par la Méditerranée, au Sud par la wilaya de Béchar, à l'Est par le centre du pays et à l'Ouest par le Maroc (Figure 1). L'analyse portera sur les températures minimales et maximales recueillies aux stations indiquées sur une période commune de 10 années consécutives, de 1997 à 2006. Elle consiste à évaluer les probabilités d'occurrence de phénomènes à risque, en rapport avec la température, tels que la gelée, les vagues de chaleur et de froid. L'analyse est conduite au moyen du logiciel Instat+, principalement conçu pour le traitement de données climatiques.

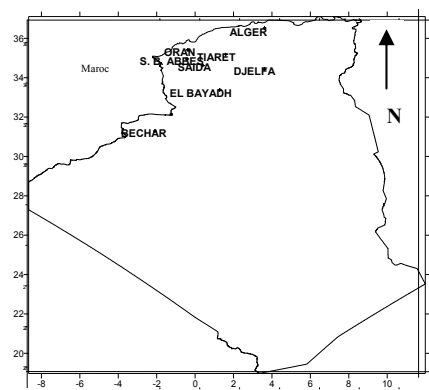


Figure 1. Carte de localisation des stations

Des macros y sont intégrées, chaque fois que nécessaire, pour compléter l'analyse. Un contrôle préliminaire de qualité des données a été également effectué à l'aide du même logiciel.

2. Résultats

Une analyse préliminaire des extrêmes de températures quotidiennes permet de repérer dans le temps les minima et maxima absolus pouvant être à l'origine d'événements climatiques particuliers, tels que les vagues de chaleur ou de froid. (tableau1)

Extrêmes absolus de température et leurs dates d'occurrence (1997-2006)

Tableau 1.

Oran				Tiaret				Sidi-Bel-Abbès			
T min	Date	T max	Date	T min	Date	T max	Date	T min	Date	T max	Date
-1.9	09 janv. 1997	39.9	7 août 1997	-5	15 janv. 1997	40.5	04 juil. 1997	-2.4	07 déc. 1997	42.8	23 juil. 1997
-1.1	24 déc. 1998	42.6	5 juillet 1998	-5.5	22 déc. 1998	40.5	05 juil. 1998	-2	16 déc. 1998	42	17 juil. 1998
-1.3	15 janv. 1999	38.3	16 août 1999	-5.5	03 fév. 1999	41.1	17 août 1999	-1.7	03 fév. 1999	44	23 août 1999
0.5	23 fév. 2000	36.7	11 août 2000	-5.6	22 janv. 2000	41.6	02 juil. 2000	-2.6	02 janv. 2000	43.1	20 août 2000
2.4	24 déc. 2001	39.5	29 août 2001	-3.9	09 déc. 2001	41.4	31 juil. 2001	-0.2	13 fév. 2001	44.9	30 juil. 2001
0.6	21 déc. 2002	39.6	30 août 2002	-4.6	01 fév. 2002	40.6	20 juil. 2002	-2.5	02 fév. 2002	42.4	25 juin 2002
5	01 fév. 2003	41.4	24 août 2003	-7.1	01 fév. 2003	41.5	21 juil. 2003	-2.9	23 déc. 2003	43.4	19 juil. 2003
-0.5	01 janv. 2004	40.4	19 août 2004	-7.6	28 déc. 2004	40.6	27 juin 2004	-4.8	28 déc. 2004	43.3	23 août 2004
-0.2	28 déc. 2005	39.8	23 août 2005	-11.4	27 janv. 2005	41.4	16 juil. 2005	-9.3	27 janv. 2005	43.3	07 août 2005
-0.1	13 janv. 2006	39.2	25 juin 2006	-5.6	15 janv. 2006	39.7	22 juin 2006	-2.8	14 janv. 2006	41.5	18 juil. 2006

Ainsi, les mois de décembre, janvier et février sont favorables à l'occurrence de gel en régions intérieures (Tiaret et Sidi-Bel-Abbès). En revanche, la période juillet-août enregistre les grandes chaleurs de l'été où les températures maximales moyennes dépassent souvent 40 °C (figure 2). En zone côtière, les températures minimales absolues sont plus clémentes, avec un minimum absolu de l'ordre de -2°C observé en janvier. Les moyennes mensuelles des températures minimale et maximale, calculées sur la période précitée présentent une distribution normale. Les bâtonnets indiquent, pour chaque mois de l'année, l'étendue de variation du paramètre considéré. La forte concentration des températures maximales autour d'une moyenne de 35°C en juillet laisse entrevoir de fortes probabilités d'avènement de vagues de chaleur durant ce mois.

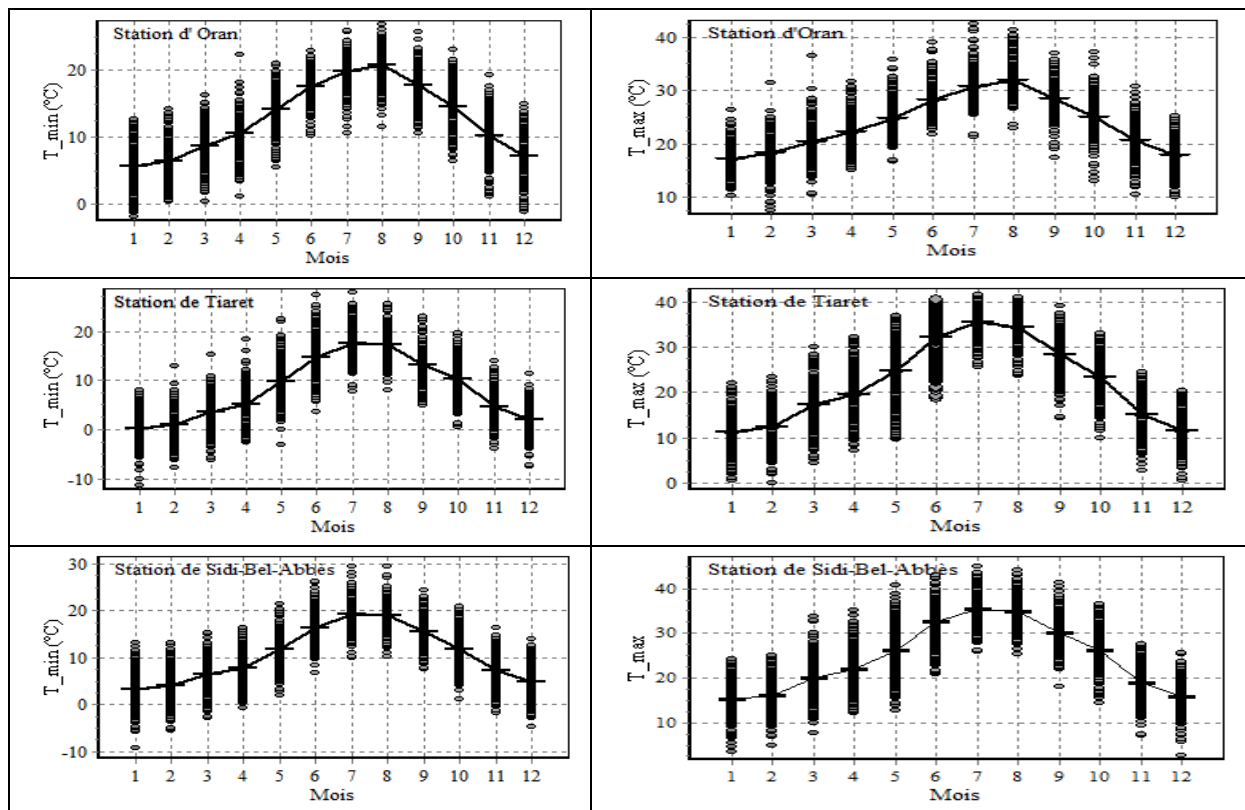


Figure 2. Distribution des températures moyennes minimales et maximales au niveau des Stations d'Oran, de Tiaret et de Sidi Bel-Abbès (moyenne 1997-2006)

2.1. Occurrence de gel

Cet aléa climatique qui survient habituellement en automne et au printemps, correspond à une température minimale de l'air inférieure ou égale à zéro °C, prélevée sous abri météorologique conventionnel. Il peut causer d'importants dégâts aux cultures. En général, les premières gelées d'automne et les dernières gelées de printemps constituent des contraintes climatiques qui délimitent la période favorable à leur développement. Il est capital pour les agriculteurs de disposer de telles informations pour l'entame des campagnes agricoles et le choix de cultures à cycle adapté. Dans un premier temps, il importe d'apprécier l'importance d'un tel phénomène dans chacune des zones considérées. Le décompte annuel des jours de gelée du tableau 2 ci-dessous montre la prépondérance de ce phénomène dans les régions intérieures.

Nombre annuel de jours de gelée aux trois stations considérées

Tableau 2.

Année	Oran	Tiaret	Sidi-Bel-Abbès
1997	8	61	8
1998	2	56	21
1999	4	43	9
2000	0	38	26
2001	0	21	1
2002	0	44	16
2003	0	76	8
2004	4	36	10
2005	1	50	41
2006	2	43	12

2.2. Vagues de chaleur

Ce sont les extrêmes météorologiques qui affectent le plus le bien être et la santé. Ainsi le stress thermique résultant d'une hausse de température peut provoquer l'épuisement, voire une dégradation

de l'état de santé, aboutissant à la mort. Ces périodes à forte élévation de température constituent les vagues de chaleur. Elles se définissent comme des épisodes renfermant le plus grand nombre de jours consécutifs où la température maximale atteint ou dépasse 35°C. (André J.C et al. 2004). Cette définition intègre de la sorte la persistance du phénomène dont l'effet accroît celui de la chaleur dans la sensation d'inconfort. Cependant, d'autres seuils de température peuvent être adoptés, compte tenu de la perception relative de la chaleur selon l'espace et le temps. Il est toutefois admis que dans la plupart des pays, l'être humain peut s'accommoder d'une gamme de températures allant de 17°C à 31°C. (OMM N°892, 1999). Au delà de ce seuil, c'est la durée d'action de la température qui détermine la dangerosité du phénomène. C'est pourquoi nous avons estimé les durées maximales continues des vagues de chaleur (figure 3). On note une variabilité qui va de pair avec le degré de continentalité des localités considérées. Le littoral oranais semble, quant à lui, prémuni d'une telle calamité, malgré la canicule particulièrement remarquable de l'été 2003.

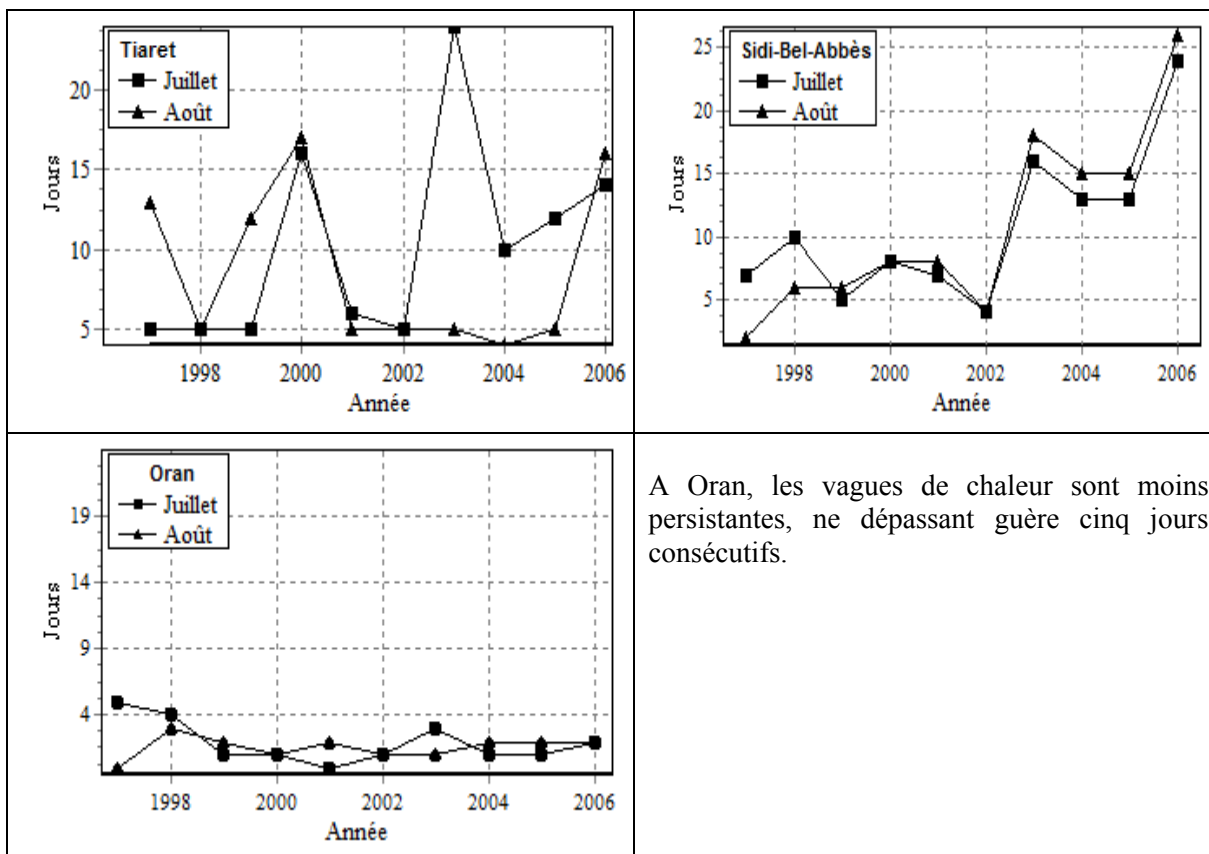


Figure 3. Durées maximales des vagues de chaleur en juillet et août de la période 1997-2006.

Pour caractériser l'occurrence du phénomène durant la période estivale à la station de Tiaret, nous avons procédé, pour le mois de juillet, à un ajustement des durées des vagues maximales de chaleur par la loi de probabilités empirique. Le tableau 3 ci-dessous donne les probabilités de non dépassement d'une vague de chaleur de durée déterminée.

Probabilités empiriques de non dépassement de seuil à Tiaret

Tableau 3.

Seuil (Jours)	5	6	10	12	14	16	24
Probabilité de non dépassement	0.09	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9

Notons que la loi empirique a permis un meilleur ajustement des données, comparativement aux autres lois d'ajustement disponibles dans Instat+ (Figure 4). Ainsi, en juillet, la probabilité qu'une vague de chaleur dépasse 16 jours consécutifs est de 20% à la station de Tiaret.

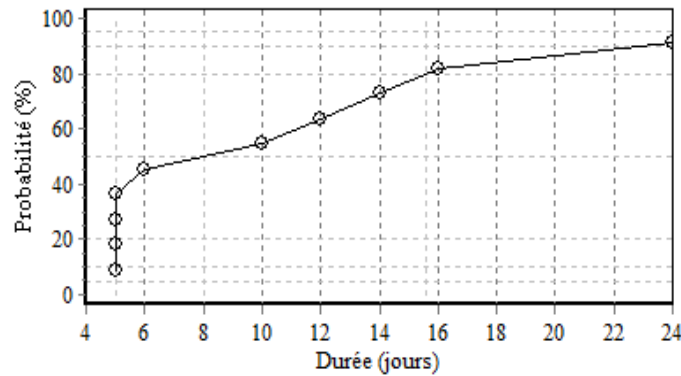


Figure 4. Ajustement des vagues maximales de chaleur par une loi empirique en juillet

2.3. Vagues de froid

Une vague de froid est un refroidissement important de l'air ou une invasion d'air très froid sur une vaste région de quelques jours à quelques semaines (OMM, 2000). En plus de leurs effets sur la santé, les vagues de froid affectent de nombreux secteurs de l'économie, en particulier les transports, l'énergie et l'agriculture. Ainsi, au centre du pays, la vague de froid de décembre 2004, accompagnée de fortes gelées, a endommagé 6.000 serres agricoles, soit un manque à gagner de près de 180.000 tonnes de tomates. Nous définissons un jour froid comme étant un jour où la température minimale sous abri est égale ou inférieure à 0°C. De même, une vague de froid est d'autant plus intense que les températures sont plus faibles et qu'elles perdurent dans le temps. Ceci étant, les durées maximales des vagues de froid en période hivernale sont représentées en figure 4 ci-après, pour chacune des trois stations.

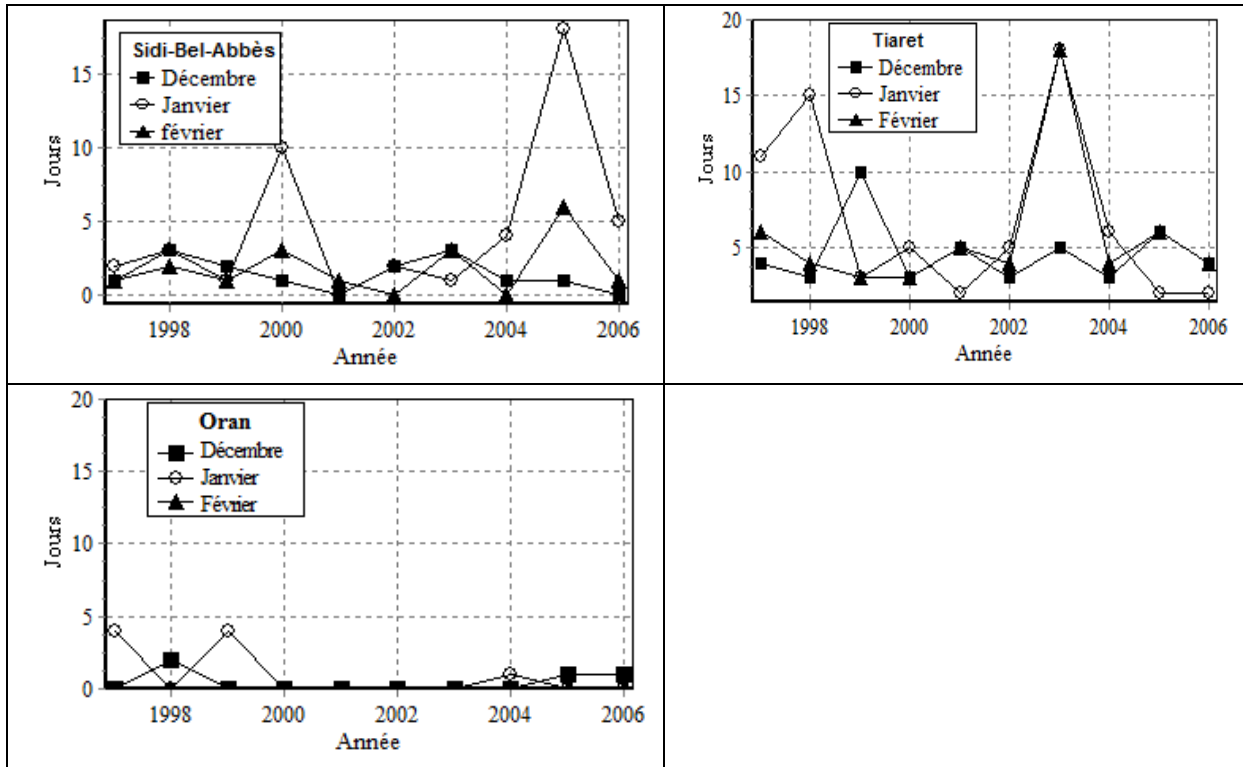


Figure 4. Durées maximales des vagues de froid en décembre, janvier et février.

De rares vagues de froid, ne dépassant pas cinq jours consécutifs sont observées dans le littoral oranais. Le phénomène est plus fréquent et plus intense dans les deux autres localités, avec une prépondérance durant le mois de janvier et un caractère plus accusé dans la région de Tiaret.

Conclusion

Les phénomènes engendrés par les extrêmes de température ont souvent des conséquences aussi fâcheuses les unes que les autres. Alors que sous d'autres latitudes, les vagues de froid affectent aussi bien la santé que l'agriculture et d'autres domaines ; sous nos climats, c'est apparemment le secteur primaire qui demeure plus exposé, voire plus vulnérable à un tel phénomène climatique. Les vagues de chaleur, quant à elles, constituent une source d'inquiétude pour les personnes en charge de la veille sanitaire. Toutefois, leur persistance et leur intensité dépendent largement des facteurs géographiques locaux, en particulier l'effet modérateur de la mer dans les régions littorales. Enfin, même si ces aléas surviennent à des périodes préférentielles bien connues des climatologues, leur prévision reste malheureusement difficile à établir.

Bibliographie

- Ambrosi P., Houcarde J.C., 2002 : Evaluer les risques climatiques : ambiguïté de l'information et effets de croyance, *Risques*, n°50, pp. 61-73.
- André J.C., Déqué M., Rogel P. et Planton S., 2004, La vague de chaleur de l'été 2003 et sa prévision saisonnière, *C. R. Geoscience*, **336**, 491–503
- Brown S.J., Caesar J., Ferro C.A.T., 2008: Global changes in extreme daily temperature since 1950. *Journal of Geophysical Research*, **113**, 13 March.
- Hundecha Y., St-Hilaire A., Ouarda T.B.M.J., El Adlouni S., Gachon P., 2008: A nonstationary extreme value analysis for the assessment of changes in extreme annual wind speed over the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2745-2759.
- Leroux M., 2000 : *La dynamique du temps et du climat*, éditions Dunod (Paris), 366p
- Nogaj M., Yiou P., Parey S., Malek F., Naveau P., 2006: Amplitude and frequency of temperature extremes over the North Atlantic region. *Geophysical Research Letters*, **33**, No 10, 17 May.
- OMM, 1999. *Le temps, le climat et la santé*, n° 892
- Stuart Coles, 2001: *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values* Springer, 227p

ESTIMATION DE L'OCCURRENCE DES INTENSITES HORAIRES DES PLUIES. EXEMPLE DU CENTRE-EST TUNISIEN

A. ABDERRAHMEN

Université de Tunis, FSHS,

94, Bd. du 9 avril 1938, 1007 Tunis, Tunisie

Unité de Recherche « GREVACHOT, 01/UR/02-12 »

Email : abdelkhalekabderrahmen@yahoo.fr

Résumé : *A partir des données pluviographiques relatives à 5 stations du Centre-Est de la Tunisie, nous avons dressé des courbes IDF (Intensité –Durée-Fréquence). Celles - ci sont très utiles pour la réalisation de nombreux projets d'aménagement hydraulique, dans la mesure où elles permettent d'estimer l'occurrence des intensités horaire des pluies. Notre échantillon montre une variation des intensités horaires au niveau de tous les pas de temps et pour toutes les périodes de retours et il montre surtout la prédominance de fortes intensités pour les averses de courte durée.*

Mots-clés : *Pluviographie, intensité, courbe IDF, Tunisie*

Abstract: *Estimation of the occurrence of the hourly intensities of rains. Example of the Tunisian Central East. From pluviographical data relative to 5 stations of the central East of Tunisia, we raised curves IDF (Intensity Durée-Fréquence). Those are very useful for the realization of many projects of hydraulic installation, as far as they allow to estimate occurrence of the hourly intensities of rains. Our sample shows a variation of the hourly intensities at the level of all the steps of time and for all the periods of returns and it shows especially the prevalence of strong intensities for the downpours of short duration.*

Keywords: *Pluviography, intensity, bend IDF, Tunisia*

Introduction

L'information sur la pluviométrie est d'une importance capitale pour les projets d'aménagement hydraulique ou hydrologique. Les aménageurs ont besoin de connaître les paramètres de la pluie probable afin de dimensionner les ouvrages qu'ils projettent ou qu'ils entretiennent. Les données pluviographiques et leur analyse statistique sont d'un grand intérêt dans ce domaine. A partir de ce type de données, il est possible d'établir des lois de comportement qui lient l'intensité, la durée et la fréquence d'apparition des pluies qui peuvent être représentées selon des courbes caractéristiques dites courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF). Il s'agit souvent d'une famille de courbes, dont chacune représente une certaine fréquence d'occurrence ou une certaine période de retour exprimée en années.

Ce travail tente d'estimer l'occurrence des fortes intensités des pluies dans la région du Centre-Est de la Tunisie à partir des courbes IDF. La région du Centre-Est, malgré son climat semi-aride, est souvent affectée par de très fortes intensités horaires atteignant parfois des valeurs excessives.

1. Données et méthodes

1.1 Données de base

Cette étude est fondée sur les données pluviographiques de 5 stations appartenant à l'Institut National de la Météorologie (INM), et l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Les stations de l'INM sont équipées en pluviographes mécaniques à augets basculeurs de type M.N R5 302, avec une bague réceptrice de 2000 cm², et les stations de l'IRD sont dotées d'un type de pluviographe automatique de type Œdipe. Les données couvrent une période de 15 années (1990-2004) sauf pour la station d'El Oglia et celle d'El Moudhi pour 10 ans seulement (1995-2004), la nomenclature des stations s'affiche dans le tableau 1 et leurs emplacement dans la figure 1.

Nomenclature des station

Tableau 1.

Station	Latit. Nord	Long. Est	Altitude (m)	Nb d'années	Organisme
Monastir	35° 40'	10° 45'	12	15	INM
Kairouan	35° 40'	10° 06'	59.6	15	INM
Sfax	34° 43'	10° 41'	21	15	INM
El Moudhi	35° 14'	09° 50'	290	10	IRD
El Oglâ	36° 11'	10° 05'	154	10	IRD

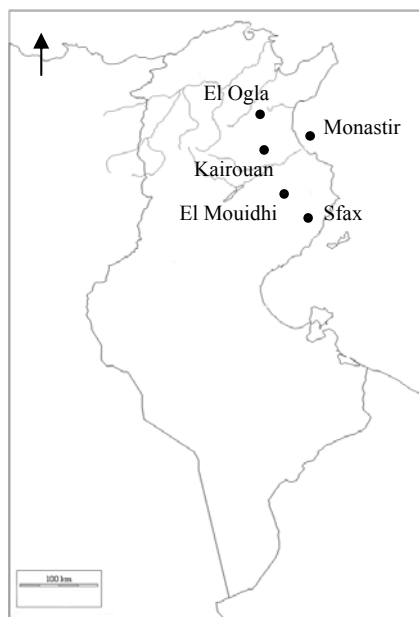


Figure 1. Localisation des stations

1.2 Méthodologie

Dans un premier temps, nous avons considéré une averse comme étant un intervalle pluvieux compris entre deux intervalles secs de durée supérieure ou égale à 30 minutes. C'est-à-dire, deux averses sont considérées comme distinctes si l'intervalle de temps qui les sépare est supérieur ou égale à 30 mn.

Le principe de l'élaboration des courbes IDF consiste à déterminer les étapes suivantes :

- Choisir différentes durées de référence Δt en minutes (5' ; 10' ; 15' ; 30' ; 45' ; 60' ; 90' ; 120' ; 180')
- Sélectionner pour chaque station les 15 plus fortes intensités enregistrées au cours de la période étudiée pour les différentes durées Δt et leurs occurrences.
- Ajuster les séries d'intensités maximales et déterminer la loi adéquate pour des durées de référence de 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 120 et 180 min.
- calculer à partir de l'ajustement des intensités maximales Δ_i (quantiles) pour différentes périodes de retour T ($T = 2 ; 5 ; 10 ; 20 ; 50$ et 100 ans) et leurs probabilité de non dépassement (fréquence). Le calcul des fréquences (F) des 10 plus fortes intensités pour les périodes de retour T s'effectue en utilisant les formules suivantes :

$$F = 1 + 1 / \lambda * \text{Log} (1 - 1/Tx)$$

Avec : λ = nombre des valeurs de l'échantillon/ nombre des années de l'observation

T_x = période de retour

- Les couples de valeurs « intensités extrêmes Δi ; durée Δt » ont été portés sur un diagramme dont les deux coordonnées sont logarithmiques.

- Les résultats figurent souvent sous la forme des courbes donnant $i = f(t)$ pour différentes périodes de retour T . L'équation de la courbe

$$I = \alpha t^{-\beta} \quad \text{devient} \quad \log I = -\beta \log t + \log \alpha$$

2. Résultats

2.1 Ajustement

La loi de Gumbel paraît a priori la mieux adaptée pour l'ajustement statistique des échantillons des fortes valeurs des intensités observées durant la période étudiée et pour les différentes durées d'observation (tableau 2). Cependant, et rarement, l'ajustement de cette loi aboutit à des résultats parfois très surestimés d'une durée à l'autre.

Lois adéquates adaptées pour l'ajustement statistique des échantillons

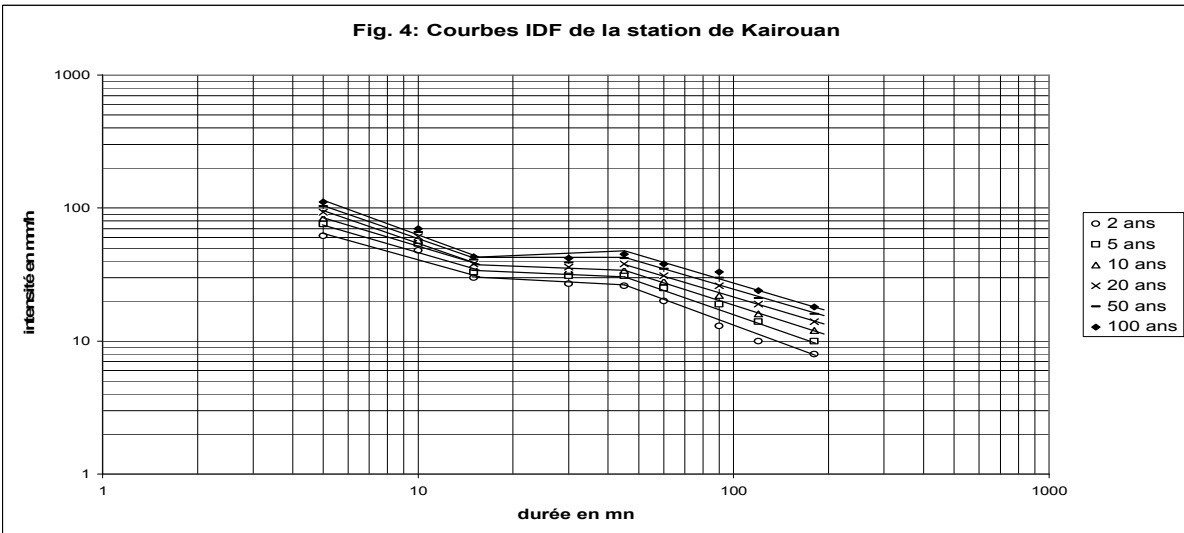
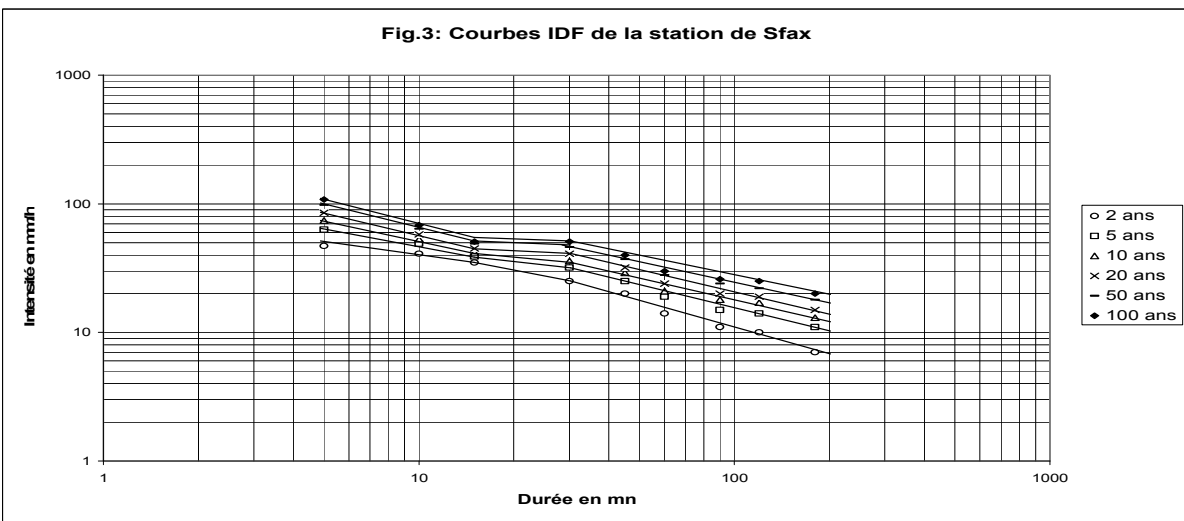
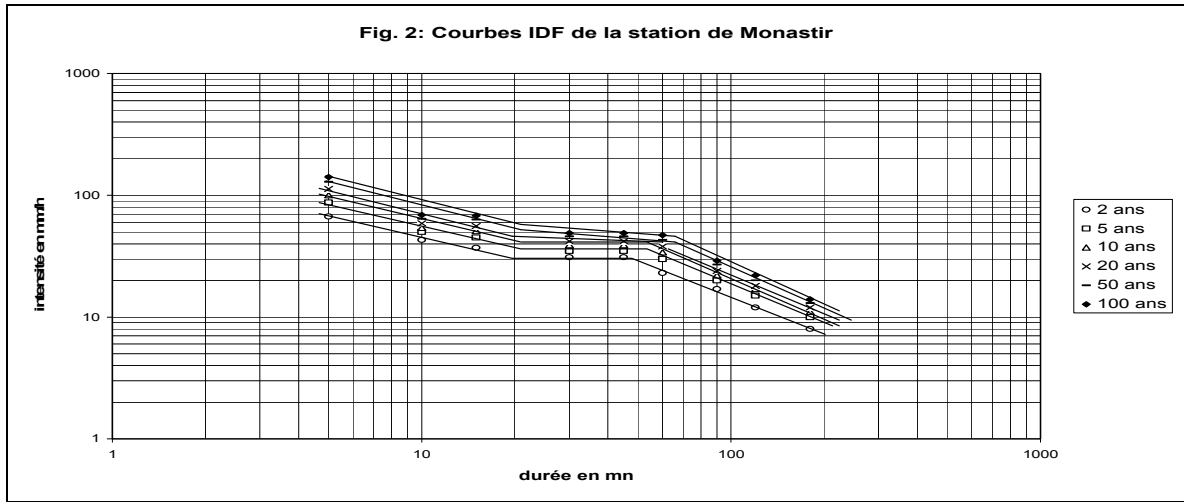
Tableau 2.

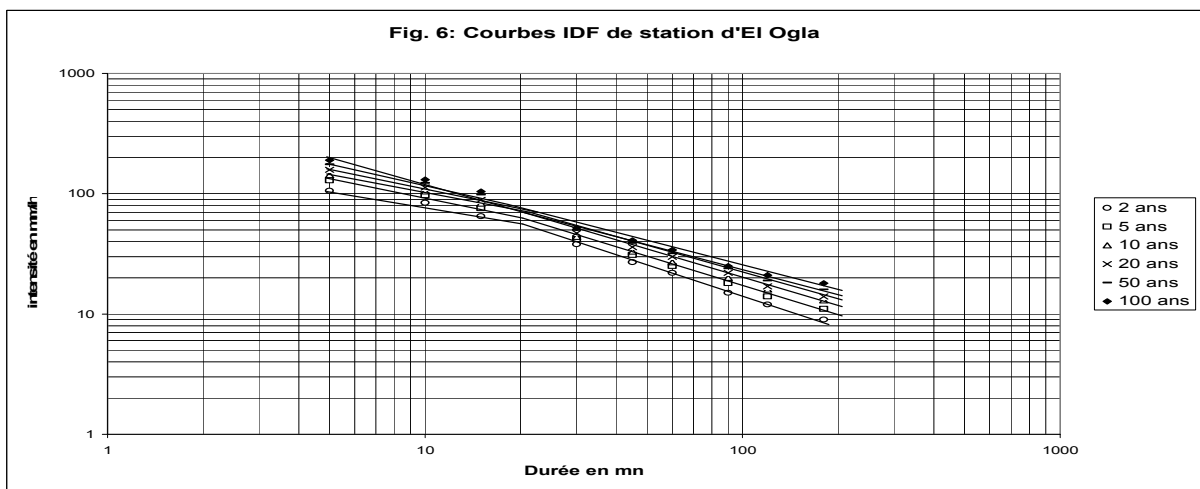
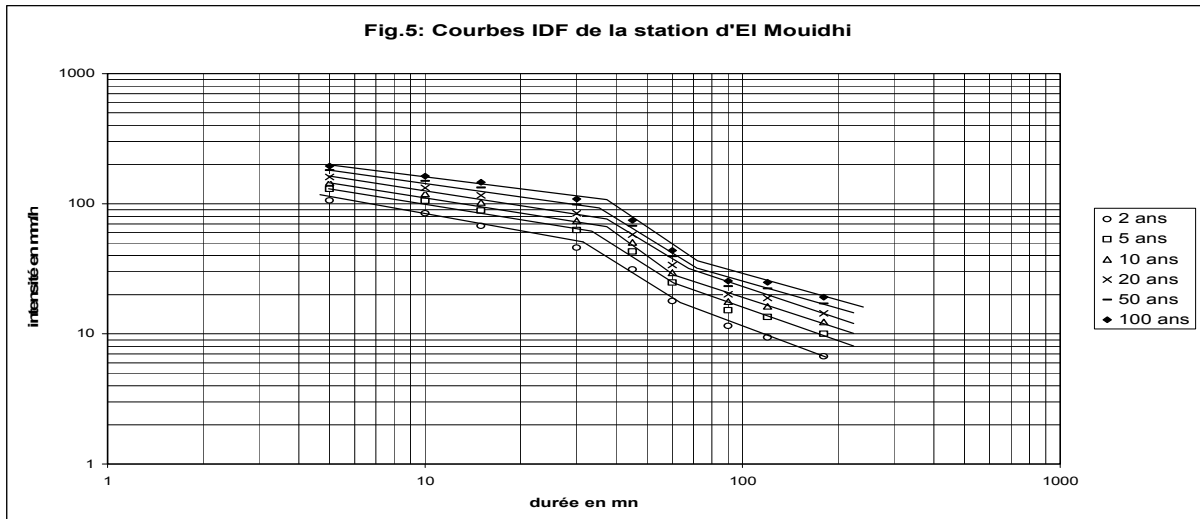
	5'	10'	15'	30'	45'	60'	90'	120'	180'
Monastir	Gumbel	Gumbel	Log.nor	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Log.nor
Kairouan	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Fuites	Gumbel	Gumbel
Sfax	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Refusé
El Oglia	PearsonIII	PearsonIII	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Fuites	Gumbel	Gumbel	Gumbel
El Moudhi	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Gumbel	Log.nor	Gumbel	Gumbel

2.2 Intensités Durées Fréquences

Les figures: 2, 3, 4, 5 et 6 permettent de tirer les remarques suivantes :

- La plupart des courbes IDF montrent des pentes de valeurs négatives, ce qui indique que les intensités horaires des averses s'atténuent généralement lorsque la durée de l'averse augmente.
- Au niveau de la station d'El Moudhi et celle d'El Oglia, les valeurs des intensités sont les plus fortes ; ceci peut être dû à leur situation topographique (relativement élevée par rapport aux autres stations).
- La valeur de la pente change nettement lorsque nous passons de courtes durées (5', 10' et 15') vers les durées moyennes (30', 45' et 60') et de cette dernière vers les longues durées (90', 120' et 180').
- Les averses de courte durée (inférieure ou égale à 15 mn) disposent d'une forte intensité supérieure à 30 mm/h pour une occurrence de moins 10 ans. À partir d'une occurrence de 10 ans les intensités des averses de courtes durées deviennent très importantes dépassant 100 mm/h surtout pour la durée de 5 minutes.
- L'intensité des averses de moyenne durée (entre 15 à 60 mn) horaire oscille entre 30 et 50 mm/h pour une période de retour inférieure à 20 ans et plus que 50 mm/h pour une occurrence de 50 et de 100 ans.
- L'intensité des averses de longues durées (plus que 90') dépasse rarement 30 mm/h. Elle oscille dans la plupart des cas entre 10 et 30 mm/h.





Les fortes intensités horaires dans cette région de la Tunisie, qui reçoit, en moyenne annuelle moins de 400 mm de pluie, ne sont pas donc un phénomène exceptionnel. La figure 7 donne un exemple de ces fortes intensités enregistrée dans la station d'El Ogla le 17/05/2000 (Abderrahmen, 2008)

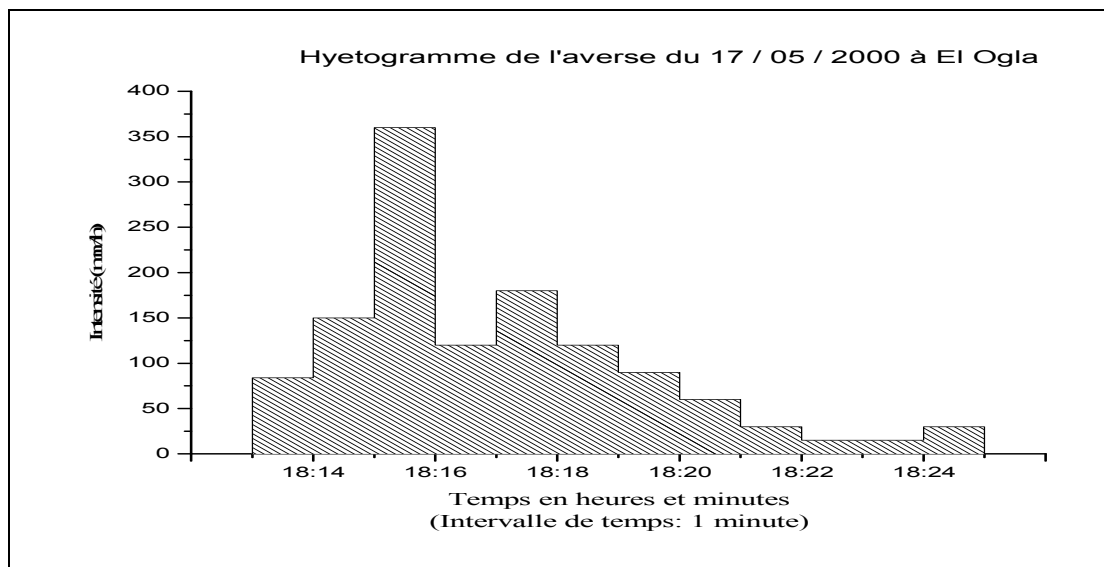


Figure 7. Exemple d'une intensité forte enregistrée pendant une courte durée (station El Ogla)

Ce type d'averses est souvent occasionné par des situations de convection orageuse ou de « retour d'est » qui rabattent sur la Tunisie de l'air saharien qui s'est fortement chargé en humidité sur la Méditerranée (Hénia et Melki 2000, Abderrahmen, thèse en cours). La figure 8 donne un exemple de ces fortes intensités enregistrée dans la station d'Eséghir à 30 km à vol d'oiseau de la station d'El Ogla.

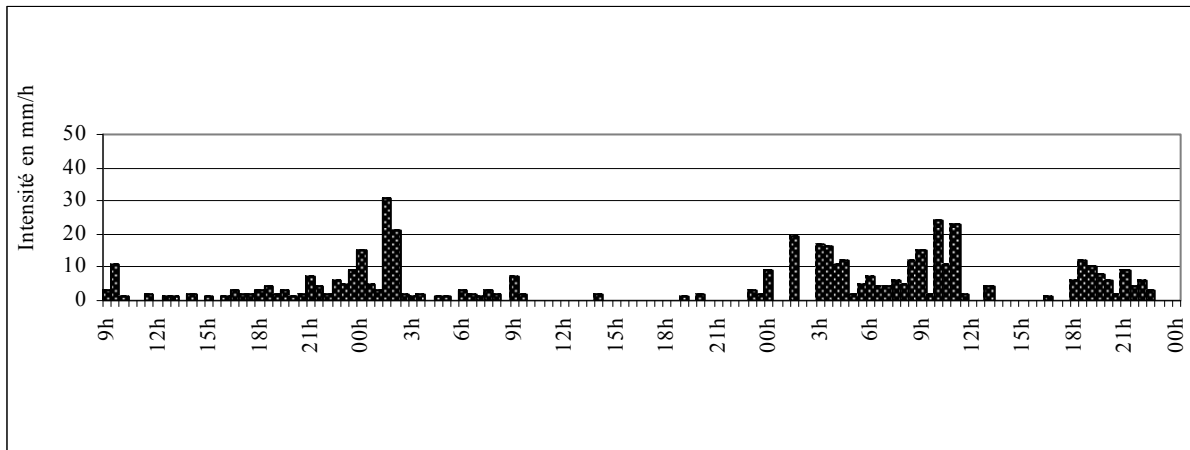


Figure 8. Hyetogramme des averses du 27-28-29/11/99 dans la station d'Eséghir (pas de temps 30mn)

Conclusion

Nous pouvons déduire que les séries de données pluviographiques retenues malgré leur taille moyenne ont permis d'élaborer des courbes IDF. La loi de Gumbel paraît la plus indiquée pour l'ajustement. Deux ruptures de pente s'observent, dans la plupart des cas, entre les intensités de faibles durées et celles de moyennes durées et entre celles-ci et les intensités de longues durées. Les fortes intensités caractérisent surtout les averses de courtes durées. L'altitude et l'exposition à la mer semblent favoriser les fortes intensités des averses.

Bibliographie

- Abderrahmen A., 2008 : Exemples d'averses de très fortes intensités, *Atlas de l'eau en Tunisie*, dir. Latifa HENIA, Publication de l'Université de Tunis, FSHS, p. ???
- Abderrahmen A., (thèse en cours) : *Les intensités des pluies dans la Tunisie orientale*, FSHSH, Université de Tunis, 306p.
- Bedel J.A., 1980, Essais d'ajustements régionaux sur les intensités de pluie, in *La Météorologie 5ème série n°20-21 numéro spécial « précipitations et hydrologie »*, p 151-160.
- Henia L., El Melki T., 2000 : Circulation de « retour d'Est » et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale, *Publication de A.I.C vol 13*, p 120-127.
- Lubes H., Masson J.M., Raous P., Tapiou M., 1995 : *Safarhy : logiciel de calculs statistiques et d'analyse fréquentielle adapté à l'évaluation du risque en hydrologie*, Manuel d'utilisation, l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération et Université Montpellier II, 105p.
- Masson J.M., 1980 : Analyse d'une longue série pluviographiques Montpellier Bel Air 1920-1971, in *La Météorologie 5ème série n°20-21 numéro spécial « précipitations et hydrologie »*, p 105-118
- Zitouni M.T., 1996 : *Etude des Intensités Durées Fréquences (I.D.F) de la station du Kef DRE*, Commissariat Régionale au Développement Agricole du Kef, 14p.
- Zitouni M.T., 2002 : *Méthodes d'ajustement statistique*, Commissariat Régionale au Développement Agricole du Kef, 12 p.

INFLUENCE DE LA PEJORATION PLUVIOMETRIQUE SUR LES PRODUCTIONS AGRICOLES AU TOGO

E. ADEWI¹, K.M.S. BADAMELI¹ et V. DUBREUIL²

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

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

Résumé : *Les relations entre les indices pluviométriques saisonniers et les fluctuations agricoles (productions et rendements) au Togo sur la période 1982-2007, ne montrent pas de résultats très significatifs. L'étude de la confrontation des rythmes pluviométriques décennaux et les besoins en eau décennaux des différents stades végétatifs du maïs pris en exemple, met en évidence les effets du dérèglement pluviométrique sur la satisfaction des besoins en eau du maïs à chaque stade végétatif de son développement. Elle montre que la péjoration pluviométrique affecte souvent la période critique au stress hydrique du ou des maïs de 1982 à 2007. Aussi, les périodes de déficit pluviométrique décennaux identifiées coïncident-elles avec la période très sensible au stress hydrique, d'où l'insatisfaction des besoins en eau des cultures sur le plan agroclimatique certaines années.*

Mots clés : *péjoration pluviométrique, fluctuations agricoles, stress hydrique, période critique*

Abstract: *Influence of rain pejoration on agrarian productions in Togo. The relations between the seasonal pluviometric indices and the agricultural fluctuations (productions and outputs) do not show very significant results. The study of the confrontation of the decadal pluviometric rates/rhythms and the decadal requirements out of water for the various vegetative stages for corn taken in example, highlight the effects of the pluviometric disordered state on the satisfaction of the requirements out of water for corn at each vegetative stage for its development. It shows that pluviometric pejoration often assigns the critical period to the hydrous stress of corn of 1982 to 2007. Also, the identified periods of pluviometric deficit decadal coincide they with the period very sensitive to the hydrous stress, from where dissatisfaction of the requirements out of water for the cultures on the plan agroclimatic certain years.*

Key words: pluviometric pejoration, agricultural fluctuations, hydrous stress, critical period

Introduction

L'agriculture togolaise à l'instar de celle des pays de la sous-région ouest-africaine est de type pluvial. Depuis les années 70, l'économie togolaise a été caractérisée par de faibles rendements agricoles et une tendance à la baisse de la pluviométrie. L'irrégularité des répartitions temporelles des précipitations et l'hétérogénéité de leur distribution spatiale constituent aujourd'hui les caractéristiques essentielles de la pluviométrie au Togo. Ce régime pluviométrique reste très contrasté par rapport à celui très pluvieux de la période 1950-69 dont a bénéficié l'agriculture togolaise.

La variabilité pluviométrique sur ces deux périodes (1950-69 et 1970-2000) (préciser lesquelles) montre que l'agriculture togolaise traverse une crise pluviométrique depuis trois décennies maintenant. Notre intérêt de géographe nous conduit à voir dans quelle mesure les récoltes sont concernées par cette péjoration pluviométrique.

1. Méthodes et données

L'étude des relations entre la pluviométrie et les résultats agricoles (production et rendement) à l'échelle nationale est possible en corrélant les précipitations avec les productions et les rendements de chaque culture de 1982 à 2007. Cependant, il semble difficile d'utiliser un indice pluviométrique entièrement représentatif du Togo, notamment à cause des effets de compensation entre les différentes zones pluviométriques. En effet, les précipitations sont très variables de la côte à la plaine septentrionale en passant par la zone montagneuse atakorienne (Figure 1). Toutefois, la corrélation entre les indices pluviométriques et agricoles, pour chaque préfecture, est possible. En utilisant les résultats agricoles préfectoraux, plusieurs scénarii se prêtent à l'analyse.

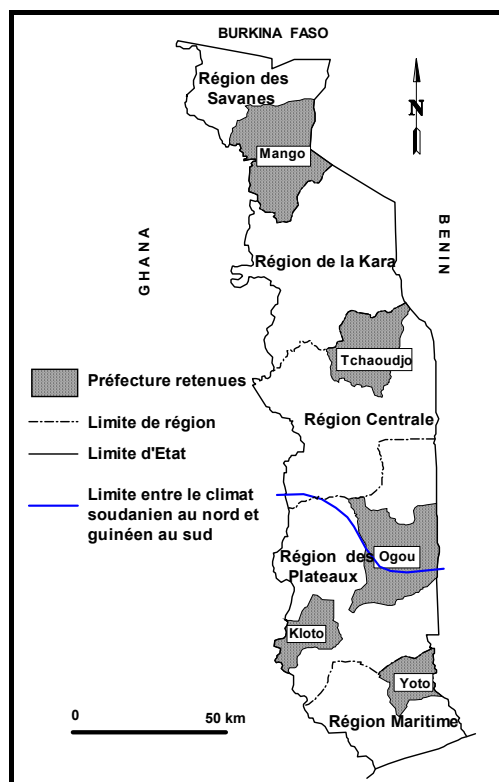


Figure 1. Carte de localisation et de répartition des différentes préfectures retenues et de la limite climatique au Togo (Source : Adewi *et al.*, 2008).

D'abord, la corrélation linéaire simple peut être pratiquée pour les préfectures topographiquement homogènes, ou alors pour les préfectures dont on est certain que la production provient uniquement d'un seul milieu. La deuxième possibilité est de corréler les productions d'une seule culture à la fois pour toutes les préfectures concernées avec l'indice pluviométrique. Ceci permettrait de comparer les préfectures entre elles pour une culture donnée. Mais dans les deux cas, l'analyse est confrontée à la disponibilité de données de pluies et de productions agricoles pouvant permettre d'étendre l'analyse sur toutes les préfectures. Ainsi, compte tenu de la forte variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie, de la spécificité agricole et de la disponibilité des données, cette étude est alors conduite spécifiquement dans les préfectures représentatives des zones pluviométriques et disposant à fois des données pluviométriques et agricoles de 1982 à 2007 : Yoto, Kloto, Ogou, Tchaoudjo et Oti (Figure1).

Les données de pluie sont celles des stations pluviométriques des préfectures correspondantes respectives : Tabligbo, Kloto, Atakpamé, Sokodé et Mango. Ces données pluviométriques de chaque station doivent être aussi représentatives que possible de l'ensemble de la préfecture. Bien évidemment cette contrainte est difficilement réalisable et vérifiable, d'où une certaine prudence dans l'interprétation des résultats issus des corrélations.

Nous avons utilisé deux indices agricoles. Le premier indice correspond aux résidus de la régression linéaire par rapport au temps de la production et du rendement du maïs, sorgho, riz, igname, manioc, arachide et niébé. Préciser les cultures en question : arachide, igname, maïs, manioc, niébé et sorgho. Ces résidus décrivent la variabilité des productions et des rendements agricoles qui n'est pas liée au temps ; ils correspondent aux écarts entre les valeurs observées et les valeurs que l'on aurait pu trouver si le changement au cours du temps était simplement de nature linéaire (Rome, 1998). Pour chaque culture, on calcule l'indice agricole de 1982 à 2007. Le second indice agricole correspond aux résidus normalisés annuels (centrés réduits) afin d'éliminer les effets de poids. Les indices pluviométriques sont représentés par les anomalies centrées réduites des précipitations des saisons pluvieuses.

Pour déterminer le déficit (excès) de satisfaction des besoins en eau du maïs, nous avons d'abord calculé les différentes quantités de pluies décadaires à partir des dates de semis prédéterminées. Les besoins en eau optimum décadaires des différentes variétés calculées à partir de l'ETP et du Kc nous ont permis de dégager les déficits (excès) hydriques des différentes phases végétatives en calant le cycle du maïs sur le cycle pluviométrique décadaire.

2. Résultats

2.1. Corrélation entre les indices agricoles des cultures et les indices pluviométriques de 1982-2007

Les relations significatives sont obtenues entre les productions du maïs et du manioc et les précipitations à Sokodé. L'on note aussi des relations linéaires significatives entre les indices de production du maïs et du niébé et les indices pluviométrique à Mango, puis entre la production du manioc et les pluies à Tabligbo (tableau 1).

Les corrélations significatives sont obtenues entre les rendements du niébé et les précipitations saisonnières à Mango et à Sokodé. Les indices du rendement du sorgho sont aussi corrélés aux indices pluviométriques à Mango. A Atakpamé, sont corrélés les rendements d'igname et du maïs et les pluies.

Il existe une relation positive ou négative faible entre les anomalies pluviométriques et les accidents agricoles. En effet, d'une part, les anomalies pluviométriques sont associées à des diminutions ou à des augmentations sensibles des résultats agricoles (relation positive) et d'autre part, l'analyse montre une dépendance entre les résultats agricoles qui diminuent ou augmentent lorsque les pluies sont excédentaires ou déficitaires (relation négative).

Résultats des corrélations linéaires entre les indices pluviométriques et les indices agricoles.
En gras : valeurs significatives au seuil de 0,05%

Tableau 1.

	Mango		Sokodé		Atakpamé		Kloto		Tabligbo	
	Production	Rendement	Production	Rendement	Production	Rendement	Production	Rendement	Production	Rendement
Maïs	0,385	-0,210	-0,516	-0,338	-0,232	0,375	0,097	0,151	-0,302	-0,260
Sorgho	0,146	-0,442	-0,071	-0,184	0,211	-0,083	-	-	-	-
Riz	0,151	0,301	-0,218	-0,271	-0,366	-0,357	-	-	-	-
Igname	-0,101	-0,311	-0,063	0,158	-0,052	0,377	-0,327	-0,374	0,024	0,270
Manioc	-	-	-0,525	0,059	0,320	0,360	-0,170	0,269	-0,453	-0,228
Arachide	0,140	-0,347	0,116	-0,235	0,239	-0,203	-	-	0,144	0,189
Niébé	0,533	-0,471	0,199	-0,421	-0,042	-0,040	0,046	-0,328	-0,105	0,167

Les résultats de la corrélation linéaire des écarts à la tendance de chaque culture et l'indice pluviométrique montrent souvent qu'il n'existe statistiquement pas de relation significative entre l'indice agricole et l'indice pluviométrique.

Comment alors comprendre que les différentes corrélations ne présentent pas de dépendance marquée entre la variabilité pluviométrique et les fluctuations agricoles ? Faut-il comprendre que la péjoration pluviométrique actuelle est sans effets sur les différentes cultures vivrières au Togo ?

En réalité, la relation pluie-production agricole est une relation très complexe. La pluviométrie constitue, certes un facteur limitant, mais d'autres éléments ou facteurs pas toujours visibles agissent

d'une manière décisive sur la production agricole. Par ailleurs, les paysans ne subissent pas la péjoration pluviométrique sans réagir. Ainsi, sur toute l'étendue du territoire et face à la crise pluviométrique, les paysans et les différents services d'encadrement tentent par diverses stratégies d'atténuer l'impact de la péjoration pluviométrique. Ainsi, l'analyse des rendements doit tenir compte des innovations technologiques apportées pour juguler la récession pluviométrique et pour améliorer la productivité agricole.

En somme, la complexité des facteurs de production et les diverses stratégies adaptatives masquent, *a priori*, la relation directe pluie-production et l'impact de la péjoration pluviométrique sur les rendements agricoles. Ceci suggère la nécessité de travailler à une échelle de temps plus petite que la saison. De plus, l'étude des relations complexes entre le climat et la végétation n'atteint un niveau d'explication quasi intégrale que par la prise en considération des rythmes physiologiques de la plante confrontés aux rythmes pluviométriques. C'est cette confrontation que nous avons réalisée entre les rythmes pluviométriques décennaux et les besoins en eau décennaux des différents stades végétatifs du maïs pris en exemple.

2.2. Rendements maïsicoles fortement perturbés par la péjoration pluviométrique

L'étude de la confrontation met en évidence les effets du dérèglement pluviométrique sur la satisfaction des besoins en eau du ou des maïs à chaque stade végétatif de son ou de leur développement. La figure 2 résume les différentes situations de satisfaction (insatisfaction) des besoins en eau des différentes phases de développement du ou des maïs dans les stations retenues. Il ressort de l'analyse que les conséquences du stress hydrique se manifestent de plusieurs manières.

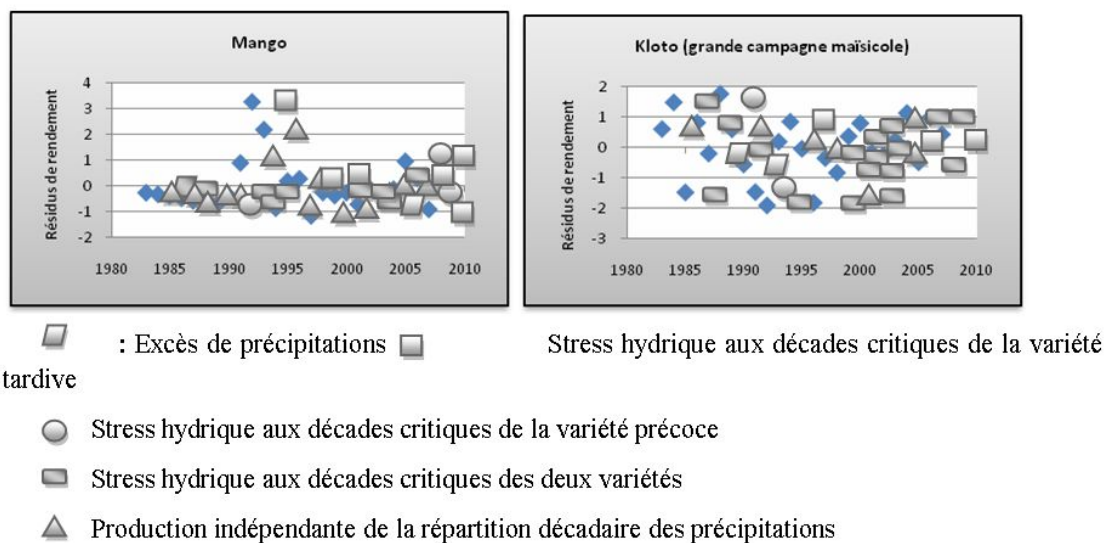


Figure 2. Distribution de l'influence de la péjoration pluviométrique sur la maïsiculture de 1982 à 2007

La figure ci-dessous montre les situations d'insatisfaction des besoins en eau des maïs précoce et tardif à Atakpamé. Faire une phrase pour annoncer la figure 3.

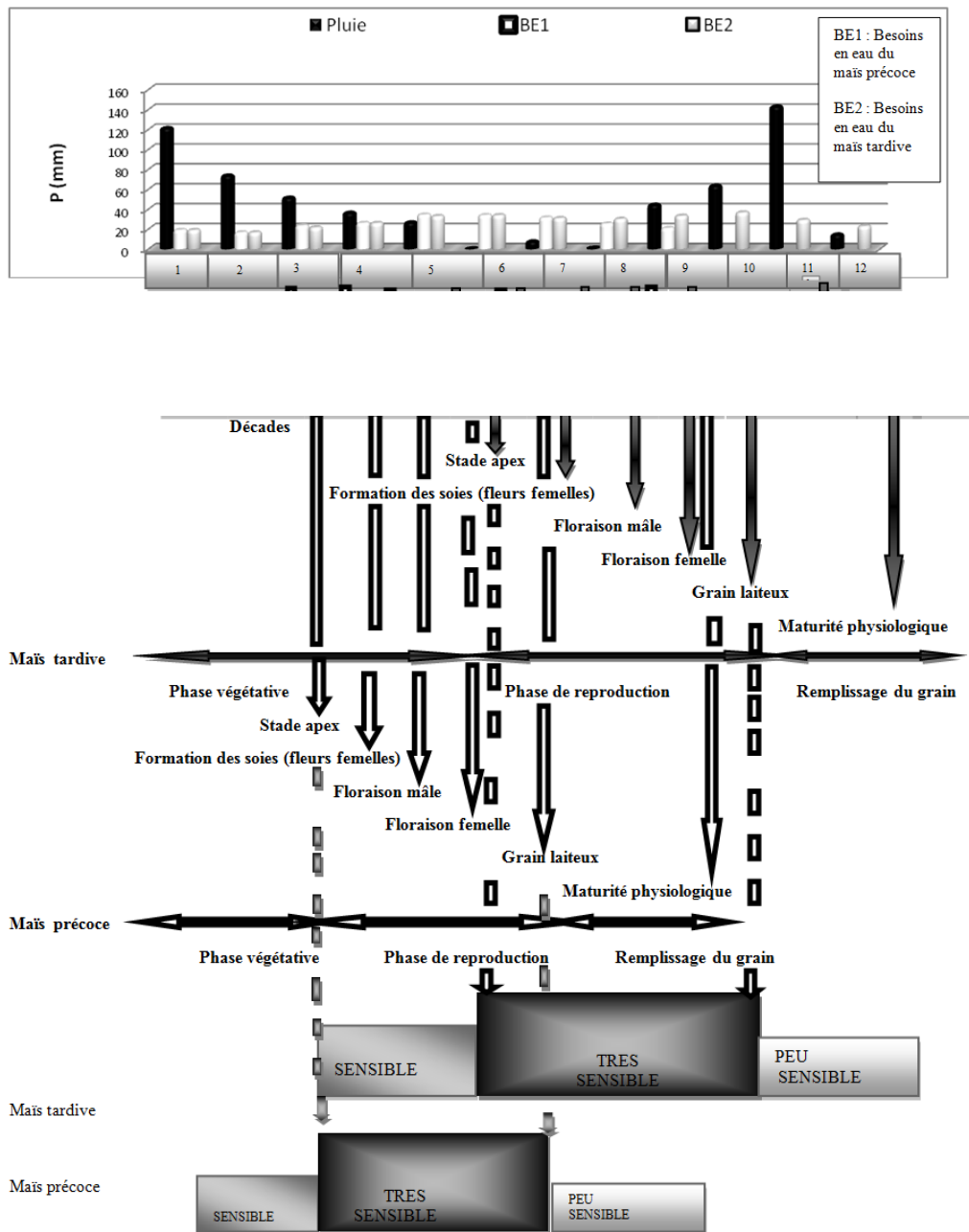


Figure 3. Périodes de sensibilité du maïs de 120 et 90 jours au stress hydrique au cours de la saison agricole 1983 à Atakpamé

Aussi, la saison maïsicole 1983 à Atakpamé a-t-elle connu des excès de pluies durant les deux premières décades. Ces précipitations auraient donc nui à la germination, à la levée et la croissance des jeunes plants. Conséquemment, on observerait la pourriture des semences, des levées de maïs inégales, une croissance difficile suite à l'engorgement des sols qui provoquerait l'asphyxie des plants et le développement des adventives. A partir de la 5^{ème} décade, les précipitations ont complètement changé de tendance. Aussi, les 5^{ème}, 6^{ème}, 7^{ème} et 8^{ème} décades qui correspondent aux différentes périodes particulièrement sensibles au stress hydrique sont-elles totalement déficitaires. Ce déficit hydrique

autour de la floraison réduirait sans nul doute les rendements maïsicoles. C'est ce qui confirme Tardieu *et al.* (2007) en affirmant que si le stress hydrique dure pendant la floraison mâle et l'élongation de l'épi, avant la floraison femelle, les pertes peuvent atteindre 20 voire 45%. Toutefois, poursuit-il le stade le plus crucial en terme de répercussions économiques est celui où les soies sortent de l'épi et où le pollen est libéré de la panicule. Un manque d'eau à ce stade précis peut entraîner une chute de production de plus de 75%. De plus, il est possible que le déficit hydrique nuise à la synchronisation entre la libération du pollen et la présence de soies réceptives. Le stress hydrique qui persiste après la pollinisation et la fécondation peut aisément faire avorter les grains aux stades de pré gonflement et de gonflement ou les empêcher de bien se remplir. Enfin, les épisodes pluvieux fréquents et parfois abondants auraient rendu les récoltes de la variété tardive difficiles et occasionné beaucoup de pertes.

Conclusion

Les relations entre la pluviométrie saisonnière et l'agriculture à l'échelle préfectorale sont envisagées grâce à la méthode de corrélation linéaire. Les relations entre les indices pluviométriques saisonniers et les fluctuations agricoles (production et rendement) ne montrent pas de résultats très significatifs. L'étude de la confrontation met en évidence les effets du dérèglement pluviométrique sur la satisfaction des besoins en eau du maïs à chaque stade végétatif de son développement. Elle montre que la péjoration pluviométrique affecte souvent la période critique au stress hydrique du maïs de 1982 à 2007. Aussi, les périodes de déficit pluviométrique décennales identifiées coïncident-elles avec la période très sensible au stress hydrique, d'où l'insatisfaction des besoins en eau des cultures sur le plan agroclimatique certaines années.

En somme, la péjoration pluviométrique augmente le risque de mauvaise récolte et constitue une contrainte pour les communautés rurales. Cependant, ce risque climatique ne représente, bien entendu, qu'une partie des risques encourus par l'agriculteur.

Bibliographie

- Adewi E., Badameli K.M.S et Dubreuil V., 2008 : Evolution des saisons des pluies potentiellement utiles au Togo de 1950 à 2004, *Actes du XXI^{ème} colloque de l'Assoc. Intern. de Climatologie*, **18** 73-78.
- D'Arvor D., Dubreuil V., Meirelles M. et Simoes P., 2008 : Détection de situation à risque pour la culture de soja à partir de données satellitaires TRMM MODIS, *Actes du XXI^{ème} colloque de l'Assoc. Intern. de Climatologie*, **18**, 99-104.
- Rome S., 1998 : Part de la variabilité climatique sur les fluctuations de la production agricole au Pérou. Thèse de Doctorat, Université Paris VII-Denis Diderot, 324 pages.
- Tardieu F., Cruziat P., Durand J.F. Triboï E. et Zivy M. , 2007 : Perception de la sécheresse par la plante. Conséquences sur la productivité et sur la qualité des produits récoltés. ESCO, Sécheresse et agriculture, - Chapitre 1.1, 49-67.

ASPECTS SUR LES RISQUES GENERES PAR LA GRELE DANS LES MONTS APUSENI

M. ALEXE¹, O. GACEU², M. VLAICU², I. H. HOLOBACA¹

¹ Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie

² Université de Oradea, 1, Universitatii, Oradea, Bihor, Roumanie.

Email: malexe@geografie.ubbcluj.ro, holobaca@geografie.ubbcluj.ro, gaceu@yahoo.com, vlaicu@igri.ro

Résumé: La grêle est un phénomène météorologique dangereux qui peut produire des dégâts importants, surtout pour l'agriculture mais aussi pour d'autres activités socio-économiques. La genèse de ce phénomène ainsi que ces spécificités sont analysées ici pour les Monts Apuseni. Dans cette région montagneuse les paramètres de la grêle sont influencés par le relief et surtout par l'altitude et l'exposition. Même si la valeur des dégâts est moins importante que dans les régions basses, la grêle peut détruire en quasi totalité les cultures de subsistance qui y sont pratiquées.

Mots-clés: grêle, risque, genèse, durée.

Abstract: Aspects on risks generated by hail in the Apuseni Mountains. Hail is a dangerous meteorological phenomenon which can produce huge damages in agriculture and also in other social-economic activities. The genesis of this phenomenon and its specific parameters are analyzed here in the Apuseni Mountains. In this area hail is influenced by the relief, altitudes and slope exposition. Even if there are no important damages of hail in the mountains than in the lower areas, it still can destroy the subsistence agriculture.

Keywords: hail, risk, genesis, period

Introduction

Les Monts Apuseni appartient à la chaîne des Carpates Roumaines. Ils sont situés à l'ouest de la Roumanie. Ce sont des moyennes montagnes avec des altitudes ne dépassant 850 m d'altitude.

Pour réaliser ce travail, nous avons utilisé les données climatiques des stations météorologiques situées de part et d'autre des Montagnes Apuseni (figure 1), durant la période 1961-2000.

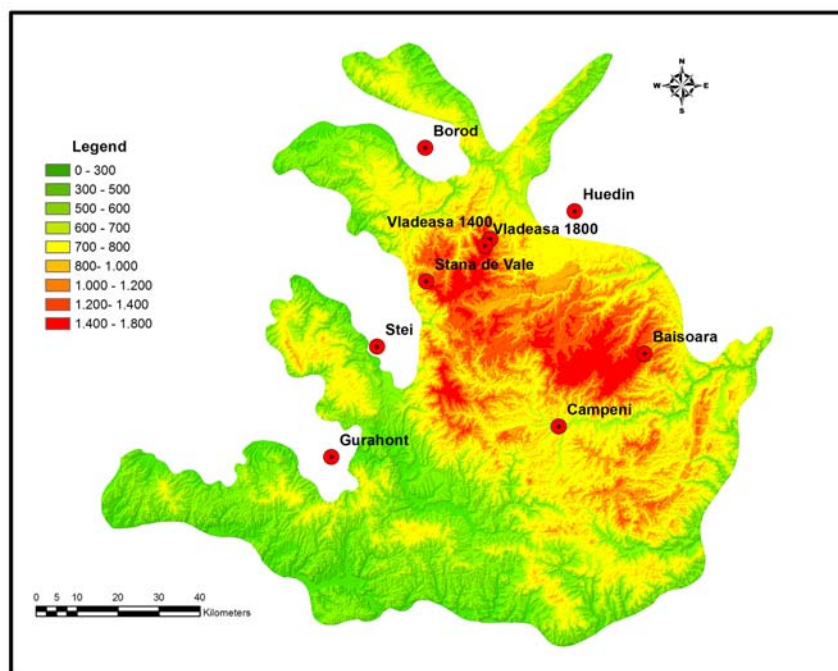


Figure 1. La position géographique des stations météorologiques

De cette analyse, il apparaît que le nombre moyen annuel et le nombre maximal de jours de grêle augmentent du pied des montagnes vers le sommet, où le phénomène se produit chaque année. L'intervalle annuel de la production de la grêle est variable selon l'altitude et l'exposition. A Huedin, l'intervalle d'occurrence de la grêle est le plus long, le phénomène pouvant s'y produire chaque mois de l'année; le plus court est à Ștei où il se produit dans l'intervalle mai-juillet. De même, ce phénomène est le plus fréquent pendant le jour, entre 13 et 17 heures dans les zones collinaires et entre 10 et 18 heures dans les zones montagneuses. Ces phénomènes sont de durées courtes mais variables, à partir de quelques minutes jusqu'à environ 15 minutes, mais suffisantes pour constituer un phénomène de risque, causant des préjudices à l'économie locale et surtout à la végétation. A l'échelle de la Roumanie, le phénomène a été longuement étudié dans la littérature spécialisée (Gugiuman, Chiriac, 1956; Bălescu, Militaru, 1964, 1965; Căpuș, 1974; Bogdan, 1978; Bacinschi et collaborateurs 1980; Iliescu, Popa, 1983; Bogdan, Niculescu, 1999; Măhăra, 2001 etc.) tant sous l'aspect génétique, que sous celui de la répartition géographique, - il n'y a aucune étude spécifique sur les Montagnes Apuseni.

1. Les principaux paramètres de la grêle

La grêle sur le territoire des Apuseni peut-être analysée à partir: du nombre annuel moyen de jours de grêle; du nombre maximal annuel de jours de grêle; de la saison favorable à la production de la grêle; de l'intervalle diurne/nocturne favorable à la production de la grêle; de la durée de l'épisode de grêle;

1.1. Le nombre annuel moyen de jours de grêle

Le nombre annuel moyen de jours de grêle dépend du degré d'instabilité des masses d'air, du contraste thermo-barique des masses d'air, du type du front, de l'exposition du relief aux rayons du soleil et aux advections d'air humide, de l'altitude, de la forme de relief et du type de la végétation etc.

Ainsi, à cause de la grande fréquence des inversions thermiques, le plus faible nombre de jours de grêle est enregistré dans les dépressions de l'Ouest, situées au pied de la montagne (0,3 jours à Ștei, 0,9 jours à Borod, 1 jour à Huedin) mais, à plus haute altitude, suite à l'intensification de la convection thermo-dynamique, le nombre de jours augmente, atteignant 9,5 jours à Vlădeasa 1800. A cause de l'effet de foehn, sur le versant opposé des montagnes, la fréquence de la grêle diminue, en passe de 3,2 jours enregistrés à Băișoara, station située à 1360 m altitude, 5 jours enregistrés à Stana de Vale, sur l'autre versant, dans une petite dépression, à 1108 m. (figure 2).

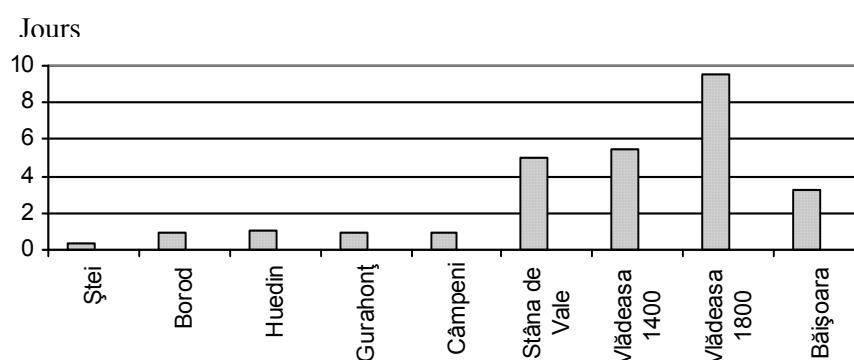


Figure 2. Nombre annuel moyen de jours de grêle dans les Montagnes Apuseni

Le phénomène ne se produit pas chaque année, cette situation est plus fréquente dans les régions périphériques et moins fréquentes dans les montagnes, donc, il a une grande variabilité non-périodique qui dépend essentiellement des caractéristiques des masses d'air et de l'altitude.

1.2. Le nombre maximal par année de jours de grêle

On peut constater la même variabilité non-périodique et distribution spatiale. Ce nombre est 3-4 fois plus grand (à Huedin, même 10 fois plus grand) que le nombre annuel moyen. Ainsi, dans les régions basses, au pied des montagnes sont enregistrés 2-10 jours, tandis qu'aux plus hauts sommets le nombre maximal de jours de grêle peut atteindre 8-30 jours par année (figure 3), ayant donc, une probabilité beaucoup plus élevée. Notez que, par opposition aux régions basses, à Stana de Vale, Băișoara et Vlădeasa, le phénomène est plus fréquent, de sorte que, à ces stations, les années sans grêle sont extrêmement rares.

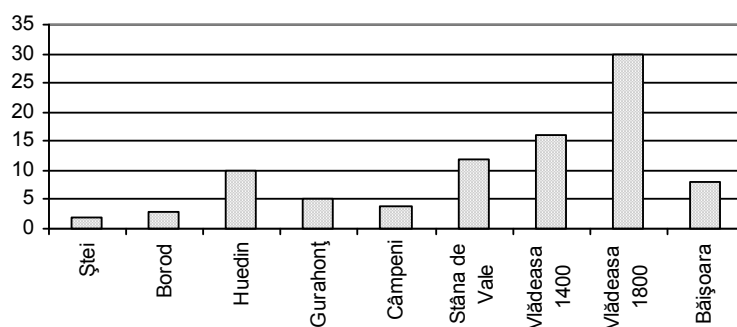


Figure 3. Nombre maximal par année de jours de grêle dans les Montagnes Apuseni

1.3. L'intervalle annuel favorable à la production de la grêle

La grêle se produit pendant la plus chaude période de l'année, généralement d'avril à octobre, lorsque l'instabilité des masses d'air est plus grande, avec certaines différences qui dépendent de l'altitude, de l'exposition à la circulation des masses d'air, des conditions locales. Ainsi, dans les régions basses, collinaires, la production de la grêle est possible de février à novembre. Le plus long intervalle favorable à la production de la grêle est à Huedin, où elle peut se produire n'importe quel mois et le plus court intervalle est à Ștei, où l'intervalle moyen favorable à ce phénomène est réduit aux mois de mai à juillet (tableau 1).

Nombre moyen par mois de jours de grêle (période)

Tableau 1.

Station	Intervalle annuel moyen favorable à la production de la grêle											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Gurahonț (177 m)	-	0,1	-	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	-	-	-	-
Ștei (265 m)	-	-	-	-	0,1	0,1	0,1	-	-	-	-	-
Borod (333 m)	-	-	-	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	-	-	-	-
Huedin (560 m)	0,1	-	-	0,1	0,3	0,1	0,1	-	-	-	0,1	0,1
Cămpeni (591 m)	-	-	-	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	-	-	-	-
Stâna de Vale (1108 m)	-	-	-	0,7	1,4	1,3	0,6	0,5	0,2	0,1	-	-
Băișoara (1360 m)	-	-	-	0,3	0,8	1,1	0,4	0,4	0,1	0,1	-	-
Vlădeasa 1400 (1404 m)	-	-	-	0,5	1,8	1,5	0,8	0,3	0,3	0,7	-	-
Vlădeasa 1800 (1836 m)	-	-	-	0,4	2,0	2,9	2,1	1,7	0,4	0,1	-	-

(Source: données traitées d'après les Archives A.N.M.)

Comme indiqué dans le tableau 1, le nombre moyen de jours de grêle par mois dans les Apuseni ne dépasse pas 3 jours et il est enregistré en juin, tandis que le nombre maximal peut atteindre des valeurs plus élevées: de 6 à 11 jours aux mois de juin-juillet, comme indiqué dans le tableau 2. Les 2 tableaux montrent que la grêle se produit le plus fréquemment au mois de juin (puis en mai et juillet), quand la fréquence des masses d'air maritimes humides, plus froides et plus instables est plus élevée.

Nombre maximal par mois de jours de grêle (période)

Tableau 2.

Station	Intervalle annuel maximal favorable à la production de la grêle											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Gurahonț (177 m)	-	1	-	1	2	1	3	2	-	1	1	-
Ștei (265 m)	-	-	-	1	1	1	2	1	-	-	-	-
Borod (333 m)	-	-	-	1	2	1	2	2	1	-	1	-
Huedin (560 m)	3	1	-	2	2	2	1	1	-	-	2	4
Câmpeni (591 m)	-	-	-	2	2	2	2	2	1	-	-	-
Stâna de Vale (1108 m)	-	-	1	5	6	4	3	3	1	1	1	-
Băișoara (1360 m)	-	-	-	3	4	4	2	2	1	2	-	-
Vlădeasa 1400 (1404 m)	-	-	-	3	4	8	5	2	1	-	-	-
Vlădeasa 1800 (1836 m)	-	-	-	5	8	11	9	9	5	2	-	-

(Source: données traitées d'après les Archives A.N.M.)

1.4. L'intervalle diurne ou nocturne favorable à la production de la grêle

Parce que l'apparition de la grêle est déterminée par la convection thermique, le phénomène est plus fréquent au cours de la journée quand la surface active est fortement rechauffée, c'est-à-dire entre 13 et 17 heures dans les collines situées au pied de la montagne et entre 10 et 18 heures aux plus hauts sommets des montagnes.

Parfois la grêle se produit également pendant la nuit ou aux premières heures du matin, suite aux fronts froids qui affectent la région entre 22 et 4 heures dans les dépressions périphériques et entre 22 et 9 heures dans les montagnes proprement-dites.

1.5. La durée de la grêle

La durée moyenne de ce phénomène est variable; il peut durer entre quelques minutes et 15 minutes, la plus longue durée est enregistrée aux stations à la périphérie des montagnes.

La durée moyenne par année est de plus de 3 heures dans les montagnes et seulement 0,3 heures dans les dépressions autour des montagnes.

Face à ces valeurs moyennes, la durée maximale par année de la grêle est 2 ou 3 fois plus grande, atteignant 8 heures à Vlădeasa 1800 et 0,6-0,8 heures aux stations situées au pied des montagnes.

On peut donc conclure que, généralement, dans le périmètre des Montagnes Apuseni, la durée du phénomène de la grêle est courte et elle varie selon les conditions locales.

2. Aspects de risque

Dans les Apuseni, la grêle est un phénomène fréquent, surtout sur les sommets. Même si elle ne cause pas tant de dégâts que dans les régions de plaine, riches en cultures agricoles, la grêle est pourtant très dangereuse car elle peut surprendre les touristes, elle peut détruire totalement les cultures agricoles des montagnards qui pratiquent une agriculture de subsistance. A retenir, dans ce sens, la grêle du 24.juin.2000, qui a affecté le village de Rogojel et le hameau de Roștești des Montagnes Vlădeasa. En 15 minutes, entre 18,44 et 18,59, la grêle dont les grêlons avaient un diamètre moyen de 8 mm, accompagnée de phénomènes orageux entre 16,23 et 19,59, de vent faible à modéré (3-5 m/s) et d'averses en trois reprises (17,26 – 17,35; 18,37 – 19,06; 19,44 – 19,59) qui ont totalisé 10,6 mm, a détruit les pâturages, les cultures de pommes de terre, d'avoine, de seigle et les arbres fruitiers dont les branches ont été décimées, ainsi que les gens ont perdu tous leurs moyens de subsistance de cette année.

Une situation pareille s'est produite dans la commune Arieșeni, dans les Montagnes Bihor, pendant la nuit du 9/10. juillet 2004. La grêle et la tempête ont complètement détruit dans les villages de Bubești, Poienita et Cobleș, villages appartenant à la commune Arieșeni, 11,4 hectares de pommes de terre, 16,4 hectares de seigle, 1,5 hectares d'avoine, 5 hectares de pâturages et 0,6 hectares de légumes.

La grêle et la tempête du domaine de la commune Arieșeni ont été déterminées par le contexte synoptique suivant: en altitude, à 500 mb, la configuration des isohypses montre une pente orientée du Sud-Ouest vers le Nord-Est qui a favorisé le développement d'une circulation de la Mer Méditerranée (figure 3b) et au niveau du sol au Nord et au centre de l'Europe, ainsi qu'au centre de la Mer Méditerranée se trouvait un front atmosphérique. Ce front, étendu du Nord de l'Europe jusqu'au bassin de la Mer Méditerranée, a déterminé une forte instabilité, accompagnée d'une humidité élevée, ainsi que la pénétration de sa section froide au niveau des Montagnes Apuseni a favorisé le développement des courants de convection qui ont généré des nuages cumulonimbus, de la grêle, du vent fort et des décharges électriques.

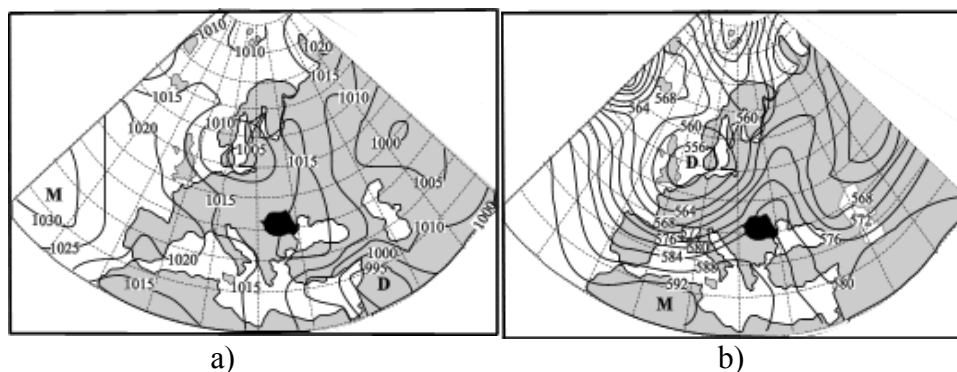


Figure 3. Conditions synoptiques qui ont favorisé la production de la grêle la nuit du 9/10 juillet 2004 dans le domaine de la commune Arieșeni: a) champ de la pression atmosphérique au sol le 09.07.2004; b) champ de géopotential au niveau de 500 mb (5500 m) le 09.07.2004 (données traitées d'après A.N.M.)

Bibliographie

Bacinschi D., Bordei-Ion N., Crețeanu V., 1980 : Un caz sever de grindină în București, în 1979. *Comunicare, Sesiune INMH / 1980*, 23-29 aprilie.

Bălescu O.I., Militaru Florica, 1964 : Studiul grindinei în R.P.P. *Cul. lucr./1962, C.S.A., I.M.*, București, 95-102.

Bălescu O.I., Militaru Florica, 1965 : Studiul aerologic al căderilor de grindină. *Cul. lucr.I.M./1963, C.S.A., I.M.*, București, 47-64.

Berbecel O., Socor Elena, Roșca V., 1970 : Concepții actuale în studierea fenomenului de evapotranspirație, *Hidrotehnica, 5*, București.

Bogdan Octavia, 1978 : *Fenomene climatice de iarnă și de vară*, Edit. Șt. și Enciclop., București, 120p.

Bogdan Octavia, 1999 : The incidence of massive cooling and heating in the west of Romania, during the 20th century, *Proc. of the Reg. Conf. of Geogr.*, Timișoara-Novi Sad-Szeged-Tübingen, Edit. Mirton, Timișoara, 97-106.

Căpuz C., 1974 : Asupra variației dimensiunilor granulelor de grindină, *Cul. lucr. Meteor./1972, I.M.H.*, București, 253-263.

Gaceu O., 2005 : *Clima și riscurile climatice din Munții Bihor și Vlădeasa*, Edit. Universității din Oradea, Oradea.

Gugiuman I., Chiriac V., 1956 : Furtuna cu grindină de la 4 august 1950 din regiunea Iași, *Analele Șt. ale Univ. „Al. I. Cuza” II, secțiunea I, II, 1-2*.

Iliescu Maria, Popa Anestina, 1983 : Particularități ale repartiției grindinei pe teritoriul R.S.R., *Studii și Cercet., Meteor., I.N.M.H.*, București, 231-245.

Măhăra Gh., 2001 : *Meteorologie*, Edit. Univ. din Oradea, Oradea, 302p.

LES AMBIANCES CLIMATIQUES MATINALES EN TUNISIE

T. ALOUANE ¹ et LATIFA HENIA ²

¹ Université du Centre, Sousse, Tunisie ; Alouane_tahar@yahoo.fr

² Université de Tunis, FSHS, UR « GREVACHOT », Tunisie ; latifahenia@yahoo.fr

Résumé: Le degré de confort, la fréquence et la variation des ambiances matinales ont des répercussions sur l'état psychosomatique des gens, sur leur activités et sur leur genre de vie (habillement, nourriture,...). Ces impacts variés et souvent importants montrent l'intérêt d'étudier ces ambiances. Dans cet article, nous essayons d'analyser la fréquence et la variation spatiotemporelle des différents types d'ambiance matinale en utilisant l'indice de Steadman qui réunit la température et la vitesse du vent. L'étude s'étend sur 15 ans et concerne quatre villes, Monastir, Kairouan, Thala et Tozeur, qui représentent les spécificités régionales du climat tunisien.

Mots-clés : Climat, Tunisie, villes, ambiances matinales.

Abstract: Morning climatic ambience in Tunisia. The degree of comfort, the frequency of the variation of the morning atmospheres have serious impact on the physical and mental condition, there activities and there daily behavior, namely garments, foods... These various and often important impacts show the relevance of studying them. In this paper, we will attempt to asses and analyze the frequency of spatiotemporal variations of sundry morning atmospheres by relying on Steadman index. That takes into account the prevailing temperature and the speed of wind. This study extends over 15 years and is relevant to 4 cities in Tunisia, namely Monastir, Kairouan, Thala, Tozeur, which represent the regional idiosyncrasies of the Tunisian climate.

Keywords: Climate, Tunisia, town, morning atmosphere.

Introduction

Temps de transition entre le jour et la nuit, le sommeil et le réveil, le repos et l'activité, l'ambiance confinée du domicile et celle de l'air libre, l'ambiance matinale conditionne en grande partie notre état psychosomatique. Cette transition est souvent difficilement vécue. En hiver, le froid du petit matin nous rend plus rétif à quitter le confort du logis. En été, le répit thermique matinal nous invite à prolonger un sommeil difficilement conquis après une nuit chaude (Alouane, 2007). Pendant les saisons intermédiaires, réputées par une variation inter journalière plus fréquente, c'est l'angoisse devant le temps qu'il fera qui domine. L'ambiance matinale joue un double rôle, de révélateur et d'amplificateur vis-à-vis des paroxysmes thermiques. Les paroxysmes froids sont révélés surtout par les minima enregistrés lors des ambiances matinales. Les personnes exposées à l'air libre subissent de plein fouet ses impacts. Les fortes canicules enregistrées souvent au cours de l'après-midi, voient leur danger accru par l'absence de répit nocturne et matinal.

Dans cette étude nous analysons le degré de confort, la fréquence et la variation des types d'ambiances matinales, ainsi que la tendance dans leur évolution. Cette étude vise à évaluer l'impact de ce passage rapide entre l'ambiance du logis souvent confortable et celle de plein air. La rapidité du changement et l'augmentation de la différence entre ces deux ambiances sont responsables de l'inconfort ressenti qui peut atteindre le seuil du danger. De fait, les ambiances matinales froides peuvent déclencher des bronchites et des gripes, raviver les douleurs chez les rhumatismaux, engendrer des stress qui affectent l'humeur, le rendement du travail manuel et intellectuel et soumettre les personnes fragiles à de rudes épreuves, d'où l'utilité d'une telle étude.

1. Données et méthode

1.1. Données utilisées

Pour réaliser cette étude, nous avons utilisé les températures et la vitesse du vent mesuré à 6 h pour une période de 15 ans (1990 à 2004). Les stations retenues sont celles mentionnées sur la figure 1.

Il s'agit de Monastir en situation littorale, Kairouan, station semi continentale, Thala à la fois montagnaise et continentale, ainsi que Tozeur, une ville saharienne.

Ces données tirées des archives de l'Institut National de la Météorologie (INM), nous ont permis de classer les ambiances par degré de confort, d'étudier leur fréquence spatiotemporelle et de dégager leur variation et leur tendance.

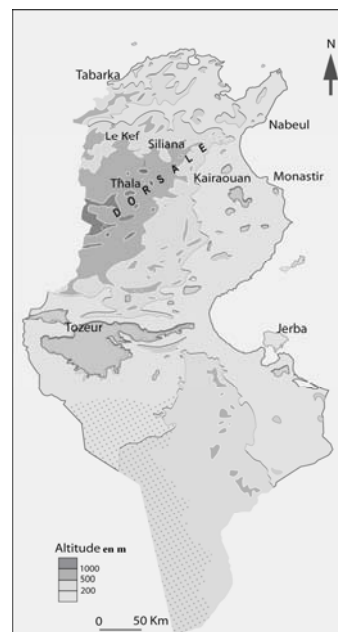


Figure 1. Carte de localisation des stations étudiées.

1.2. Méthode d'analyse

Le choix de 6 h du matin pour étudier les ambiances matinales est dicté par le fait qu'à cette heure, la plupart des gens quittent leur domicile pour aller au travail ou à l'école. Mais si cette heure constitue en hiver la fin des nuits fraîches ou même froides, elle marque en été le début de jours bien ensoleillés et chauds. Pour élaborer une classification des ambiances matinales en fonction de leur degré d'inconfort, nous avons utilisé deux paramètres, à savoir le vent et la température vécue. La gêne due à l'action mécanique du vent augmente en fonction de sa vitesse. Nous distinguons alors deux classes de vent : les vents faibles dont la vitesse est inférieure ou égale à 5 m/s et les vents forts et gênants dont la vitesse est supérieure à 5 m/s. La température vécue exprime le degré de confort thermique qui résulte de l'influence combinée de la température de l'air, du vent, de l'humidité et de l'ensoleillement. Nous n'avons pas tenu compte des deux derniers facteurs car l'ensoleillement matinal ne concerne que l'été, l'impact de l'humidité sur le confort thermique est plus significatif lors des fortes chaleurs. Or, à 6 h, nous enregistrons souvent les températures minimales journalières. Donc, l'utilisation d'indice qui tient compte du refroidissement éolien est mieux adaptée à l'évaluation des ces ambiances. Nous avons utilisé la formule suivante de Steadman (Quayle et Steadman, 1998) :

$$T_e = 1,41 - 1,162 + 0,98 * T + 0,0124 * V^2 + 0,0185 (VT)$$

avec T_e la température ressentie (tableau 1), V la vitesse du vent en m/s, T la température de l'air en °C.

Les classes d'inconfort thermique (en °C) selon l'indice de Steadman.

Tableau 1.

Classes	Glaciale	Très froide	Froide	Fraîche	Modérée	Chaude	Très chaude
Limites (T_e)	< 0	0 à 5	5 à 10	10 à 15	15 à 20	20 à 25	> 25

2. Résultats

2.1. La répartition annuelle des ambiances matinales

La fréquence annuelle des vents forts concerne moins de 1% des matinées à Kairouan, elle passe à 18% à Monastir, 30% à Tozeur et culmine à Thala avec 44%. Ces caractères ont une importante répercussion sur la répartition des types d'ambiances matinales. D'après le tableau 2, on constate que la fréquence de l'ambiance modérée est relativement faible. Elle concerne 20% des matinées à Monastir et Kairouan, 17% à Tozeur et seulement 15% à Thala. L'ambiance relaxante (modérée avec vent faible) est encore plus rare, sauf à Kairouan où elle occupe 20% des jours. Sa fréquence diminue à 10% à Thala.

Fréquences moyenne annuelle (%) des ambiances matinales.

Tableau 2.

Température (Te)	<0			0-5			5-10			10-15		
	<=5	>5	Total	<=5	>5	Total	<=5	>5	Total	<=5	>5	Total
Monastir	0	0,2	0,2	2	2	4	17	5	22	19	5	24
Kairouan	0	0	0	4	0,1	4	23	0,2	23	24	0	24
Tozeur	0,1	0,3	0,4	4	2	6	21	5	25	15	4	20
Thala	3	16	19	10	10	20	11	7	18	11	5	16

Température (Te)	15-20			20-25			25-30			>30		
	<=5	>5	Total	<=5	>5	Total	<=5	>5	Total	<=5	>5	Total
Monastir	16	4	20	23	3	26	5	0	5	0	0	0
Kairouan	19	0,1	20	26	0	26	4	0	4	0,1	0	0,1
Tozeur	10	7	17	12	10	22	7	2	9	0,3	0	0,3
Thala	12	3	15	8	2	10	2	1	2	0	0	0

L'ambiance chaude est légèrement plus fréquente que celle modérée. Elle représente $\frac{1}{4}$ des jours à Monastir et à Kairouan et seulement 22% à Tozeur pourtant située à l'entrée du Sahara. Cette clémence relative à Tozeur s'explique par le refroidissement éolien, puisqu'en effet, la moitié des jours sont venteux. L'ambiance très chaude est rare même à Tozeur où elle concerne 9% des jours et moins de 6% dans les autres stations.

L'ambiance fraîche a une répartition similaire à celle de l'ambiance modérée mais elle est légèrement plus fréquente. Elle passe de 24% à Monastir et Kairouan à 16% à Thala. L'ambiance froide est aussi fréquente que celle fraîche, avec une légère augmentation pour Tozeur mais la différence entre les quatre stations reste faible. Elle devient plus nette avec les deux dernières classes, celle très froide et la classe glaciale. En effet, ces deux ambiances représentent 39% des ambiances matinales à Thala, alors que leur fréquence est inférieure à 5% dans les autres stations.

On constate que les ambiances chaudes sont moins fréquentes que celles froides dont l'inconfort est exacerbé par des vents forts assez fréquents, surtout à Thala.

2.2. La répartition saisonnière des ambiances matinales

2.2.1. Des ambiances hivernales dominées par le froid (figure 2)

L'ambiance modérée est quasi absente en cette saison. A Thala, l'ambiance glaciale représente 52% de l'ensemble hivernal, dont 42% très venteuses et dangereuses pour la santé. L'ambiance très froide y occupe aussi $\frac{1}{3}$ des matinées de cette saison. La situation est moins sévère dans les autres stations où l'ambiance froide concerne $\frac{2}{3}$ des jours. Mais nous remarquons qu'à Tozeur, ville saharienne, l'ambiance fraîche est moins fréquente qu'à Kairouan et Monastir, la situation s'inverse pour l'ambiance très froide. Cette sévérité des matinées de Tozeur s'explique par l'effet de la continentalité et de la sécheresse de l'air désertique qui accentue la déperdition thermique nocturne.

2.2.2. Des ambiances estivales assez chaudes (figure 3)

Les matinées venteuses représentent 47% des matinées estivales à Tozeur (sirocco et vent de sable), 25% à Thala et seulement 15% à Monastir. La figure 3 révèle la domination de l'ambiance chaude qui occupe 2/3 de la saison à Monastir et à Kairouan, la moitié à Tozeur, et 1/3 à Thala. Cette dernière se particularise par l'importance de l'ambiance modérée qui représente 32% des jours estivaux alors qu'elle ne dépasse pas 17% dans les autres stations. L'ambiance très chaude est relativement fréquente dans la station désertique (28%) et assez à rare à Thala. Elle enregistre aussi 15% d'ambiance fraîche et même 5% d'ambiance froide qui est quasi absente dans les autres stations. La faible fréquence de l'ambiance relaxante, très recherchée en cette saison, est due à l'effet de la chaleur et des vents forts qui généralisent l'inconfort à l'ensemble de la journée, surtout en juillet et en août. En somme, les répit matinaux sont rares sauf à Thala où le maximum des ambiances modérées est enregistré en août et septembre.

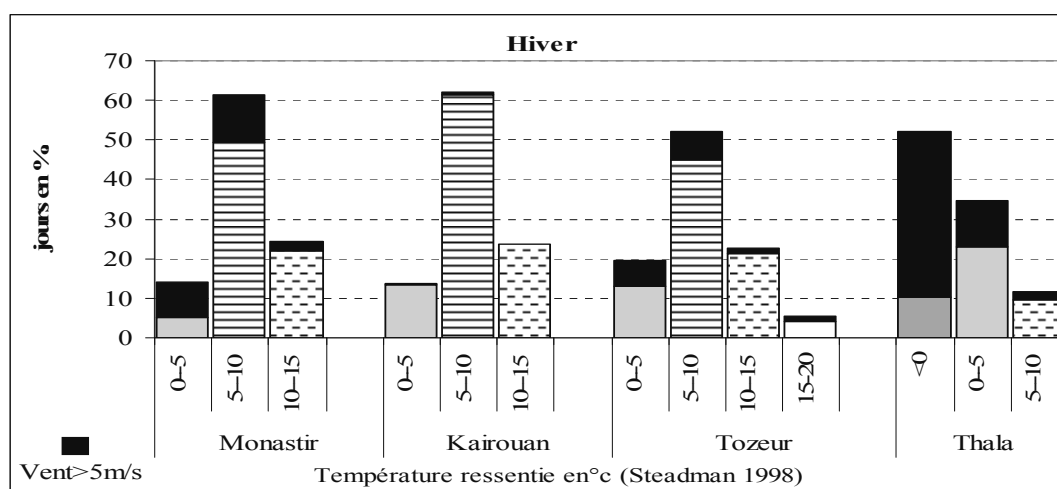


Figure 2 : fréquence des ambiances hivernales.

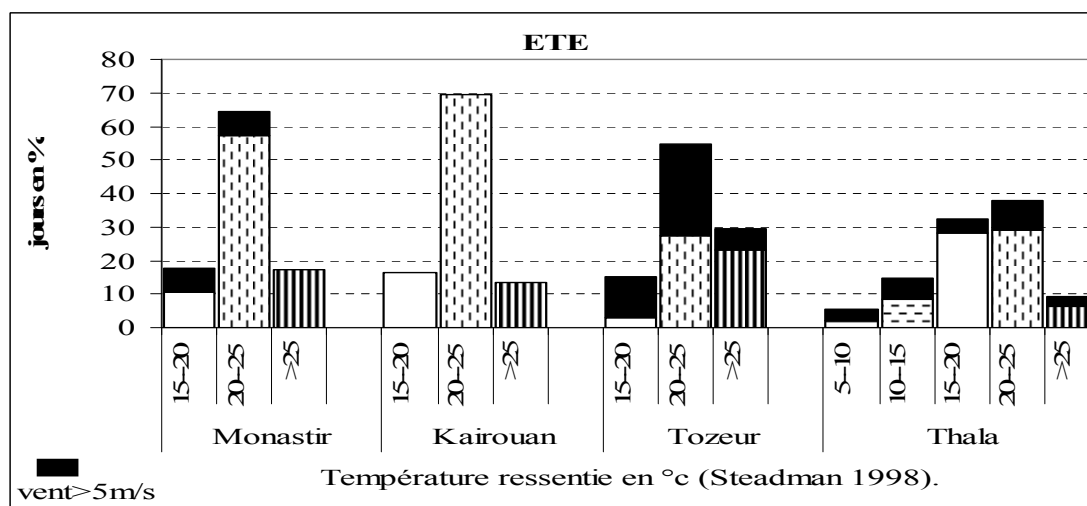


Figure 3. Fréquence des ambiances estivales.

2.2.3. Des ambiances printanières assez fraîches (figure 4)

A Thala, la forte fréquence des vents forts (50% des matinées) et l'altitude sont responsables de la domination des classes froides qui occupent 93% des jours de cette saison. Les ambiances les plus rudes restent bien représentées avec 17% pour celle glaciale et 27% pour la classe très froide. Dans les autres stations, l'ambiance froide caractérise presque la moitié des matinées, les ambiances modérées et les ambiances chaudes se partagent l'autre moitié. La fréquence des autres ambiances est inférieure à 3%.

2.2.4. Des matinées automnales assez chaudes (figure 5)

C'est une saison assez venteuse surtout à Thala (43% des jours) et à Tozeur (25%). Contrairement à un printemps dominé par la fraîcheur, l'automne se caractérise par l'importance des deux types d'ambiances modérées et chaudes. Elles représentent chacune 1/3 de la saison à Monastir, Tozeur et Kairouan. La classe très chaude est rare même à Tozeur où elle ne dépasse pas 4%. Dans ces trois stations, les deux ambiances fraîche et froide, quoique moins fréquentes qu'au printemps, occupent 1/3 de cette saison. A Thala, la tendance froide est plus nette que dans les autres stations puisque la classe chaude ne dépasse pas 3% alors que l'ambiance glaciale concerne 6% des matinées de la saison et l'ensemble des classes froides en occupe les 3/4.

Les ambiances hivernales et estivales empiètent largement sur les intersaisons qui demeurent relativement les saisons les plus confortables à Tozeur, Monastir et Kairouan, ce confort culmine en mai et octobre avec 2/3 des jours à ambiance modérée.

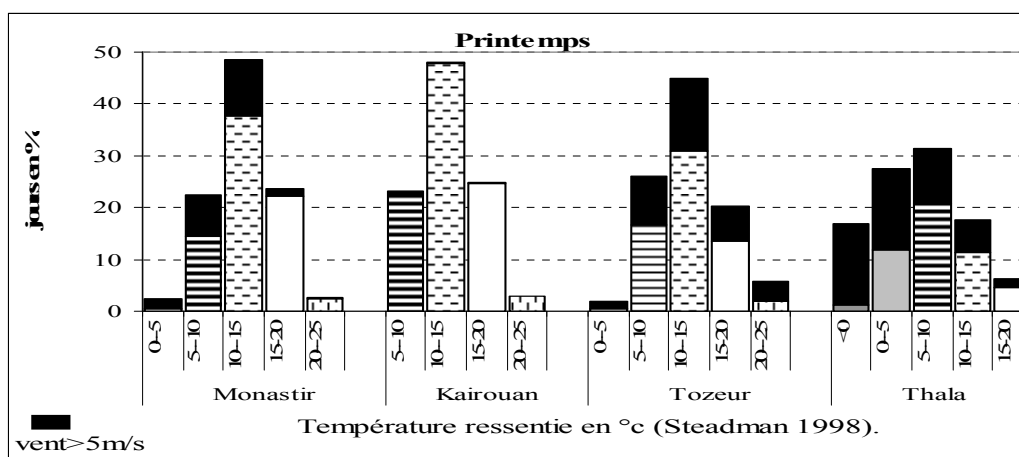


Figure 4. Fréquence des ambiances matinales printanières.

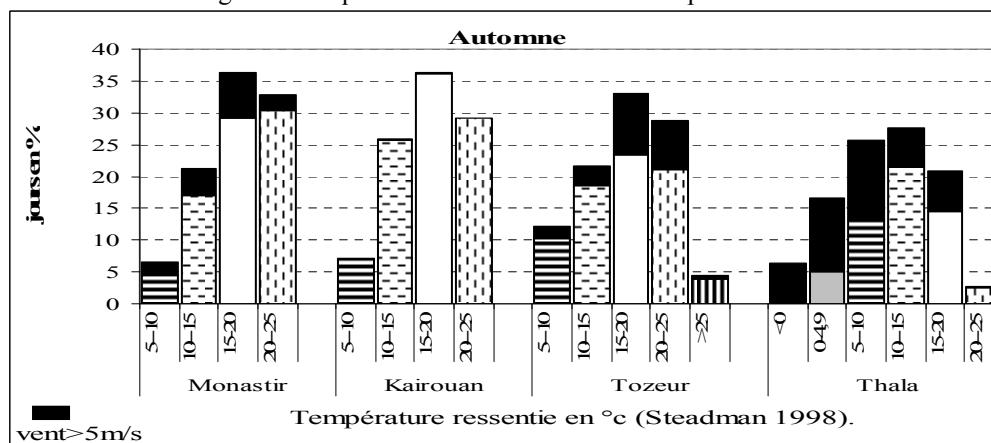


Figure 5. Fréquence des ambiances automnales.

2.3. Variation et persistance

2.3.1. Variation inter journalière et persistance

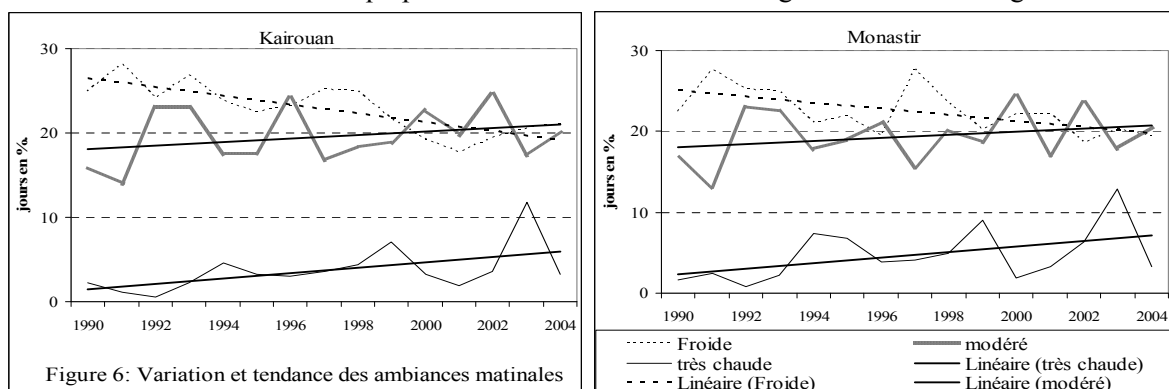
En hiver et en été, il y a souvent trois types d'ambiance, dont l'une est dominante. La variation inter journalière est plus faible et la persistance de la même ambiance est relativement élevée. En plus, ces variations se font dans la même plage thermique, froide en hiver et chaude en été. Par contre, les saisons intermédiaires connaissent entre 4 à 6 types d'ambiance, d'où une variabilité plus importante et une persistance plus faible. L'impact souvent négatif de ces variations est aggravé par le fait qu'elles se passent entre des plages thermiques opposés, froides et chaudes.

2.3.2. Variation inter mensuelle et interannuelle

La fréquence des ambiances matinales est relativement stable au cours de l'été et de l'hiver, mais elle enregistre des variations plus importantes dans les saisons intermédiaires et lors des passages inter saisonniers. A Monastir, la fréquence de l'ambiance chaude passe de 8 à 54% de mai à juin. La variation interannuelle est très importante. A Kairouan, on a enregistré en 1991, 103 jours d'ambiance froide et 4 jours d'ambiance très chaude, la situation s'inverse en 2003 avec 75 jours pour la première ambiance et 43 pour la deuxième.

2.3.3. Tendances et perspective

L'impact du réchauffement global est perceptible dans la figure 6 qui représente la tendance vers le réchauffement entre 1990-2004. En effet, pour les deux villes, l'augmentation de la fréquence de l'ambiance très chaude et la régression de l'ambiance froide sont sensibles. L'accroissement du type modéré est plus faible. Ces évolutions vont-elles continuer et dans quelle proportion ? Le pronostic est difficile à cause de l'incertitude qui pèse sur l'évolution future du régime éolien de la région.



Conclusion

L'étude des ambiances matinales a révélé la variation spatiotemporelle des degrés d'inconfort qu'elles génèrent. Les ambiances matinales hivernales sont dominées par le froid. En été, les répit thermiques matinaux sont rares. Les ambiances des saisons intermédiaires sont relativement plus confortables avec une différence entre l'automne qui est plutôt dominé par les ambiances chaudes et le printemps dominé par les ambiances froides. Mais la variabilité est très grande au cours de ces deux saisons. A l'échelle spatiale, Thala, défavorisée par le vent, l'altitude et la continentalité, connaît les ambiances les plus rudes, sauf en été. Les ambiances chaudes marquent Tozeur plus que les autres stations. L'étude a montré aussi une tendance nette à l'augmentation de la fréquence des ambiances chaudes et à la diminution des ambiances froides.

Bibliographie

- Alouane T., 2007 : Le répit thermique nocturne de la saison chaude en Tunisie. Actes du XXème colloque de l'AIC, Carthage, 75-80.
- Quayle R.G., Steadman R.G., 1998: Steadman's wind chill: an improvement over present scales. *Weather and Forecasting*, **13**(4), 1187-1193.

L'ÉVOLUTION HIVERNALE DES TEMPÉRATURES DE SURFACE EN RELATION AVEC LES PRESSIONS ATMOSPHÉRIQUES ET LES VENTS DE SURFACE EN AFRIQUE DU NORD-OUEST ET LE PROCHE OcéAN PENDANT LA PÉRIODE 1950-2008

LAÏLA AMRAOUI

Laboratoire de Climatologie-Risques et Environnement (LCRE), UMR 5600 EVS CNRS. Université Jean Moulin, B.P 20 ; 18 Rue Chevreul ; 69007 Lyon (France).
E-mail : lailaamraoui@yahoo.com. Tél. : +33(0)6 71 15 21 65.

Résumé : La décennie 1970 marque une rupture climatique significative sur les plans thermiques, barométriques et aérologiques en Afrique du Nord-Ouest (entre le Maroc et la Mauritanie). L'étude de l'évolution et la détection des ruptures des séries chronologiques des températures, des pressions et des vents de 1950 à 2008, permet de mettre en évidence le tournant climatique des années 70 dans cette région et d'évaluer les interactions dynamiques entre ces trois paramètres.

Mots clés : Températures, pressions atmosphériques, alizé, évolution, segmentation

Abstract: The winter evolution of surface temperatures in connection with the atmospheric pressure and surface winds in North West Africa and the near Ocean during the period of 1950-2008. The winter evolution of surface temperatures in relation with atmospheric pressure and surface winds in north-west Africa near the ocean in the period 1950-2008. In the context of climate change, the 70's decade marked a significant break in thermal, barometric and wind evolution in the Northwest Africa (Morocco and Mauritania). The study of evolution and detection of breaks in time series of temperature, pressure and winds from 1950 to 2008 demonstrate the existence of an important interaction between the dynamics of these three parameters.

Key Words: Temperatures, pressures, trade winds, evolution, segmentation

Introduction

Les années 1970 sont souvent citées comme des années charnières marquant un changement climatique confirmé par de nombreuses études consacrées à l'évolution récente des températures de surface (Driouech, 2006 ; GIEC, 2007 ; etc.).

La présente étude vise à évaluer cette « rupture » sur l'Afrique du nord-ouest (entre le Maroc et la Mauritanie) et le proche Océan. Elle s'appuie sur l'analyse des températures de l'air du secteur, mais aussi sur deux autres paramètres : les pressions atmosphériques ramenées au niveau de la mer et la fréquence relative des alizés maritime et continental de nord-est. Ces deux derniers paramètres climatiques sont moins souvent mis en relation avec les températures, bien que leur évaluation soit indispensable à la mesure et à la compréhension de cette éventuelle rupture climatique. Seule l'évolution pendant la saison hivernale (DJF) fera l'objet de ce papier.

1. Données exploitées et méthodologie

Les données exploitées dans cette étude sont les moyennes mensuelles des températures de l'air à 2 m, des pressions ramenées au niveau de la mer (SLP) et, les moyennes journalières des vents méridiens et zonaux à 10 m. Les données sont extraites des fichiers NCEP-NCAR (les Réanalyses 1) couvrant l'espace 35°W à 0° et 40°N à 15°N. La résolution spatiale est de 2,5° de latitude et 2,5° de longitude pour la pression atmosphérique et de 1,87° en latitude et longitude pour les températures et les vents.

Pour obtenir la direction du vent, l'angle est calculé en se fondant sur les fichiers quotidiens des vents méridiens et zonaux. Les fichiers résultants font l'objet d'une classification en 8 classes de directions de vent : N, NE, E, SE, S, SW, W et NW. Puis la fréquence mensuelle relative de chaque

direction du vent est calculée pour dresser une chronologie interannuelle de chaque direction par mois sur toute la période allant de 1950 à 2008.

L'étude de l'évolution annuelle de chacun des paramètres est fondée sur une double approche. Dans un premier temps, la tendance de fond est déterminée au moyen de la régression linéaire. Dans un second temps, et après avoir testé plusieurs tests de stationnarité, à savoir, les tests de Lee et Heghinian (1977), Pettitt (1979), Buichand (1982) et la segmentation selon Hubert, nous avons opté pour cette dernière méthode notamment parce qu'elle permet de détecter de multiples ruptures au sein de la même série (Hubert *et al.*, 1989).

Pour rappel essentiel, la procédure de segmentation, appliquée initialement aux séries chronologiques de précipitations ou de débits, a pour principe le découpage d'une série en plusieurs sous-séries de manière à ce que la moyenne correspondant à chaque sous-série soit significativement différente de la moyenne de la ou des sous-séries voisines.

On considère que la série chronologique est stationnaire lorsque le test de stationnarité est nul.

2. Tendance franche au réchauffement sur la bande côtière et l'Océan, accompagnée d'une évolution hétérogène sur le continent

La tendance de fond des températures de l'air montre un réchauffement généralisé sur l'Atlantique pendant la période hivernale 1950-2008. Le réchauffement se caractérise néanmoins par une intensité qui varie dans le temps et l'espace, soit : entre le début et la fin de l'hiver, et d'est en ouest. C'est le mois de décembre qui accuse l'augmentation des températures la plus importante avec un maximum dépassant 1,5°C situé au niveau des Iles Canaries (figure 1).

L'augmentation la plus importante sur l'Atlantique en janvier et février est respectivement de 0,96°C et de 1,4°C située toujours au niveau des Iles Canaries. Le réchauffement s'accroît au fur et à mesure que l'on s'approche de la zone côtière notamment aux latitudes du Sahara Occidental et du sud de la Mauritanie.

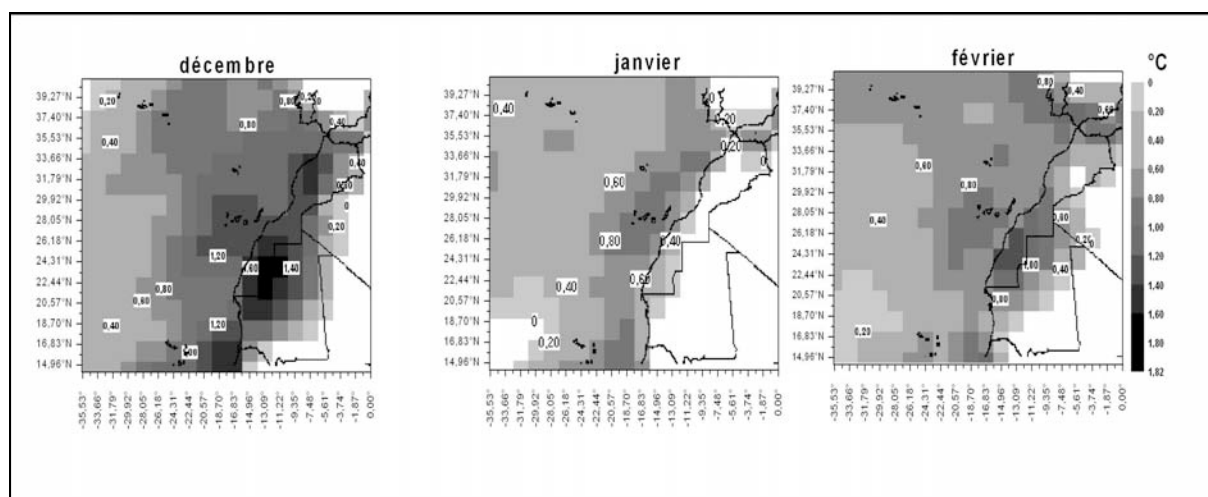


Figure 1. Evolution des températures à 2 m pendant la saison hivernale (DJF) de 1950 à 2008 : zones se caractérisant par une tendance au réchauffement.

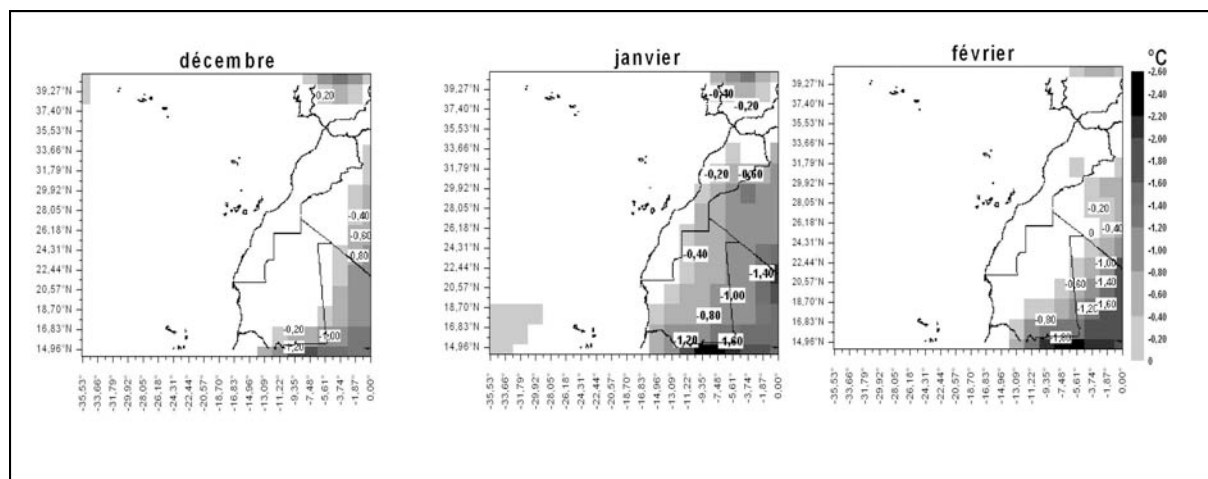


Figure 2. Evolution des températures à 2 m pendant la saison hivernale (DJF) de 1950 à 2008 : zones se caractérisant par une tendance au refroidissement.

Au niveau du Continent, l'évolution des températures est non univoque. Le mois de décembre affiche une forte tendance à la hausse des températures sur la totalité du Maroc et du Sahara Occidental en plus de la partie saharienne de la Mauritanie. La tendance à la hausse s'amenuise dès que l'on pénètre dans la partie sahélienne de la Mauritanie notamment à l'intérieur des Terres. L'extrême sud de la Mauritanie enregistre une faible tendance au refroidissement (entre $-0,2^{\circ}\text{C}$ et $-0,4^{\circ}\text{C}$) (figure 2).

Le mois de janvier se distingue par une tendance majoritaire au refroidissement. En effet, à l'exception du Sahara Occidental et la bande côtière de toute la zone d'étude, la tendance des températures entre 1950 et 2008 pendant le mois de janvier est négative. Le refroidissement est plus marqué vers le sud-est de la Mauritanie avec un maximum de -1°C .

Cette tendance au refroidissement est confirmée en février au sud-est de la Mauritanie mais elle ne concerne significativement que l'extrême sud-est avec un maximum de $-1,25^{\circ}\text{C}$. En dehors de cette zone, la tendance au réchauffement s'impose sur la totalité de l'Afrique du Nord-Ouest avec un maximum de $1,4^{\circ}\text{C}$ localisé au niveau du Sahara Occidental (figure 1).

La méthode de segmentation met en évidence la succession de plusieurs ruptures de stationnarité des séries chronologiques des températures pendant les trois mois de l'hiver. Il en ressort que les deux tendances divergentes mais simultanées des températures entre, d'un côté, les zones côtières et le proche Océan qui ont connu une forte tendance au réchauffement et, de l'autre côté, le continent, notamment la Mauritanie qui a connu une tendance au refroidissement, sont liées à des ruptures de stationnarité qui sont intervenus pendant la décennie 1970.

3. Renforcement de la pression atmosphérique

Les pressions atmosphériques en surface connaissent une évolution quasi homogène pendant l'hiver entre 1950 et 2008. Hormis la baisse observée à l'emplacement moyen de la façade nord occidentale de l'Anticyclone des Açores, dépassant -3 hPa au-dessus des Açores, en décembre, la tendance reste positive pendant les trois mois de l'hiver, Océan et continent confondus (figure 3). Le renforcement de la pression est plus prononcé au niveau des Açores avec des valeurs variant de 4 à 6 hPa de plus entre 1950 et 2008 pendant les deux mois de janvier et février (figure 3).

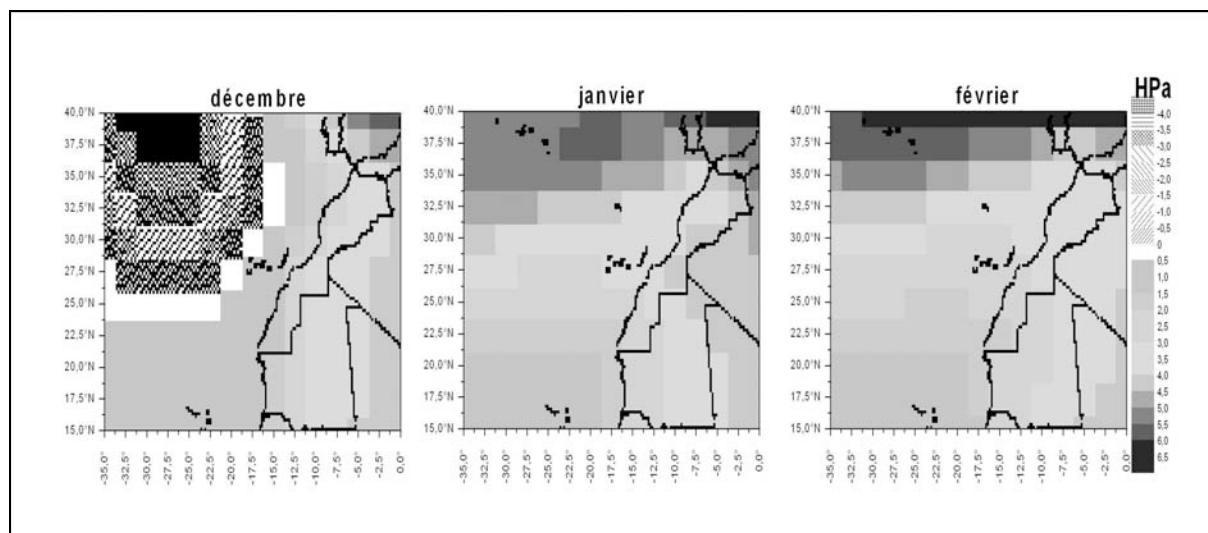


Figure 3. Evolution de la pression atmosphérique au niveau de la mer (DJF) de 1950 à 2000.

Si la baisse de la pression en décembre au niveau des Açores n'est pas expliquée par la méthode de segmentation (séries chronologiques jugées stationnaires), cette dernière fait ressortir la période 1969-1979 comme une période clé dans la variabilité interannuelle hivernale des pressions en surface. En effet, la tendance à l'augmentation de la pression sur l'intégralité du domaine de l'étude en janvier s'explique par un renforcement de la pression moyenne de 2 à 5 hPa qui débute en 1979 et concerne le Maroc, le Sahara Occidental et le proche océan qui les borde.

Au large des côtes et en Mauritanie, cette rupture, plus précoce (1970 et 1974), se traduit par une augmentation de la pression de l'ordre de 3 à 6 hPa.

Seule la moitié sud du domaine d'étude (à partir de la latitude du Sahara Occidental jusqu'au sud) a connu en février, une rupture de stationnarité pendant les années 1970 traduisant une hausse de la pression dans cette zone. La moitié nord a connu deux ruptures qui sont intervenues respectivement en 1969 au large du Maroc et en 1987 sur le proche océan Marocain se traduisant par une augmentation de la pression.

4. Une baisse de la fréquence de l'Alizé maritime de secteur nord-est en début d'hiver et de l'harmattan de secteur nord-est pendant toute la saison hivernale

Au mois de décembre, l'évolution de la composante nord-est du vent ($22,5^{\circ}$ - $67,5^{\circ}$) qui correspond à l'alizé maritime du nord-est et l'harmattan, se caractérise par une tendance générale à la baisse (figure 4). La baisse la plus marquée de la fréquence relative des vents de direction nord-est est observée au niveau des alizés maritimes intéressant la zone côtière comprise entre le sud du Maroc et l'extrême nord de la Mauritanie (entre $33,66^{\circ}$ N et $20,57^{\circ}$ N).

Une baisse du même ordre d'importance concerne la fréquence relative de l'harmattan de direction nord-est au niveau de la Mauritanie. Parallèlement, les alizés maritimes de nord-est sont de plus en plus fréquents et pénètrent davantage à l'intérieur des terres au niveau de l'extrême sud de la Mauritanie.

En janvier et février, la tendance à la baisse ne concerne que les secteurs situés au large du Maroc septentrional (janvier) et la zone côtière entre le sud du Sahara Occidental et le nord de la Mauritanie (janvier et février). Elle n'est significative que pour l'harmattan de secteur nord-est au niveau de la Mauritanie où elle excède -22% en janvier et en février entre 1950 et 2008 (figure 4).



Figure 4. Evolution de la fréquence relative des vents de secteur nord-est (22,5°-67,5°) pendant la période 1950-2008 (DJF).

En dehors de ces trois secteurs, la fréquence des vents de direction nord-est augmente en janvier notamment pour les alizés maritimes au niveau de la côte du Maroc central (plus de 17% vers 33°N) et plus encore à l'extrême sud de la côte mauritanienne (plus de 40% d'augmentation).

En février, excepté la tendance à la baisse de la fréquence de l'harmattan au niveau de la Mauritanie, les vents de direction nord-est manifestent une tendance à la hausse notamment sur la côte mauritanienne (figure 4).

La tendance à la baisse de la fréquence des alizés maritimes, observée en décembre sur la zone côtière comprise entre le sud du Maroc et le nord de la Mauritanie, peut s'expliquer par une rupture de stationnarité qui est survenue, selon les zones précitées, entre 1972 et 1974. Elle marque le passage de la moyenne mensuelle de la fréquence relative des alizés maritimes (au point 26,18°N/16,83°W Cap Bojador) de 47% pendant la sous-période 1950-1974 à 5,6% pendant la deuxième sous-période 1974-1978 soit une réduction de plus 41,4% de la moyenne de ces vents. Bien que la rupture qui a suivi en 1979 se soit traduite par un retour à une plus forte fréquence pendant la sous-période 1979-2008 avec 38,5%, celle-ci est restée inférieure à la moyenne de la première sous-période 1950-1974.

La baisse importante de la fréquence de l'harmattan en Mauritanie pendant la saison hivernale n'est pas expliquée par la méthode de la segmentation. En effet, la zone en question représente des séries chronologiques considérées stationnaires par l'algorithme de la segmentation, ce qui signifie que la baisse s'est effectuée d'une manière continue au cours des 59 ans de l'étude avec une pente estimée à -22% pendant la période 1950-2008 et un coefficient de détermination R^2 de 0,11.

En janvier, la recrudescence des alizés maritimes sur la côte nord du Maroc correspond à l'avènement d'une rupture de stationnarité entre 1954 et 1965, traduisant une baisse variant selon les points de grille de -12% à -18%, puis une augmentation lors de la rupture survenant entre 1971 et 1975 et atteignant jusqu'à 36% aux alentours du Cap Ghir (33°N).

L'augmentation de la fréquence des alizés maritimes au sud de la Mauritanie en décembre et janvier est liée à la survenance de trois ruptures respectivement en 1970, 1978 puis vers 1986. Ces trois ruptures traduisent un accroissement de la fréquence des alizés maritimes de secteur nord-est sur la côte sud de la Mauritanie. Cette même augmentation en février s'explique par l'avènement d'une rupture qui a traduit une augmentation de 24% en 1971 mais précédée d'une baisse survenue en 1963.

Conclusion et discussion

Au terme de cette étude, la décennie 1970 apparaît effectivement comme une période charnière qui marque un changement climatique significatif non seulement sur le plan thermique, mais également pour la dynamique aérologique et le champ de pression.

En l'état actuel d'avancement des travaux, les facteurs à l'origine de la simultanéité des ruptures et des tendances observées sont encore en cours d'analyse. On notera cependant sous forme d'hypothèse de travail que la baisse de la fréquence de l'harmattan au niveau de la Mauritanie peut expliquer en partie le fort réchauffement de l'Atlantique. En effet, l'harmattan, étant impliqué dans le processus de formation et de transport des lithométéores sur des centaines voire des milliers de kilomètres (Nouaceur, 2004), la baisse de sa fréquence a pour conséquence une diminution de la charge des aérosols transportés dans l'air vers l'Océan, ce qui joue un rôle sur l'effet du forçage radiatif solaire.

Cette hypothèse est conforme aux résultats d'une étude récente selon laquelle, la forte tendance au réchauffement de l'Atlantique nord tropical est due à 70% à la baisse de la charge d'aérosols dans l'air, celle-ci étant due à son tour, à une baisse de la fréquence des tempêtes de sable en Afrique de l'Ouest et à une moindre activité volcanique (Evan *et al.*, 2009).

Parallèlement à la baisse de la fréquence de l'harmattan de secteur nord-est, la baisse de fréquence de l'alizé maritime du nord-est aux abords de toute la côte comprise entre Cap Ghir (33°N) et le cap Blanc (20°N) notamment en décembre et janvier, apporte un supplément d'explication au réchauffement de l'Atlantique nord tropical et subtropical. En effet, une diminution de l'alizé maritime signifie moins de flux frais véhiculé depuis les latitudes septentrionales. Elle explique encore que le phénomène de l'upwelling, responsable de la remontée des eaux sub-superficielles froides en surface et du rafraîchissement des zones côtières, est à son tour en affaiblissement (Amraoui, 2004).

Bibliographie

- Amraoui L., 2004 : Study of the space dynamics of the Morocco-Mauritanian upwelling and its interannual evolution in winter season using remote sensing. *4th Annual meeting of the European Meteorological Society*, Nice 26-30 Septembre 2004.
- Buishand T.A., 1982 : Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, **50**, 11-27.
- Driouech F., 2006: *Rapport sur les changements climatiques au Maroc : observations et projections*. Direction de Météorologie Nationale du Maroc DMN, 45 p.
- Evan A.T., Vimont D.J., Heidinger A.K., Kossin J.P. et Bennartz R., 2009: The role of aerosols in the evolution of tropical North Atlantic Ocean temperatures anomalies. *Science*, Vol 324, 778-781.
- GIEC, 2007 : Changements climatiques 2007, Rapport de synthèse. 114 p.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A. 1989 : Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, **110**, pp 349-367.
- Lee A.F.S. et Heghinian S.M., 1977: A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables : A Bayesian approach. *Technometrics* **19(4)**, 503-506.
- Nouaceur Z., 2004 : Brume sèche, brume de poussière, chasse-sable et tempête de sable. *Noroi*, **191** | 2004/2, URL : <http://noroi.revues.org/index1188.html>.
- Pettitt A. N., 1979: A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics* **28(2)** : 126-135.

IMPACT DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LES APPORTS LIQUIDES DANS LA BASSE VALLEE DU MONO (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

E.AMOUSSOU^{1 et 2}, P.CAMBERLIN², M.BOKO¹ ET JOCELYNE PERARD²

¹ Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE)
03 BP1122 Cotonou (Bénin), Tél (00229) 95 06 47 46 / 21 36 00 61/ 97 08 11 06

² Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel 21000 Dijon –France. Tél : (0033) 03 80 39 38 21 (57 39), Fax : (0033) 03 80 39 57 41
Université d'Abomey-Calavi, République du Bénin
ajernest@yahoo.fr, camber@u-bourgogne.fr, mboko47@yahoo.fr et, perardj@u-bourgogne.fr

Résumé : Les effets de la variabilité climatique et leur conséquence sur les ressources en eau devient une question de plus en plus préoccupante pour les gestionnaires dans le contexte de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE) dans de nombreuses régions de l'Afrique de l'Ouest en général et du Bénin en particulier. Les données utilisées sont : précipitations, évapotranspiration et débit du bassin-versant du Mono à Athiémé sur la période 1970-2005. La détermination des précipitations de l'ensemble du bassin est faite en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude.

L'analyse statistique de ces données a permis de faire ressortir d'une part la tendance du régime pluviométrique du bassin en amont d'Athiémé et de quelques stations en aval où une décroissance a été constatée durant les décennies 1970 et 1980 et d'autre part la réponse hydrologique à cette évolution.

Mots clés : Bénin, Mono, variabilité climatique, apports liquides

Abstract : The effects of climatic variability and the consequence on the water resources in the low valley of Monoskiing (Benin, Western Africa). The effects of climatic variability and their consequence on the water resources becomes an increasingly alarming question for the managers in the context of the Integrated Management of the Water Resources (IMWR) in many areas of West Africa in general and the Benin one in particular.

The data used are: precipitation, evapotranspiration and flow of the basin-slope of Mono in Athieme over the period 1970-2005. The determination of precipitations of the whole basin is made according to the geographical co-ordinates and of altitude.

The statistical analysis of these data made it possible to emphasize on the one hand the tendency of the pluviometric mode of the basin upstream of Athieme and some stations downstream where a decrease was noted during the decades 1970 and 1980 and on the other hand the hydrological response to this evolution.

Keywords: Benin, Mono, climatic variability, liquid contributions

Introduction

En Afrique de l'Ouest en général et au Bénin en particulier, l'extrême sensibilité des bassins versants fait de ceux-ci des secteurs privilégiés pour l'étude des mécanismes de la variabilité hydrologique. Les changements éventuels dans le cycle hydrologique des fleuves apparaissent graduellement au bout d'une longue période et sous les conditions climatiques variées (Wesselink et al, 1995 ; Ouédraogo, 2001 ; Amoussou, 2005). A cet effet, la péjoration pluviométrique des années 1970 associée à la forte évapotranspiration dans le bassin engendre un amenuisement rapide des eaux dans le lit. Ce qui d'ailleurs pose à nos jours des problèmes de disponibilité des ressources en eau.

La basse vallée du fleuve Mono, située au sud-ouest du Bénin, à l'interface de deux systèmes hydrologiques marin et fluvial, long de 100 km, reçoit en aval les apports liquides de la mer et en amont ceux du fleuve Mono. Elle couvre une superficie d'environ 21 500 km². Elle bénéficie du climat subéquatorial, caractérisé par un régime pluviométrique bimodal (deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches alternées), avec deux pointes pluviométriques d'inégales importances. Cependant, les apports liquides drainés par le fleuve Mono sont induits par un régime pluviométrique tropical.

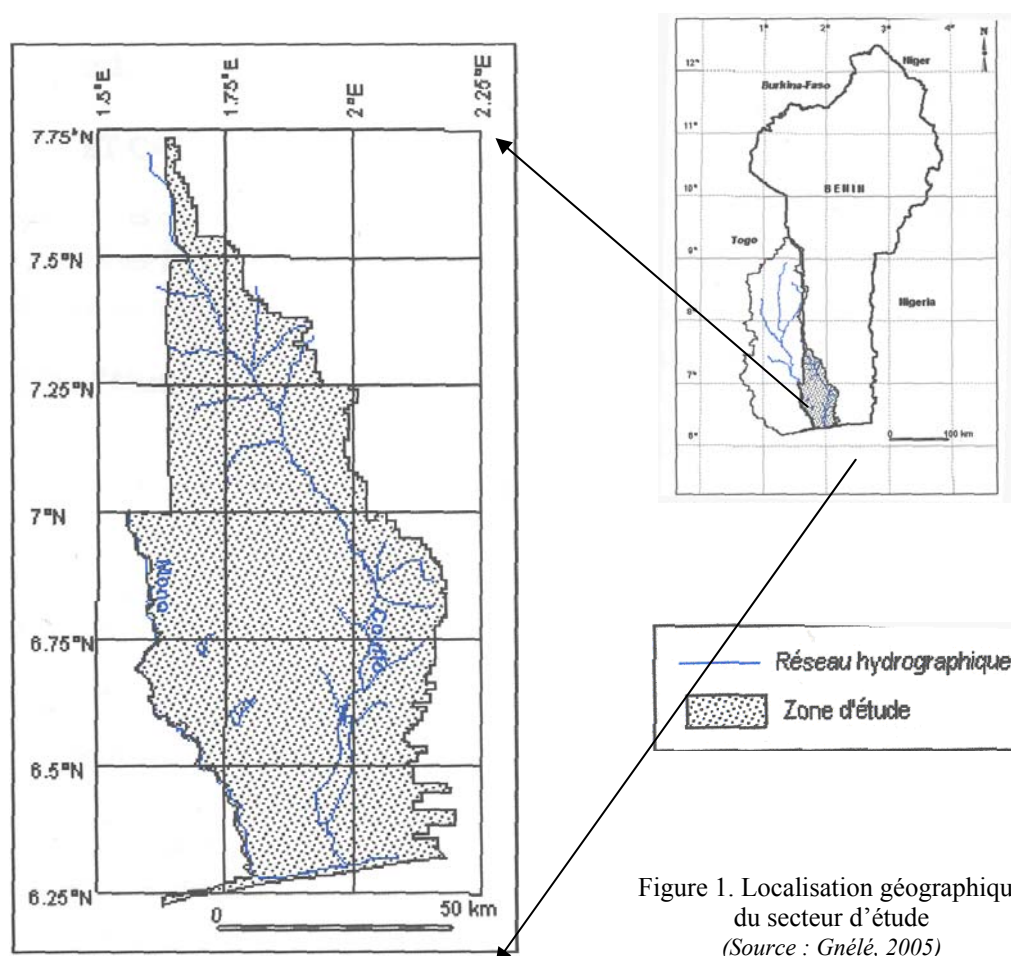


Figure 1. Localisation géographique du secteur d'étude
(Source : Gnélé, 2005)

Cette baisse pluviométrique influe énormément sur la dynamique hydrologique des plans d'eau tributaires et émissaires, et sur la dégradation de leurs écosystèmes.

2. Données et méthodes

2.1. Données utilisées

Les données météorologiques de base utilisées sont exclusivement des données pluviométriques et d'évapotranspiration (ETP) mensuelles recueillies à l'ASECNA-Cotonou et à la Météorologie Nationale du Togo. Les postes pluviométriques sont sélectionnés sur la base de critères de durée de l'information disponible, de qualité des données et de non disponibilité des données pluviométriques du Togo. Pour une homogénéisation des données, la période d'étude est de 1970 à 2005. Après traitement des données, seules les stations ayant moins de 5 % de données manquantes ont été retenues. Ainsi, dix sept stations pluviométriques sont retenues dont neuf stations du bassin localisées au Bénin et huit stations du bassin au Togo. Les données d'ETP sont celles de la station synoptique de Bohicon qui est la plus proche du secteur d'étude.

Quant à la donnée hydrométrique, seule la station d'Athiémé, a été utilisée. Elle est la seule station fonctionnelle en aval qui renseigne sur l'écoulement dans la basse vallée.

2.2. Méthodes de traitement des données

La spatialisation des précipitations du bassin est obtenue par une interpolation cubique des données d'observation en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude. Ainsi, le champ de pluie obtenu, est déterminé suivant la grille MNT de SRTM30. Cette méthode d'interpolation choisie consiste à une régression linéaire des moyennes pluviométriques mensuelles en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude, **fondée** sur le traitement mathématique de la variation spatiale de la variable considérée. Ce qui a permis d'obtenir les précipitations de chaque année en tout point du bassin-versant.

L'indice pluviométrique, quant à lui est utilisé pour normaliser les données, à l'aide d'une transformation centrée réduite. Celle-ci consiste simplement à centrer les données x_i par rapport à leur moyenne \bar{x} , et à les réduire par rapport à l'écart-type σ_x noté : $x_i \longrightarrow z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma_x}$.

Le déficit d'écoulement représente la différence entre les précipitations P tombées sur le bassin versant et le volume d'eau $\int Q dt$ écoulee à l'exutoire : $D = P - \int Q dt$. Cette valeur, caractéristique du milieu d'étude, varie assez peu dans le temps. Corps erroné

L'étude des tendances pluviométriques et hydrologiques a été faite à partir du calcul des moyennes mobiles sur cinq ans. Cela a permis d'avoir des séries hydrométriques et pluviométriques lissées sur les différentes stations du bassin hydrologique au pas de temps mensuel ou annuel.

3. Résultats et discussion

3.1. Evolution spatio-temporelle des lames d'eau précipitée dans le bassin

La pluviométrie annuelle dans le bassin peut être rattachée à plusieurs événements (tornades, mousson, etc.). Il en résulte qu'un même total annuel peut traduire suivant les années des réalités complètement différentes dans l'espace et dans le temps. Ainsi, les précipitations moyennes annuelles (1970-2005) varient de 872 à 1 158 mm dans le bassin, avec peu de contrastes spatiaux en dépit d'une légère diminution du nord au sud. Mais cette baisse est plus importante dans la basse vallée qu'en amont du bassin (figure 2) et varie entre 655 à 1 100 mm.

Cette tendance à la baisse des précipitations correspond à la péjoration climatique observée en Afrique de l'Ouest depuis les années 1970, mais elle est presque inférieure à la moyenne dans le domaine subéquatorial que tropical. Néanmoins, on note une légère reprise entre 1990-2000.

D'une façon générale, la variabilité pluviométrique s'explique par l'instabilité atmosphérique et l'influence des facteurs planétaires (Boko, 1988 ; Houndéno, 1992 ; Amoussou *et al.*, 2008).



Figure 2. Evolution interannuelle des précipitations du bassin (a) et à Grand-Popo (b) de 1970 à 2005

L'analyse des anomalies centrées réduites montre un déficit pluviométrique des décennies 1970 et 1980 plus marqué que celui de la décennie 1990 (figure 3) : pas de déficit dans les années 90 : modifier. De plus la moyenne mobile sur 5 ans semble mal représenter les séries ; celle sur 3 ans pourrait être meilleure. A essayer.

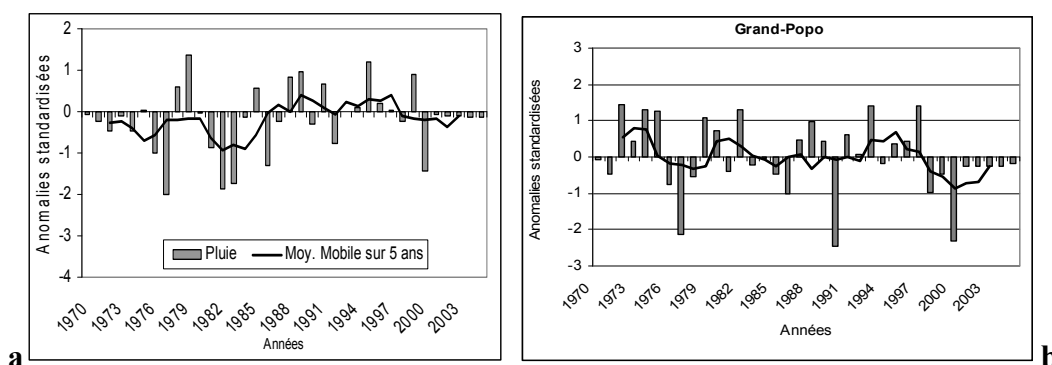


Figure 3. Variabilité interannuelle des écarts centrés réduits de 1970 à 2005 dans le bassin (a) et à Grand-Popo (b)

Les décennies 1971-1980 et 1981-1990 ont connu respectivement une baisse pluviométrique de 4% et 7%. Cette baisse des précipitations suivant les deux décennies est remarquable et constitue (mal dit ici) d'ailleurs des décennies déficitaires dans la région ouest-africaine comme l'avaient souligné les résultats des travaux de Ouédraogo (2001) et Ardoin-Bardin (2004). A cela s'ajoute les fortes évapotranspirations dans le bassin (figure 4).

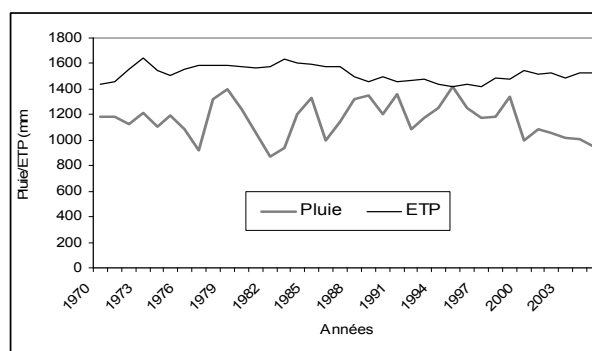


Figure 4. Variation interannuelle des précipitations et de l'ETP dans le bassin-versant du de 1970 à 2005

Ce déficit pluviométrique et cette forte évapotranspiration conditionnent probablement la dynamique du fonctionnement hydrologique du bassin et par conséquent les apports d'eau liquide à la basse vallée du Mono.

3.2. Evolution des débits dans le bassin à Athiémé

Cette évolution à la hausse du débit dans le bassin (figure 5) montre que le débit à Athiémé ne dépend pas seulement de la pluie. En revanche, la figure 6 qui traduit les anomalies centrées réduites montre une tendance à la baisse des écoulements au cours des décennies 1970 et 1980. En effet, la hausse du débit observé au cours des années 1990 pourrait se justifier non seulement par la reprise pluviométrique, mais plutôt par les effets du barrage de Nangbéto construit depuis juillet 1987. Ce qui est conforme aux résultats des travaux de Pérard *et al.* (2007). Ainsi, les apports d'eau liquide à la basse vallée sont induits aussi par les lâchers d'eau du barrage, mais qui à leur tour dépend des précipitations. Ce qui justifie aujourd'hui par les baisses criardes des eaux dans la basse vallée comme l'illustre la photo 1.

Le volume d'eau dans la basse vallée dépend aussi des apports induits par l'océan à partir de la « Bouche du Roi » au cours de la haute marée. Notons également que le niveau d'eau dans la basse vallée baisse au cours de la marée basse du fait des rejets dans la mer.

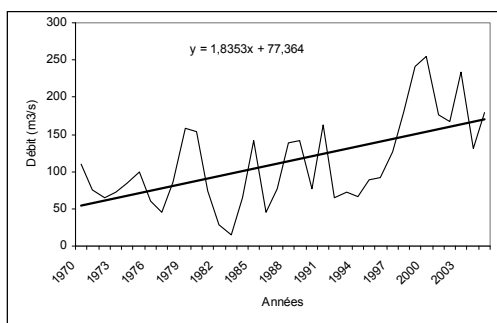


Figure 5. Evolution des débits dans le bassin à Athiémé de 1970 à 2005

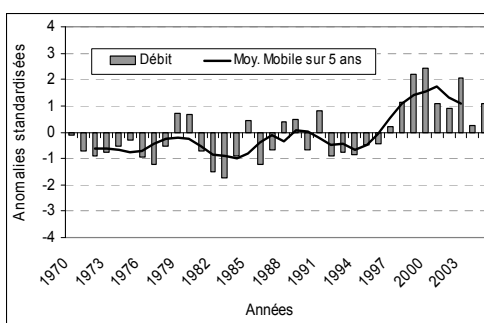


Figure 6. Variabilité interannuelle des anomalies centrées réduites des débits de 1970 à 2005 Où ? Moy. mobile : voir plus haut



Photo 1. Niveau d'eau dans la basse vallée en avril.

Cependant la corrélation pluie/écoulement dans le bassin à Athiémé (figure 7) montre que l'écoulement en aval d'Athiémé dépend à 71 % des lames d'eau précipitée. Ainsi, tout apport liquide à la basse vallée dépend avant tout des précipitations. En revanche, les mois de décrue (décembre à avril) sont soutenus par les lâchers d'eau du barrage. A cet effet, les apports liquides à la basse vallée pendant les périodes d'étiage sont des eaux de pluie stockées dans la retenue du barrage pendant les périodes de hautes eaux et qui sont lâchés au cours des décrues pour la production de l'énergie électrique. Cependant, les mois humides (juillet à septembre) quant à eux ont connu de plus en plus des déficits pluviométriques et par conséquent une baisse des déficits d'écoulement (figure 8).

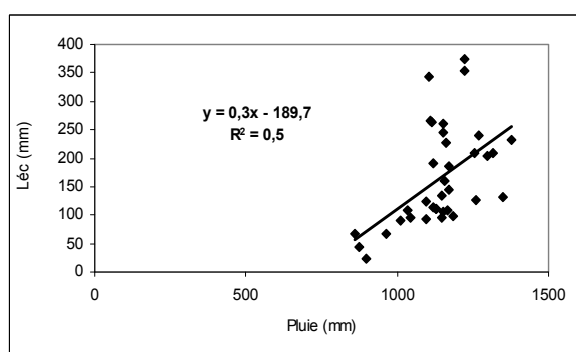


Figure 7 : Corrélation pluie/écoulement dans le bassin du fleuve Mono à Athiémé de 1970 à 2005

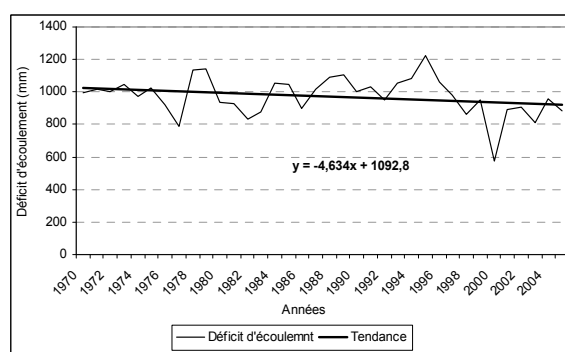


Figure 8 : Variabilité interannuelle des déficits d'écoulement du bassin à Athiémé de 1970 à 2005

Conclusion

Au terme de cette étude, il ressort que la disponibilité des apports d'eau liquide dans la basse vallée du Mono est induite par l'action conjuguée de la variation des précipitations, de l'évapotranspiration et de l'intrusion d'eau de mer pendant la haute marée. Les déficits pluviométriques amplifient les déficits d'apports d'eau liquide. En outre la diminution des volumes d'eau liquides sont d'ores et déjà évidentes au regard de l'exploitation des ressources en eau et de

l'environnement qui est de plus en plus dégradant. L'agriculture, l'alimentation des retenues d'eau et la production hydroélectrique sont entre autres des facteurs de dégradation de la ressource dans le bassin.

De ce fait, les répercussions de la persistance des déficits hydro-pluviométriques des décennies 1970 et 1980 restent encore d'actualité et méritent une attention particulière surtout en zones rurales où, encore de nos jours, seule la bonne répartition des pluies dans l'année profite énormément aux populations.

Bibliographie

Amoussou E., 2005 : *Variabilité hydro-climatique et dynamique des états de surface dans le bassin versant du Couffo*. Mémoire de DEA, FLASH/ UAC, 105 p

Amoussou E., Camberlin P., Pérard J., 2008 : *Instabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques dans le bassin-versant du Mono-Couffo (Afrique de l'ouest) de 1961 à 2000*. In Actes colloque "Climat et risques climatiques en méditerranée. XXIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), **Date ?** Montpellier, France, pp 93-98.

Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse d'Etat, Paris IV, 2 volumes, 608 p.

Gnélé J., 2005 : *Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin versant du Mono au Bénin*. Mémoire de maîtrise, FLASH, DGAT, 72 p.

Houndénou C., 1992 : *Variabilité pluviométrique et conséquence socio-économiques dans les plateaux du bas-Bénin (Afrique de l'Ouest)*. Mémoire de DEA « Climats et contraintes climatiques ». URA 909 du CNRS « Climatologie Tropicale ». Université de Bourgogne. 2 volumes, Dijon, 90 p.

Ouédraogo M., 2001 : *Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale*. Thèse, Université de Montpellier II, 257p.

Pérard J., Camberlin P. et Amoussou E., 2007 : *Influence des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto dans le dynamique morphohydrologique de la basse vallée du fleuve Mono (Afrique de l'Ouest)*. Actes du XX ème colloque AIC "Climat, Tourisme et Environnement" **Date ?** de Carthage, Tunisie, **471-477**.

Wesselink A. J., Orange D., Feizoure C.T., et Randriamiarisoa, 1995 : *Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide : l'Oubangui (République Centrafricaine)*. In «L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement ». IAHS Publ, **238**, **179- 194**.

LA DYNAMIQUE DU TEMPS ET LES SCHEMAS MOYENS DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE AU-DESSUS DU TERRITOIRE ROUMAIN

S. AUBERT

Laboratoire de Climatologie, Risques, Environnement (L.C.R.E.)

U.M.R. 5 600- E.V.S. – C.N.R.S.

Université LYON 3 – JEAN MOULIN

12, rue Chevreul – B.P. 06239 – 69007 LYON, FRANCE

Tél : 06-63-93-71-18 - E-mail : aubert1966@hotmail.com

Résumé : *En Europe, des masses d'air exportent une part de leurs caractéristiques motrices polaires originelles et provoquent, à l'avant de leur course vers le sud-est, la formation d'un vortex dipôle chargé d'humidité et d'un potentiel précipitable principalement arraché au bassin méditerranéen. Leur translation, entravée par les obstacles orographiques, décale le centre de gravité du point de formation de leurs dépressions associées, de la Méditerranée occidentale vers la mer Ionienne et la mer Egée. Par ailleurs, si les météorotypes et la dynamique du temps et des ambiances atmosphériques sont fonction de la circulation générale et des facteurs locaux du climat, la situation géographique de la Roumanie de part et d'autre de l'arc carpatique en modifie considérablement les conséquences météorologiques. A l'est des Alpes, au nord du Balkan et coupé par les Carpates, le territoire roumain offre une entrave oro-dynamique majeure à la circulation des masses d'air et définit une typologie des schémas moyens de la circulation atmosphérique en trois classes principales.*

Mots-clés : *circulation atmosphérique, masse d'air, barrage orographique, dynamique du temps, météorotype.*

Abstract. *The dynamic of weather and the average situations of atmospheric circulation above Romania. The dynamic weather is actuated by air masses, which export to Europe a share of their original polar driving characteristics and cause, in front of their race towards Southeast, the formation of a vortex dipole in charge of moisture and of a rainfall potential mainly torn off with the Mediterranean basin. In Europe, their translation, blocked by the reliefs, shifts the centre of gravity of the point of formation of their associated depressions, from the Western Mediterranean towards the Ionian and the Aegean Seas. In addition, if the "meteorotype", the weather dynamic and atmospheric environments are a function for general circulation and the local factors of the climate, the geographical situation of Romania on both sides of the Carpathians modifies the weather consequences considerably of them. In the East of the Alps, to the North of Balkan and half-compartment by Carpathians, Romania offers an important oro-dynamic obstacle to the circulation of the air masses, defining a typology of the average situations for the atmospheric circulation in three principal classes.*

Keywords : *atmospheric circulation, air mass, dynamic weather, characteristical situation.*

1. La translation des masses d'air, de l'Arctique vers la Roumanie

En moyenne, l'Arctique émet une unité mobile polaire tous les 1,24 jours au-dessus de l'espace atlantico-européen dont 67,6 % parviennent en Europe centrale et orientale ; la Roumanie est directement concernée par 51,5 % de ce total (Aubert S., 2007). Les masses d'air à trajectoire sub-zonale représentent plus de la moitié du corpus et leurs caractères polaires originels sont déjà passablement érodés (baisse de la pression atmosphérique moyenne, humidité croissante associée à une hausse des températures minimales et maximales). Par ailleurs, la part des anticyclones mobiles polaires à trajectoires méridiennes en direction du bassin pontique est liée à la proximité géographique grâce à des conditions topographiques d'écoulement favorables entre Oural et arc carpatique et grâce à une exacerbation de ces mêmes caractères polaires originels : à la latitude du 55^{ème} parallèle nord, la pression atmosphérique moyenne augmente régulièrement d'ouest en est, l'humidité contenue diminue, l'érosion thermique est limitée en hiver.

Dans ce contexte de distribution géographique des flux, la Roumanie est principalement parcourue par une circulation d'origine «atlantique» (66 % des A.M.P.) et par des flux cycloniques balkano-carpatiques associés au déplacement de ceux-là. Les trajectoires empruntées par les différentes dépressions jusqu'au territoire roumain sont fonction des principaux facteurs dynamiques de la

cyclogenèse dont il convient de souligner l'importance génétique du relief de la péninsule balkanique, facteur de rétention, de canalisation et d'accélération des flux (Ion-Bordei E., 1994). D'un point de vue dynamique, entre l'amont anticyclonique et l'aval dépressionnaire -c'est-à-dire entre le moteur de la dynamique et le potentiel précipitable- les sections trans-balkaniques favorisent les mouvements de convergence de l'un vers l'autre et inversement. La plupart des dépressions creusées au-dessus de la Méditerranée gagnent le nord de la péninsule balkanique, le bassin pannonien et/ou la fosse géto-pontique et s'élèvent au-dessus des Alpes dinariques de la Pinde et du Rhodope en empruntant quatre passages de canalisation orographique de moindre altitude dont la fonctionnalité dépend surtout de la position des A.M.P. ou des parties d'A.M.P. scindés au nord et/ou au sud de l'arc alpino-carpatique.

A la succession simple du diptyque anticyclone/dépression s'ajoutent des formations aérologiques composites fondées sur l'agrégation de plusieurs A.M.P. et de champs dépressionnaires souvent plus creusés et plus actifs encore (Comby J., 1992). La disposition zonale du barrage alpino-carpatique favorise leur genèse et leur glissement de part et d'autre du rempart. Leurs caractéristiques dépendent de l'origine de leur(s) alimentation(s). A la longitude de la Roumanie, on distingue des agglutinations anticycloniques «atlantiques» continentalisées et des agglutinations anticycloniques continentales «scandinavo-russes» contenues à l'est par le massif de l'Oural et repoussée vers l'est et le sud par les Alpes et les chaînes balkaniques. Ces dernières glissent lentement de la Carélie vers le bassin pontique et étreignent les Carpates avant de se glisser en Moldavie voire en Transylvanie puis en Valachie et de rejoindre soit la Méditerranée orientale soit la plaine du Touran. Mais le plus souvent, ces agglutinations anticycloniques sont des formations aérologiques composites fruits de l'interférence et de la coalescence d'A.M.P. à trajectoires plus ou moins sub-zonales et/ou sub-méridiennes.

2. Les schémas de circulation sans interférence entre les différents types d'A.M.P.

2.1. Une circulation sub-zonale à l'approche du territoire roumain

Toutes saisons confondues, il s'agit d'abord du passage d'un A.M.P. «atlantique» ou «scandinave» au nord des Alpes avec creusement d'une dépression entre la mer Tyrrhénienne et la mer Ionienne et la formation d'un couloir dépressionnaire depuis la Calabre et l'Épire en direction des vallées de la Kupa, du Vrbas et du Drin et qui exporte un important potentiel précipitable sur la Roumanie.

Puis, le passage d'un A.M.P. «atlantique» au sud de la péninsule des Balkans avec une dépression associée pivotant du bassin méditerranéen occidental jusqu'à la mer Noire est davantage observé au cours du semestre froid, quand les masses d'air «atlantiques» plus froides sont projetées au-dessus de l'océan Atlantique à la latitude du Cap Hatteras. A l'approche du continent européen elles viennent s'articuler autour des Alpes avant d'être propulsées sur le bassin méditerranéen occidental. Ces A.M.P. renvoient sur la Roumanie la partie orientale de leur vortex dipôle avec un couloir dépressionnaire qui finit par les contourner complètement pour passer de la mer Adriatique au bassin pannonien et à la fosse géto-pontique puis du piémont moldave à la Bucovine où ils provoquent des précipitations abondantes sous forme de *grésil* ou de *neige* en hiver, d'une pluie relativement persistante aux mois d'avril et d'octobre et de violentes orages en été.

Enfin et en toute saison, le passage direct d'un A.M.P. au-dessus de la Roumanie est le schéma le plus fréquent (figure. 1). Leur circulation vers le sud-est les fait buter directement contre les Carpates qui les scindent plus ou moins partiellement en deux lobes anticycloniques (Aubert S., 2008). Ce schéma est responsable de la plus grande variété des ambiances atmosphériques enregistrées dans le pays.

2.2. Une circulation sub-méridienne au nord du complexe alpino-carpatique

Le déplacement sub-méridien d'un A.M.P. «scandinave» avec une trajectoire gauchie vers l'ouest provoque le creusement d'une dépression et la translation S/N du potentiel précipitable au cœur d'un couloir dépressionnaire reliant le golfe de Thessalonique à la fosse géto-pontique par la Morava-Vardar. L'A.M.P. percute les Carpates orientales et se coupe en deux lobes anticycloniques dont l'un, méridional, envahit la Roumanie extra-carpatique occidentale voire la Transylvanie, tandis que l'autre, septentrional, glisse contre les Carpates orientales, avec toutes les ambiances atmosphériques liées au passage d'un A.M.P., dédoublées et décalées en raison de sa scission mécanique (Leroux M. 1996).

Le déplacement sub-méridien d'un A.M.P. «scandinave» ou «russe» avec une trajectoire gauchie vers l'est provoque la formation et la translation d'une dépression au-dessus de la mer Egée vers le nord et le déplacement du couloir dépressionnaire du golfe de Thessalonique vers la fosse géo-pontique par les couloirs du Strimón au sud et de l'Iskür au nord. Ce schéma implique le tassement puis le glissement de la masse contre les Carpates septentrionales et orientales en Moldavie. Fréquent au cours du semestre froid, ce schéma assure les inversions thermiques de grande ampleur régionale et rattache la plus grande partie de la Transylvanie au régime météorologique hivernal moldave (figure. 2).

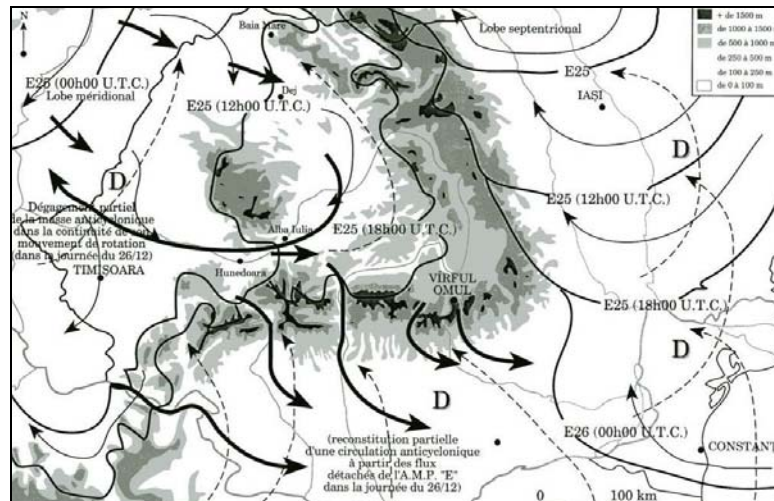


Figure 1. Les étapes météorologiques liées au passage et à la scission d'un A.M.P. «atlantique» de part et d'autre des Carpates roumaines en deux lobes anticycloniques du 25 au 28 décembre 1994 (d'après B.M.E. 359-362/1994 et radio-sondages I.N.M.H. à Cluj et București Băneasa)

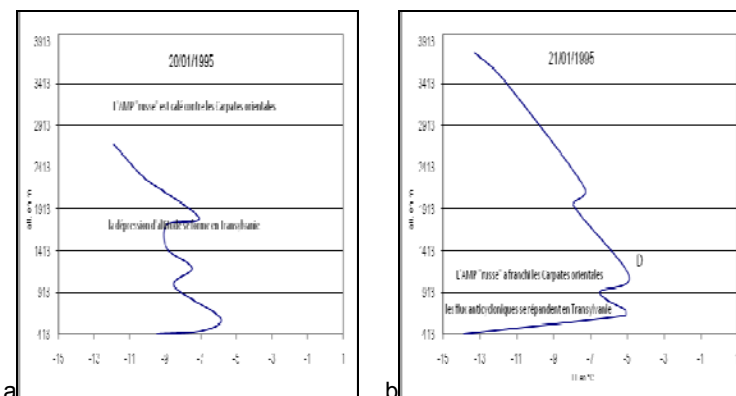


Figure 2a et b. Evolution verticale des températures dans les couches inférieures et moyennes de la troposphère à Cluj les 20 et 21 janvier 1995 à 00h00 U.T.C. au calage d'un A.M.P. «russe» contre les Carpates orientales (radio-sondages, sources I.N.M.H.)

3. Les schémas de circulation avec interférences aérologiques

Ces cas de figure favorisent le passage pulsé et le transfert des flux anticycloniques sur l'ensemble du territoire roumain, directement d'ouest en est par les différentes sections trans-carpatiques.

3.1. L'interférence entre deux A.M.P.

Deux A.M.P. «atlantiques» se rejoignent au nord du complexe alpino-carpatique ; le plus souvent, l'homogénéité physique des deux masses d'air limite l'interférence :

- en hiver, un substratum refroidi favorise l'agrégation des A.M.P., dont les faces antérieures et postérieures se confondent ;

- durant les saisons intermédiaires et en été, les A.M.P. se réchauffent rapidement et l'opposition physique entre les deux masses d'air apparaît plus clairement : un gradient thermique les oppose et le second arrivé régénère la dépression postérieure du premier qui s'agrège à la sienne de face avant. Ce météorotype associe des couloirs dépressionnaires très creusés à dégagement très rapide de la mer Tyrrhénienne à la mer Ionienne et responsable d'événements orageux paroxysmiques.

L'interférence entre un A.M.P. «atlantique» et un A.M.P. «scandinave» offre un barrage aérologique au premier qui cède devant le transport en masse sub-méridien du second :

- en hiver, cette agrégation enserre les Carpates puis les déborde par l'ouest et par l'est. A l'avant de la masse, les dépressions basculent de la Méditerranée occidentale vers la Méditerranée centrale, tandis qu'un thalweg butte contre les Carpates. Ainsi, la Moldavie reçoit les ascendances alors que la Transylvanie est soumise à des vents catabatiques puissants de type *Mâncator de Zăpadă*. La progression de la masse anticyclonique en Moldavie retourne les vents de sud en un *Crivăț* de nord qui progresse vers la plaine olteno-roumaine où la *grésil* cède la place au *blizzard*.

- au cours des saisons intermédiaires, et plus particulièrement à la charnière automne/hiver, ce schéma exporte sur la Roumanie des conditions météorologiques peu en rapport avec la saison astronomique. Le double blocage orographique et aérologique accentue le creusement d'un couloir dépressionnaire au sud des Balkans au moment même où l'A.M.P. «scandinave» -plus froid et plus dense- parvient à forcer les sections trans-carpates, à se scinder en deux lobes de part et d'autre des Carpates et à glisser au-dessus des plaines de l'Ouest, de la Transylvanie puis de la Moldavie vers la plaine olteno-roumaine. Dans le même temps, le thalweg dépressionnaire a pivoté du Banat vers la Moldavie méridionale et la Dobrogea, marquées par d'importantes précipitations de type grésil et la succession d'un vent de type *Austru* à un vent de type *Crivăț*. A l'arrière, la masse d'air «atlantique» -plus chaude et plus humide- n'érode pas le flanc postérieur de l'A.M.P. «scandinave» qui se reconstitue à l'issue de la courbure des Carpates pour s'écouler vers le bassin pontique.

- En été, ce schéma voit se succéder des ambiances atmosphériques qui tranchent l'espace climatique roumain selon les mêmes processus : rafraîchissement initial au nord des Carpates, moiteur et chaleur puis déclenchement des premiers orages au sud et à l'est de l'arc carpatique, tandis que la façade intra-carpatique est asséchée par de puissants föhns. Au passage de la masse anticyclonique, le vent de nord s'installe, la fraîcheur nocturne revient et les orages cessent.

L'interférence entre un A.M.P. «atlantique» et un A.M.P. «russe» propose le même météorotype avec un blocage aérologique plus marqué et une succession plus vive encore des ambiances atmosphériques. Toutefois, au-dessus d'un substratum réchauffé de façon homogène, les A.M.P. «russes» autorisent la stabilité géographique de la masse d'air composite.

L'interférence entre un A.M.P. «scandinave» -humide et froid- et un A.M.P. «russe» -sec et encore plus froid- crée un barrage aérologique placé dans l'axe de la barrière orographique alpine-carpatique contre laquelle se cale la masse d'air. Observée à la charnière de l'automne et de l'hiver, cette opposition physique entre les deux masses d'air provoque d'abondantes chutes de pluie et neige mêlées (*lapoviță(rom) = grésil*) auxquelles succèdent, essentiellement au-dessus de la Moldavie, *blizzard* et *Crivăț*. L'évolution de la pression atmosphérique atteste du décalage des phénomènes météorologiques associés à leur translation respective entre le Banat et le reste du pays. Effet du blocage orographique, la rotation anticyclonique achève de couvrir la moitié orientale du pays par contournement du massif quand le mouvement de la masse vers l'est laisse apparaître un flux ascendant au sud-ouest du pays.

3.2. Le blocage aérologique d'un A.M.P. contre une agglutination anticyclonique

L'interférence entre un A.M.P. relativement chaud et humide à trajectoire sub-zonale et une agglutination anticyclonique relativement froide et sèche préétablie au-dessus de l'Europe centrale est un schéma caractéristique du semestre froid avec une phase anticyclonique, froide et relativement sèche, plus ou moins longue. L'arrivée d'un A.M.P. à trajectoire sub-zonale facilite la coalescence avec augmentation de la pression au sol, tant en Transylvanie qu'en Roumanie extra-carpatique ; elle provoque une déformation verticale homogène des couches moyennes et inférieures de la troposphère qui témoigne de la diffusion de la masse anticyclonique sur l'ensemble de la Roumanie (figure. 3).

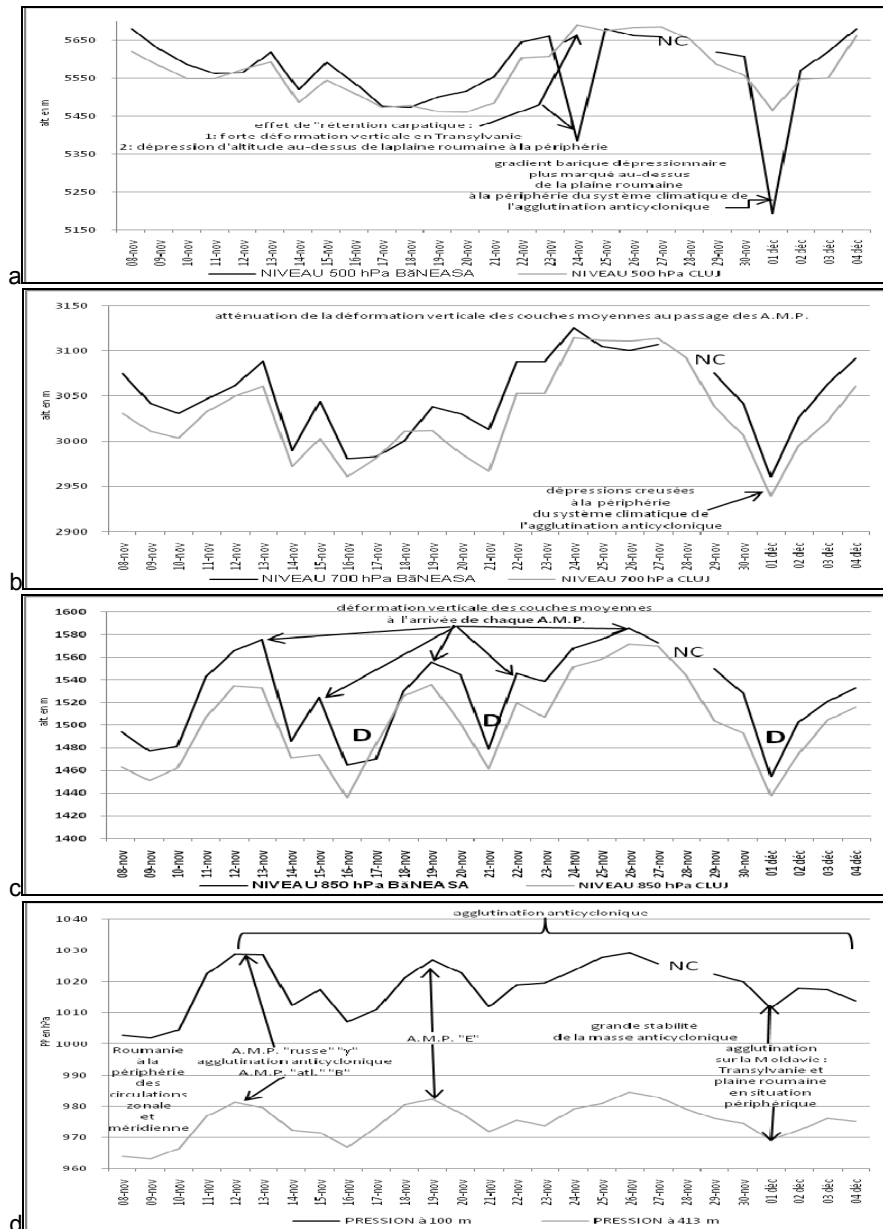


Figure 3a, b, c et d. Evolution de la pression atmosphérique aux niveaux-standards 500 (a), 700 (b), 850 hPa (c) et au sol (d), à Cluj et București Băneasa à 00h00 U.T.C. du 08/11 au 04/12/1993

L'interférence entre un A.M.P. à trajectoire sub-méridienne et une agglutination anticyclonique s'effectue au nord des Carpates septentrionales. La translation de l'agglutination est ralentie par les Carpates septentrionales et l'organisation des flux ascendants de sa face avant est modifiée : d'abord NW/SE, son thalweg prend une orientation franchement méridienne avant d'être repoussé par des flux de nord issus de l'agglutination et canalisé dans le fond des vallées du piémont moldave. Puis, l'agglutination butte contre les Subcarpates et les Carpates orientales et de courbure comme elle déforme l'ensemble de la structure verticale des couches inférieures et moyennes de la troposphère au droit des faîtes carpatiques tout en déversant par l'est une partie de ses flux en Transylvanie qui recense alors des inversions thermiques prononcées. Pendant ce temps, le versant sud des Carpates méridionales enregistre de nombreuses manifestations frontales. En effet, bloquée à l'est par l'agglutination, la translation de l'A.M.P. vers les Carpates puis vers la Transylvanie et la plaine olténo-roumaine par les couloirs transcarpatiques est très rapide, tandis que des vents catabatiques de types *Gorniacul* et *Ruşăvaţul* en Olténie et *Munteanul* en Munténie se lèvent.

Le nord-est de la Roumanie est également affecté par un fort vent de secteur NW à NNE lié au déplacement de la masse anticyclonique vers le sud-est. Au sud, les flux de nord envahissent le

Bărăgan dont la moitié occidentale subit le *Crivăț*, tandis que sa partie orientale consigne la formation furtive d'un front qui joue des contrastes thermiques et hygrométriques mais qui oppose surtout deux éléments détachés d'une même masse anticyclonique que les Carpates ont partiellement modifiés. L'espace de turbulence aérologique ici créé entre la courbure des Carpates et la Dobrogea recense la formation de *viscol* fréquent (Ion-Bordei N., 1988). Rapidement, le vent d'est plus froid repousse ceux descendus des Carpates méridionales, gagne l'ensemble de la fosse géto-pontique avant d'être contenu par les Carpates occidentales. Confronté à cet obstacle, la dynamique interne de l'A.M.P. récupère le sens originel de sa rotation : l'Olténie, la Munténie et la Dobrogea sont balayées par des vents d'ouest. Au-delà, le littoral roumain consigne l'amalgame des deux lobes de l'A.M.P..

4. Les schémas de circulation à l'intérieur d'une agglutination anticyclonique constituée

La translation d'une agglutination continentalisée à l'ouest de l'Europe butte d'abord contre la glissière alpino-carpatique, pénètre partiellement dans les bassins viennois et pannonien, tandis que le corps principal de la masse, contraint par les Tatras, glisse contre les Carpates orientales, avant que l'ensemble ne recouvre tout le territoire roumain. Les dépressions associées à son mouvement pivotent de la mer Tyrrhénienne à la mer Ionienne et les thalwegs dépressionnaires se décalent des couloirs trans-balkaniques de la Kupa, du Vrbas et de la Drin vers celui de Morava-Vardar. Ce schéma vaut à la Roumanie de longues phases de rémissions pluviométriques avec l'impression d'un «beau temps froid et sec» en hiver et d'un «beau ciel de plomb» à tendance caniculaire en été.

La translation d'une agglutination continentalisée à l'est du continent renvoie des flux d'est contre la paroi des Carpates orientales. La lente translation de la masse composite arrache des flux ascendants égéens avec formation d'un thalweg orienté SSE/NNW en direction de la Dobrogea et de la courbure des Carpates ; la pénétration de la masse anticyclonique en Moldavie commande le glissement d'une partie seconde du couloir dépressionnaire en direction de l'Olténie et du Banat. Ce schéma dégage la sensation d'une incroyable moiteur estivale, d'un froid piquant en hiver et désagréable au cours des saisons intermédiaires à cause de l'humidité ambiante et des températures abaissées. Si l'agglutination passe au nord-est des Carpates, la Roumanie se trouve alors à la périphérie de la circulation anticyclonique est-européenne. Le météorotype associe une dépression égéenne et le creusement d'un thalweg, reliant la mer de Thrace au piémont moldave, qui exporte vers le nord-est son potentiel précipitable, génère des vents d'W à SSW sur l'ensemble du pays et la formation de föhns.

A l'aune des tous les schémas de circulations atmosphériques recensés, il apparaît que le territoire roumain est prioritairement situé à la périphérie méridionale du principal axe de translation sub-zonal des masses d'air, au nord des Alpes. Avec une caractérisation polaire originelle plus ou moins entamée, les A.M.P. et/ou les agglutinations anticycloniques ne déversent qu'une partie de leurs flux à l'extérieur de l'arc des Carpates vers la Moldavie, la moitié orientale de la plaine olténo-roumaine et la Dobrogea. De plus, la situation géographique de la Roumanie à l'extrémité orientale du complexe orographique alpino-carpatique replace ce territoire dans le contexte météorologique d'une scission de la plupart des A.M.P. qui en affecte l'espace et à leur reconstitution plus ou moins partielle à l'extérieur des Carpates, entre l'axe tangentiel de la courbure du massif et le littoral pontique.

Bibliographie

- Aubert S., 2007: *La dynamique du temps et le climat de la Roumanie*, Th. Doctorat, Université Lyon 3-Jean Moulin, Lyon, 708p.
- Ion-Bordei E., 1994: Land relief influences upon Mediterranean cyclones on trans-balkanian trajectories, *Romanian Journal of Meteorology*, I-2, I.N.M.H., București, 59-64.
- Comby J., 1992 : Les agglutinations anticycloniques en saison froide - analyse dynamique de l'hiver 1991/1992, *Publi. Assoc. Int. Clim.*, 5, 403-413, Dijon
- Aubert S., 2008 : Dynamique atmosphérique régionale et impact orographique : les anticyclones mobiles polaires au contact des Carpates roumaines, *Rev. Univ. Creș. Dim. Cantemir*, Sibiu, ss pr.
- Leroux M., 1996 : La dynamique du temps et du climat, *Masson*, Paris, 310p.
- Ion-Bordei N., 1988 (réed. 2008): Fenomene meteo-climatice induse de configurația Carpaților în câmpia Română, *Ed. Ac. Rep. Soc. Rom.*, București, 174p.

EPISODES HYDRO-PLUVIOMETRIQUES EXTREMES ET TYPES DE CIRCULATION ATMOSPHERIQUE ASSOCIES EN ROUMANIE

G. BELTRANDO ¹, LILIANA ZAHARIA ²

¹ Université Paris-Diderot, UMR 8586 (PRODIG) du CNRS (c.c. 7001) 105 rue de Tolbiac F-75013 Paris, beltrando@paris7.jussieu.fr

² Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd Balcescu N°1, Secteur 1, 70 111, Bucarest, Roumanie, zaharia@geo.unibuc.ro

Résumé : L'étude porte sur la variabilité temporelle des précipitations extrêmes quotidiennes, saisonnières et annuelles d'Arad et Bucarest qui possèdent plus de 100 ans de données. Les résultats ne montrent pas de tendance significative ni dans les cumuls ni dans le nombre de jours dépassant un certain seuil. Seule l'année 2005 avec plusieurs événements hydrométéorologiques extrêmes se distingue clairement pour la période récente. Huit événements hydrologiques majeurs ont été choisis entre 1970 et 2005, en fonction des débits maximums et pour chacun d'entre eux, les types de circulation (29 sous type de classification de Hess & Brezowsky) ainsi que la carte synoptique de surface sur l'Europe est analysée.

Mots-clés : Crue, événements hydrométéorologiques extrêmes, Roumanie, type de circulation atmosphérique

Abstract: Extreme hydro-rainfall episode and atmospheric circulation associated in Romania. The study concerns the temporal extreme variability of daily, seasonal and annual precipitation for Arad and Bucharest with have more than 100 years of data. The results show no significant trend either in the totals in the number of days exceeding a certain level. Only the years 2005 with several hydro meteorological extreme appear clearly. Eight major hydrological events were chosen, between 1970 and 2005, based on maximum rates, for each of these types of atmospheric circulation (Hess & Brezowsky classification) and the synoptic surface map of Europe are analyzed. The results showed a large variety of situations that cause strong rainfall, but this analysis shows no trend over the last few decades.

Key Word: Flood, events hydro meteorological extremes, Romania, type of atmospheric circulation

Introduction

Les nombreuses pertes en vies humaines et les dégâts matériels associés aux inondations de 2005 et 2006, ont eues de profondes répercussions socio-économiques en Europe centrale et en Roumanie en particulier. Ainsi en 2005, d'après le Ministère de l'Environnement et de Gestion des Eaux dans ce pays, 76 personnes ont périées à cause de ces phénomènes, réparties sur plusieurs régions et plusieurs saisons et les dégâts ont été évalués à 1,7 milliard d'euros (M.E.G.E., 2006). Si sur l'ensemble de la Roumanie une tendance globale de la pluviométrie n'est pas évidente, à l'échelle régionale, des tendances significatives, soit à l'accroissement, soit à la diminution de la pluviométrie, ont été mises en évidences par plusieurs études réalisées dans le cadre de l'Administration Nationale de Météorologie (Busuioc, 2003 ; Cuculeanu, 2003 ; Busuioc *et al.*, 2005 ; Cheval *et al.*, 2005, etc...).

Ces inondations interpellent la communauté scientifique qui cherche à savoir si ces phénomènes s'expliquent, soit par des aléas pluviométriques irréguliers, aléatoires, soit par une tendance à l'augmentation de la fréquence des cumuls pluviométriques en liaison avec le changement climatique observé depuis une trentaine d'années (Beniston, 2006). Les deux derniers rapports de l'IPCC en 2007, ne montrent pas de tendance globale clairement marquée pour le XX^{ème} siècle sur cette partie du Monde, alors que plus au Nord, une tendance positive est signalée.

Le but du travail est donc de caractériser l'évolution de la pluviométrie et de chercher si celle-ci est liée à un changement climatique (quel qu'en soit l'origine) ou à des oscillations interannuelles de la pluviométrie liées à des modes de variabilité du système océan-atmosphère, dont la plus connue aux moyennes latitudes européenne est l'oscillation Nord Atlantique (*North Atlantic Oscillation* - NAO). A moins que ce ne soit surtout l'importance relative des dégâts de ces dernières années liée à une augmentation de la vulnérabilité de ce pays en pleine croissance économique, qui fausse la perception de ce phénomène, car la Roumanie utilise et aménage, beaucoup plus que dans le passé, ces vallées pour y développer des activités économiques diverses et le pays modernise son réseau de communication terrestre.

Le travail présenté ici a donc pour objectif de montrer les premiers résultats d'une étude en cours qui vise d'une part, à analyser la variabilité pluviométrique à partir des données quotidiennes,

mensuelles et saisonnières des stations en service depuis la fin du XIX^e siècle pour y rechercher d'éventuels indices de cette possible évolution ; d'autre part, de rechercher les types de circulation atmosphériques à l'origine des événements hydrométéorologiques extrêmes.

1. Les données utilisées

1.1. Les séries de précipitations

Les données proviennent de la base de données de l'European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie (ANM) de Roumanie. Huit stations possédant au moins 60 ans de données quotidiennes ont été traitées mais pour ce texte, seules les données des deux plus longues séries pour lesquelles nous disposons de plus de 100 ans de données quotidiennes sont présentées : Arad en Transylvanie dans l'ouest du pays et Bucarest (poste Băneasca), la capitale (Tab. 1). A Arad, la série de données quotidiennes est complète sur la période 1880-2008 (sauf 1910-1923 et octobre 1944) soit 113 années sans lacune ; à Bucarest, la série est complète sur la période 1895-2007 (sauf novembre 1902 et février 1924), soit 111 années sans lacune. A Arad, le nombre de jours de précipitations recevant moins de 1 mm (Trace) est beaucoup plus faible sur les trente premières années de la série que sur les suivantes, ce qui laisse à penser que les valeurs n'ont pas été enregistrées et que le cumul annuel de cette partie de la série est probablement légèrement sous-estimée. En accord avec la note de l'ANM sur les métadonnées, les séries sont considérées comme acceptables.

Coordonnées et période disponible pour les deux stations pluviométriques utilisées

Tableau 1.

Station pluviométrique	Période	Altitude (m)	Latitude	Longitude
Arad	1880 – 2008*	117	44,08	21,21
Bucarest	1895 – 2008**	90	44,31	26,05

* lacunes 1910-1923 et octobre 1944 ; ** lacunes novembre 1902 et février 1924

1.2. Les données de crues extrêmes

Les séries de données quotidiennes de précipitations disponibles étant trop rares pour détecter les événements pluviométriques extrêmes, nous avons recherché dans les sources bibliographiques et diverses archives roumaines les dates des principales crues. Les données proviennent dans leur majorité de Mustăţea (2005). Les informations disponibles étant fournies par bassin versant, pour simplifier et pour tenir compte tenu de l'échelle des documents synoptiques, le pays a été découpé en 4 zones : nord-est, sud est, sud-ouest et nord-ouest, chaque période de crue qualifiée de majeure est associée à une ou plusieurs de ces régions. Cette échelle est largement suffisante pour permettre des comparaisons avec la classification des types de circulation atmosphérique ainsi qu'avec les cartes synoptiques quotidiennes. Une trentaine d'événements « majeurs » ont été retenus entre 1901 et 2005, dont 10 pour la saison « chaude » (mars-octobre) entre 1970 et 2005 (Tab. 2).

Principaux événements hydro-météorologiques sur la période 1970-200, type de circulation atmosphérique associé (classification de Hess & Brezowsky) et « régions » du plus les plus concernés.

Tableau 2.

Date	Région	Hess & Brezowsky	Date	Région	Hess & Brezowsky
12-14/05/1970	N et NO	HNZ	1-11/06/1988	NE	WS, TM
3-12/10/1972	S	HM	13-27/04/2005	SO	SEZ, HNA
1-07/07/1975	E et S	NEZ, HB	1-4/07/2005	S	HM, WW
21-26/06/1979	S	WW	9-17/07/2005	SE	HB, WS
12-13/03/1988	O	NWZ	19-21/09/2005	E et SE	BM

1.3. Les types de circulation

Pour repérer les grands types de circulation atmosphérique et les fronts associés aux événements hydrométéorologiques retenus, la classification dite de *Hess & Brezowsky* est utilisée (Gerstengarbe & Weber, 2005) et pour chaque événement, le sous-type de la classification est recherché. Puis les cartes

synoptiques de surface (disponibles sur le site web du *Wetterzentrale*) sont analysées à partir de J-1 par rapport à l'événement considéré pour repérer les fronts et la direction des flux de basse couche. Enfin, les données de réanalyses sont prises en compte pour caractériser la configuration isobarique sur l'Europe lors des épisodes pluvieux (non intégré dans ce texte).

2. Une forte variabilité à plusieurs échelles, mais pas de tendance nette

Une recherche de tendances sur les cumuls annuels et saisonniers, ainsi que sur le nombre de jours de « fortes pluies » des plus longues séries a été réalisée, puis deux épisodes caractéristiques de l'année 2005, considérée comme « année extrême », sont présentés.

A Arad, le cumul annuel montre deux périodes relativement plus arrosées que la moyenne (1880-1890 & 1995-2005, avec toutefois une grosse anomalie négative en 2000). Le plus important cumul annuel est observé en 1890 (894 mm) et la plus faible en 2000 (280 mm où la station n'a enregistré que très peu de précipitations notamment de septembre à novembre) (Fig. 1). A Bucarest, les quatre années les plus arrosées sont 2005 (1034 mm) suivi de 1941 (925), 1969 (854) et 1913 (825) ; les quatre années les plus sèches sont enregistrées en 1945 (277 mm), 1922 (379), 1992 (379) et 1948 (394). Sur la période commune aux deux stations (1924-2007), il n'existe pas de tendance linéaire significative sur les cumuls annuels ou saisonniers (non montré).

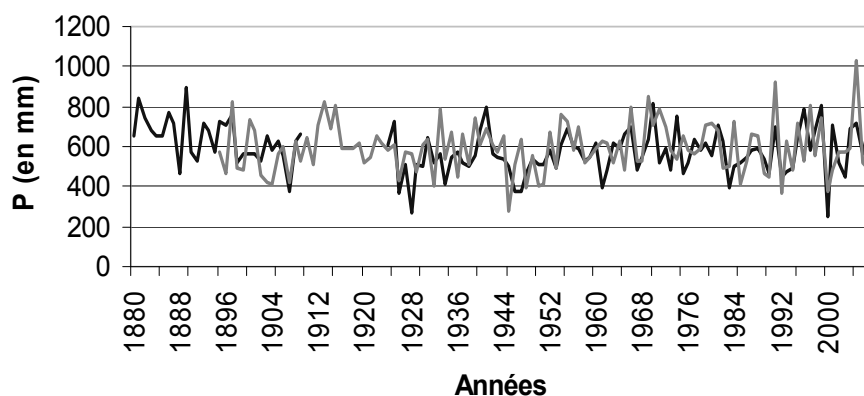


Figure 1. Cumul pluviométrique annuel en mm à Arad (noir) et Bucarest-Banaesca (gris) sur toute la période disponible (source des données : ANM Roumanie)

L'analyse du cumul trimestriel des précipitations de ces stations ne laisse pas non plus apparaître une tendance mais plutôt des séries d'années où le total des 4 trimestres est plus important que celui des périodes encadrantes (exemple pour Bucarest, 1888-91, 1912-1915 ou 1979-81, cf. Figure 2 pour les trente premières et les trente dernières années de la série de Bucarest).

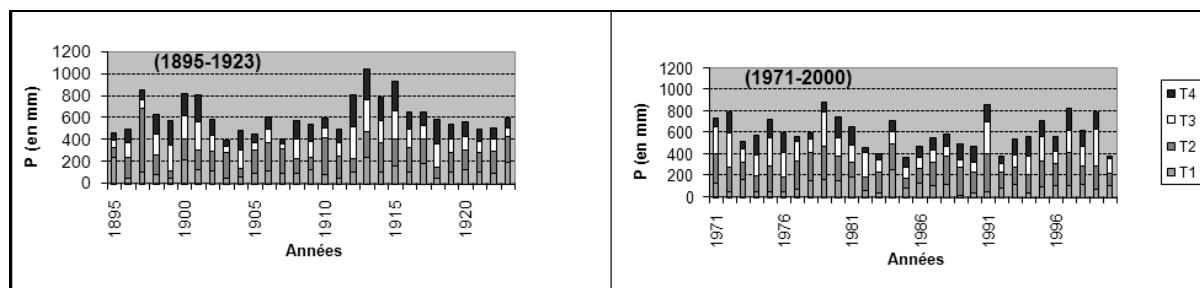


Figure 2. Cumul des précipitations trimestrielles à Bucarest Banaesca pour les 30 premières (gauche) et les 30 dernières années de la série (droite) (source des données : ANM Roumanie)

T1 = janvier-mars ; T2 = avril-juin T3 = juillet-septembre ; T4 = octobre-décembre

Les 4 jours avec le plus fort cumul de précipitations ont été enregistrés le : 28 juillet 1998 (71 mm), le 18 juillet 1896 (66 mm), le 15 mai 1881 (65 mm) et le 29 juin 1999 (64 mm). Le tableau 3 montre aussi que ces épisodes ont une durée qui en général ne dépasse pas 24 heures.

Date	J-1	J	J+1
28/07/1998	0	71	3,2
18/07/1896	0	65,7	19,3
29/05/1881	4,2	64,6	0
29/06/1999	0	64	0,6

Tableau 3. Précipitations en mm à Arad pour les quatre jours avec le plus important cumul quotidien (J) et valeur pour les jours encadrants (J-1 & J+1)

A Bucarest, le nombre de jours de précipitations supérieur à 50 mm (en moyenne 1 jour/3 ans) est également faible (49) et 2/3 de ces jours ont eu lieu entre mai et août (Figure 3). En juin 1897, la

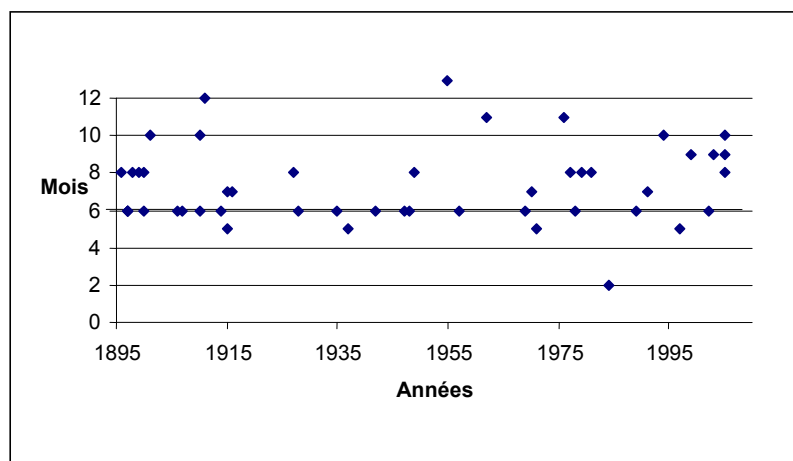


Figure 3. Mois et année dans lesquels la station de Bucarest a enregistré des précipitations supérieures à 50mm/24h

station a enregistré 3 fois des cumuls quotidiens supérieurs à 50 mm : le 4, le 13 et le 24 ; en 2005, les mois d'août, septembre et octobre ont enregistré chacun un jour avec plus de 50 mm. Seulement 3 jours, sur les 111 années de données complètes, ont enregistrées des cumuls quotidiens supérieurs à 100 mm : le 7 juin 1910 (137 mm), le 20 août 1949 (135 mm) et le 20 septembre 2005 (126 mm).

En 2005, la Roumanie a été touchée par de nombreux événements hydrométéorologiques de forte magnitude, qui, par les dégâts produits, sont probablement les plus dommageables que le pays a connu durant le dernier demi-siècle. D'après M.E.G.E. (2006), le cumul annuel des précipitations a été supérieur d'un tiers à la normale 1961-90 et de nombreuses rivières ont atteint des débits maxima occupant la première ou la deuxième position dans les séries des valeurs depuis le milieu XX^{ème}. Localement, des événements d'intensité comparables ont été enregistrées dans les décennies passées (ex en mai 1970 ou en juillet 1975...), la particularité de 2005 réside dans le nombre relativement important. L'analyse de ces événements de 2005, montre clairement qu'à plusieurs reprises, ce sont les aménagements qui ont amplifié les effets négatifs de la crue. Ainsi, en avril entre le 13 et le 27, quatre épisodes pluvieux ont été à l'origine de débits de pointe de récurrence centennale dans la région de plaine du Banat où les digues mal entretenues n'ont pas supportées la pression de l'eau et cette eau piégée par les digues a mis de longues semaines avant de s'évacuer ce qui a entraîné de gros problèmes sanitaires. De même, entre le 9 et le 15 juillet, le bassin versant du Trotus et de la Putna ont reçus des précipitations supérieures à 200 mm d'après l'ANM et la plaine inondable du Siret à la confluence avec la Putna a été inondé par débordement. A nouveau, ce sont les digues qui ont favorisées l'accumulation de l'eau (jusqu'à 6-7 m de haut) dans des petites communes rurales.

En conclusion, il ressort qu'il n'est pas possible de détecter, sur les deux longues séries, une tendance significative, que ce soit sur les cumuls annuels, saisonniers ou même sur le nombre de jours de pluies dépassant un seuil donné. Les plus forts cumuls quotidiens ou sur quelques jours consécutifs, restent relativement modestes par rapport à d'autres régions du Monde (en particulier le bassin méditerranéen) et ne montre pas non plus de tendance. Seule l'année 2005, avec de nombreux événements hydrométéorologiques à l'origine de dégâts majeurs (et l'année 2006 sur la bassin versant du Danube) donnent cette impression de tendance positive de la pluviométrie.

3. Les types de circulations associés à quelques événements hydro pluviométriques majeurs de saison chaude : premiers résultats

Si l'on exclut les situations hivernales, où les variations rapides de températures peuvent se combiner aux précipitations et donner des crues rapides (exemple : pluies et/ou foehn après un épisode neigeux), les sous types de circulations atmosphériques définies par *Hess & Brezowsky* correspondant aux événements extrêmes estivaux sont assez variés. Cependant, les configurations caractérisées par des poussées chaudes sur la Méditerranée centrale et par des coulées froides depuis la Scandinavie et la Baltique sont les plus fréquemment à l'origine des forts abats pluviométriques et l'effet barrière des Carpates est déterminant. Les quatre exemples suivants, à l'origine d'intenses épisodes pluvieux, mais sur des régions différentes de La Roumanie, le montre bien (Figure 4) montrant la température de l'air à 850 hPa). En 2005, ces types de circulation ont été plus fréquents que les autres années. Si la corrélation entre la pluviométrie et les sous type de cette classification n'est pas très évidente, ce sont plus souvent ces situations méridiennes qui sont associées aux épisodes extrêmes.

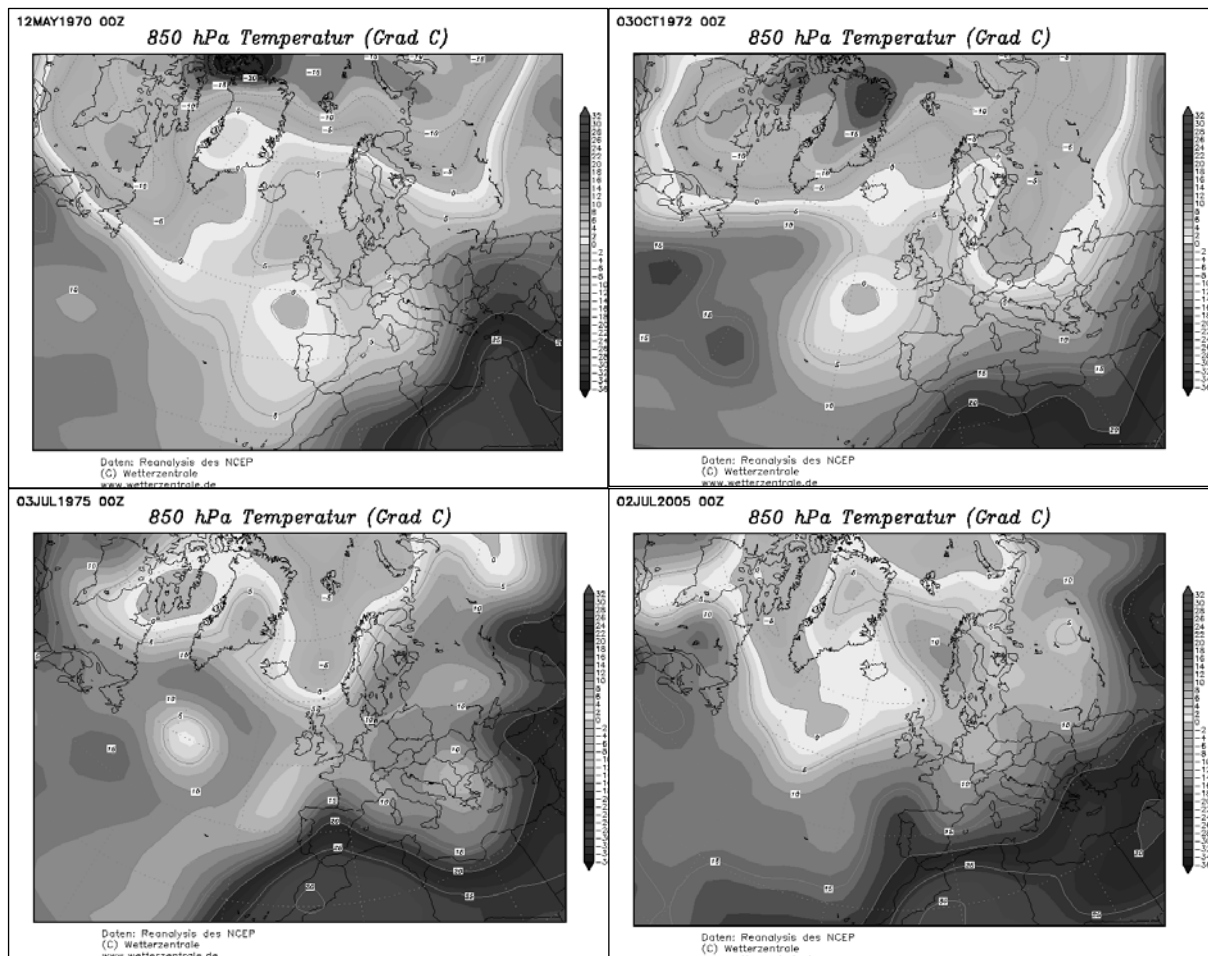


Figure 4. Température de l'air à 850 hPa (réanalyses NCEP) le 12/05/1970 (haut gauche), le 3/10/1972 (haut droit), le 3/07/1975 (bas gauche) et le 2 juillet 2005

Conclusion

Ces quelques traitements statistiques appliquées sur les deux plus longues séries de données quotidiennes de précipitations disponibles pour la Roumanie montrent qu'il n'y a pas de tendance nette pour cet aléa. Que ce soit en terme de cumul annuel, saisonnier ou quotidien. Les années très arrosées de ces dernières décennies, ne sont pas, pour les stations analysées très différentes de celles qui se sont produites à la fin du 19^{ème} et au début du 20^{ème} siècle. L'année 2005, a certes connu un nombre relativement important d'épisodes qui ont marqué les esprits et ces événements peuvent être qualifiés d'« extrêmes » car plusieurs cours d'eau ont enregistré leur débit historique depuis le début des enregistrements hydrologiques.

Mais, si l'on fait confiance à la fiabilité des données pluviométriques utilisées ici, des valeurs du même ordre de grandeur ont déjà été mesurées à la fin du XIX et au début du XX^{ème} siècle et il n'est pas possible, à partir des données analysées, de détecter une quelconque tendance significative. Les circulations dominantes associées à ces événements sont principales de N-NO à S-SE et l'effet relief joué par les Carpates est essentiel pour expliquer les principaux événements hydro-pluviométriques à l'origine des forts débits de pointe.

Le lien avec les débits de pointe reste à préciser à l'échelle de chaque bassin versant, il fait l'objet d'une étude en cours qui porte sur une meilleure évaluation de la lame d'eau précipitée ainsi que sur la couverture neigeuse dont la fonte devrait être plus précoce, ce qui entraînerait un déplacement des forts débits liquides de la fin du printemps à la période d'hiver. En revanche, ces débits de pointe ont été utiles ici pour repérer des événements pluvieux qui ne ressortent pas des séries pluviométriques.

Remerciements : Etude réalisée dans le cadre d'une bourse de perfectionnement financée par l'Agence Universitaire de la Francophonie.

Bibliographie

- Beniston, 2006: Mountain weather and climate: overview and a focus on climate change in the Alps. *Hydrobiologica*, **562**, 3-16.
- Busuioc A., 2003 : *Schimbări climatice – perspective globale și regionale*, Communication orale, Session Annuelle de Communication de l'INHGA, Bucarest.
- Busuioc A., Boroneanț C., Bojariu R., Geicu A., Baci M., 2005 : *Schimbări climatice în România evidențiate în secolul XX și scenariile pentru secolul XXI*, Communication orale, Session Annuelle de Communication de l'INHGA, Bucarest.
- Cheval S., Baci M., Breza T., Dumitrescu A., 2005: *Variabilitatea spațială și tendința temporală de evoluție a extremelor termice și pluviometrice în România*, Communication orale, Session Annuelle de Communication de l'INHGA, Bucarest.
- Cuculeanu V., 2003: *Impactul potențial al schimbărilor cliimei în România*, Ed. Ars Docendi, București, XXp.
- Gerstengarbe F-W & Weber P. C., 2005 : *Katalog der grosswetterlagen Europas (1881-2004)*. PIH Report n°100.
- M.E.G.E., 2006 : *Rapport sur les effets des inondations et des phénomènes météorologiques dangereux de l'année 2005*, Ministère de l'Environnement et de la Gestion des Eaux (M.E.G.E.), București (en roumain).
- Mustăța A., 2005: Viituri excepționale pe teritoriul României, INHGA București, 409 p.

Site web :

- <http://eca.knmi.nl/dailydata/index.php>
<http://www.wetterzentrale.de>

VENTS FORTS ET VENTS EXTREMES DANS LES PRINCIPALES VILLES COTIERES DE LA TUNISIE : MISE AU POINT METHODOLOGIQUE ET RESULTATS PRELIMINAIRES

H. BEN BOUBAKER, N. FEHRI

*U.R. Biogéographie, Climatologie et dynamique Erosive
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba. Tunisie
hboubaker@yahoo.fr ; fehri_n@yahoo.fr*

Résumé : Les vents forts, redoutés par l'homme pour leur agressivité, représentent un facteur à risque. Souvent mal définis, ils correspondent à une vitesse moyenne ≥ 15 m/s ou 20m/s en rafales. Sur les côtes de la Tunisie, ils sont assez fréquents en hiver, en rapport avec les types de temps perturbés, associés surtout à une circulation atmosphérique de nord et d'ouest en hiver. L'été, le risque de vents forts est plus faible, en raison de la prédominance des types de temps calmes, associés à des situations anticycloniques plus fréquentes.

Mots clés : vent fort, vent extrême, rafale, risque, Tunisie.

Abstract: Strong and extreme winds in the principal coastal cities of Tunisia : methodology and preliminary results. Strong winds, dreaded by the man for their aggressiveness, represents a factor at the risk. Often badly defined, they correspond at a mean velocity ≥ 15 m/s or 20m/s in gusts. On the coasts of Tunisia, they are rather frequent in winter, in connection with the types of weather, especially associated an atmospheric circulation of north and west in winter. The summer, the risk of strong winds is weaker, because of the prevalence of the calm types of weather, associated more frequent anticyclonic situations.

Key words: Strong wind, extreme wind, risk, gust, Tunisia

Introduction

Le vent représente un élément du climat parfois, agréable et bienfaisant quand il est associé à certains types de temps chauds ou quand il fait dissiper les concentrations polluantes par exemple. Mais, dès que sa force dépasse un certain seuil, il devient redouté par son effet stressant, dévastateur ou contraignant pour certaines activités de plein air, telle que la navigation aérienne et maritime, la pêche, la circulation routière, les cultures de plein champ, ... Même la production d'énergie éolienne s'estompe dès que le vent dépasse une certaine force. L'effet des vents forts de surface se manifeste soit par leur action mécanique, soit par leur effet thermique, qui se matérialise essentiellement par une action desséchante. Le paysage rural, surtout littoral, n'est-il pas décoré par des rideaux d'arbres, abritant les parcelles de leur effet destructeur.

En Tunisie, les régions littorales, où la rugosité est plus faible qu'à l'intérieur des terres, représentent **le secteur le plus vulnérable à l'égard des vents forts**. En effet, c'est autour des grandes villes côtières que se localisent les principaux ports et aéroports du pays. Les artères principales de la circulation terrestre (autoroutes et routes principales, chemins de fer) longent également le littoral, reliant les grandes agglomérations urbaines, de l'extrême nord à l'extrême sud du pays (Tunis, Tabarka, Bizerte, Nabeul, Sousse, Sfax, Gabes, Djerba, ...). Par ailleurs, ces grandes villes représentent les principaux centres de concentration des activités économiques (tourisme, activités tertiaires, industrie, ...) et de la population.

Les qualificatifs de vent fort, grand vent ou vent extrême sont d'usage courant, mais leur définition n'est pas pour autant unanime et précise. Dans le présent travail, nous cherchons à :

- définir les vents forts de surface et proposer une typologie convenant à l'étude de ce risque ;
- étudier leur fréquence moyenne, interannuelle, saisonnière et mensuelle;
- analyser l'origine des vents forts et les facteurs aérodynamiques générateurs ;

1. Données et méthodes

1.1. Données

Pour analyser les vents forts de surface à l'échelle des différentes régions littorales du pays, nous nous sommes référés aux 8 stations synoptiques fournissant des séries de données complètes, homogènes et fiables (figure 1). Elles sont localisées dans les principales villes représentatives aussi bien du rivage oriental que septentrional du pays. Deux autres stations (Nabeul et Mahdia) ont été rejetées pour non conformité à ces normes.

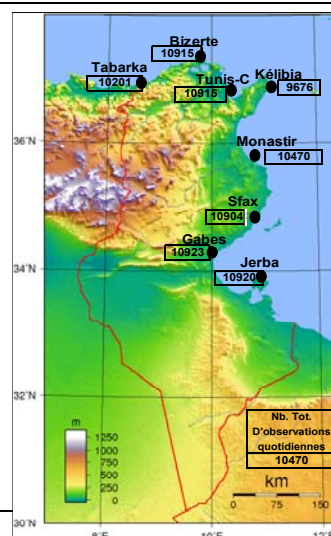
Deux types de données ont été nécessaires pour une étude minutieuse des vents forts :

- la **vitesse du vent moyen** horaire mesurée à une hauteur standard de 10 mètres au-dessus du sol. Etant donné que la vitesse du vent est très variable d'un instant à l'autre, en raison de la succession très rapide de rafales et de plats, les bulletins météo fournissent la moyenne calculée sur les 10 minutes qui précèdent l'heure officielle du relevé.

- le **vent maximum instantané** : il s'agit de la vitesse maximum du vent observée sur 0,5 secondes, par rafales. Leur vitesse peut dépasser celle du vent moyen de 50 % (www.meteo.fr)

Ces données, traitées et gracieusement fournies par l'Institut National de la Météorologie, couvrent une période trentenaire homogène pour toutes les stations, allant de 1977 à 2006.

Figure 1. Carte de localisation



1.2. Méthodes

1.2.1. Etat des lieux et critiques

Il n'existe ni une définition consensuelle universelle des vents qualifiés de « forts » ni une définition normalisée des vitesses de vent correspondantes. Cette absence de définition franche et précise incombe aux problèmes suivants :

- d'abord, plusieurs échelles et unités de mesure de la force et de la vitesse du vent sont d'usage, aussi bien en milieu marin que sur le continent. Toutefois, les fourchettes quantitatives correspondant aux différentes qualifications sont assez variables selon les pays et les usages. L'échelle de **Beaufort**, datant depuis 1806, repose sur l'observation de l'**effet du vent** sur le paysage, selon une grille qui va de 0 à 12. L'échelle de mesure en nœuds, reposant sur l'observation des vagues, est plus précise, mais elle est essentiellement utilisée par les marins. Quant aux instruments de mesure modernes, ils mesurent la force du vent soit par m/s soit par km/h. Pour effectuer la correspondance entre ces différentes unités de mesure (tableau 1), des arrondissements sont toujours nécessaires, d'où les risques de perte de précision et de divergences d'un auteur à l'autre. En l'occurrence, la force 6 de l'échelle Beaufort (hauteur des vagues de 3 à 4 m) correspond à une vitesse de 22 à 27 nœuds, soit l'équivalent de 39 à 49 km/h ou 10,8 à 13,8m/s.

Correspondance entre les différentes unités de mesure de la vitesse du vent

Tableau 1.

m/s	noeuds	Km/heure
1	1,943	3,6
0,515	1 (= 1 mille/heure)	1,853
0,278	0,540	1

- Ensuite, la force du vent n'est pas appréciée de la même manière chez les marins et en milieu terrestre. Si les marins se réfèrent aux mouvements des vagues pour apprécier la force des vents, les terrestres se réfèrent à des phénomènes différents, tels les mouvements des feuilles et des branches d'arbres. Etant donné que la rugosité est très différente entre les deux milieux, un vent soufflant à même vitesse, n'est pas forcément apprécié de la même manière sur terre que sur mer;

- Enfin, les qualificatifs affectés aux différents vents, omettent souvent l'emploi des termes fort, très fort, ... L'usage courant fait appel à des qualificatifs peu précis pour pouvoir distinguer les vents « forts » de ceux qui ne le sont pas. En l'occurrence, les nuances entre les termes de « vent frais », « grand frais », « coup de vent » ou « fort coup de vent » ne sont pas suffisamment explicites pour identifier les vents forts.

En conséquence, les seuils à partir desquels un vent est désigné « fort » varient d'un auteur à l'autre. Par exemple, l'échelle de **Beaufort**, divisée en 13 catégories de force, distingue entre les brises et les vents. Les vitesses supérieures aux brises correspondent, sur terre, à un vent frais (force 6), grand frais (force 7), coup de vent, (F8), fort coup de vent (F9), tempête (F10) et violente tempête (F11).

Quant à Peguy Ch. P (1970), il retient le seuil de 11-14m/s pour définir un vent « fort » (tableau 2). Il le qualifie de « violent » à partir de la vitesse 15 à 21 m/s et « très violent » à partir de 22m/s.

Echelles et qualificatifs des vents proposés par Peguy Ch. P. (1970)

Tableau 2.

Qualificatifs	Vitesse en m/s	Vitesse en km/h	Echelle de Beaufort
Faibles	2 à 4	7 à 15	2 à 3
Modérés	5 à 7	16 à 25	4
Assez forts	8 à 10	26 à 36	5
Forts	11 à 14	37 à 50	6 à 7
Violents	15 à 21	51 à 73	8 à 9
Très violents	Plus de 22	Plus de 75	10 à 12

Se référant aux normes physiologiques de confort humain, Besancenot JP. (1990) admet le seuil 12m/s comme limite supérieure de confort par grande chaleur, au-delà de laquelle l'effet mécanique du vent sur le corps devient « passablement fatigant et il s'y ajoute des effets neuro-végétatifs déplaisants » (Besancenot, 1990). Par temps froid, ce seuil est réduit à 10m/s pour convenir à « l'extrême sensibilité du troisième âge aux vents forts » susceptibles non seulement de développer l'irritabilité et de diminuer la sociabilité, mais aussi de déclencher des accidents cardiaques ou cérébro-vasculaires (*Idem*). Alouane (2002), utilise un seuil plus bas (9-12m/s) pour qualifier un vent **fort** en Tunisie. Il est **très fort** si sa vitesse va de 13 à 16 m/s. Au-dessus, c'est la **tempête**.

Pour la Méditerranée, d'autres auteurs (Besson et al, 1996) proposent le seuil d'un vent à vitesse ≥ 16 m/s. Quant au « *Meteorological office* » britannique, (1962), il admet une force ≥ 6 de Beaufort (soit 11,3m/s), comme limite inférieure des vents forts.

Météofrance (www.meteo.fr) parle de **Grand vent**, « dont la force excède celle des brises ». Ce **grand vent** correspond à un « **vent fort** », **très fort** ou (en mer) **violent**, de force au moins égale à 7, ce qui correspond à une vitesse supérieure ou égale à 28 noeuds ou 50 km/h (=14,4 m/S = 28 noeuds).

Typologie des vents selon Météofrance (www.meteo.fr).

Tableau 3.

Qualificatif	Vitesse en noeuds	Force de l'échelle Beaufort	Vitesse correspondante en km/h	Vitesse correspondante en m/s
vent faible	0 à 6	0 à 2		1 - 3,1
vent modéré	7 à 21	3 à 5	13 - 39	3,6 – 10,8
vent assez fort	22 à 27	6	40,7 – 50,1	11,3-14
vent fort	28 à 40	7 et 8	51,8 – 74,1	14,4-20,6
très fort	41 à 47	9	76 – 87,1	21,1-24,2
violent	> à 47	10 et plus	> 87,1	> 24,2

Cette définition, largement convergente avec celle de Peguy, nous semble suffisamment explicite. Elle est adéquate avec le seuil d'alerte de 30 nœuds (=15,4m/s = 55,5 km/h), adopté par l'Institut National de la Météorologie en Tunisie (INM) pour les marins (ce qui correspond à environ ≥ 16 m/s (= 31,1 nœuds ou 57,6 km/h).

Enfin, toutes ces définitions des catégories du vent se réfèrent au vent moyen, calculé sur 10 minutes. Par exemple, la vitesse du vent annoncé dans un bulletin météo à 15 h est le résultat de la moyenne calculée sur les 10 minutes précédentes. Par contre les vents de rafale, exprimés par le vent maximum instantané, sont quasiment ignorés par ces différentes typologies, se contentant souvent de signaler que la vitesse de ces vents de rafale peut atteindre jusqu'à 50% de celle des vents moyens. Or, ces vents instantanés, bien qu'ils ne soient pas représentatifs de la vitesse observée avant et après l'heure de leur enregistrement, peuvent être d'une efficacité telle qu'ils risquent de renverser une barque ou une voiture, de déraciner un arbre, de tordre des poteaux ... Nous jugeons alors qu'ils méritent d'être considérés dans la définition d'un jour ou d'un épisode à vent fort. En Tunisie par exemple, les bulletins d'alerte météo de l'INM jugent les vents de rafale comme étant à risque dès que leur vitesse excède d'environ 10 nœuds celle du vent moyen (source orale de l'INM). En France, les assureurs retiennent le seuil de 100 km/h (= 54 nœuds = 27,8 m/s) en vitesse de vent instantané (intégré sur 0,5 s) pour indemniser les dégâts dus au vent. Là aussi, il est admis que le rapport entre vent instantané et vent moyen sur 10 minutes est de l'ordre de 1,6 à 1,9 (http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/biblio/pigb15/08_evolution.htm). D'autres auteurs se contentent de mentionner que l'écart de vitesse entre les deux dépasse 50%.

1.2.2. Typologie des vents forts

Compte tenu des difficultés et de la diversité des définitions évoquées plus haut, nous jugeons que les vents **forts**, susceptibles de représenter un aléa, correspondent à ceux dont la vitesse est supérieure à un seuil variant entre 14 et 16 m/s, soit l'équivalent de 30 nœuds ou de la force 7 de Beaufort. Par commodité et pour rester dans la fourchette des normes méditerranéennes et tunisiennes, nous retenons donc délibérément la vitesse de **15m/s** pour le vent moyen et **20m/s** pour le vent maximum instantané, soufflant en rafale. La vitesse du vent exprimée en m/s, étant la plus fine, servira d'unité de référence.

A partir de cette limite, l'agression du vent subie par l'organisme devient certaine, qu'il fasse chaud ou froid. Les risques liés à l'effet du vent deviennent également certains, aussi bien pour le paysage naturel que pour l'organisme humain. La mer devient très forte. Sur terre, un piéton peine à marcher contre le vent et les arbres en entier sont agités. Les effets mécaniques du vent, en l'occurrence érosifs, s'intensifient. Même le seuil optimum de fonctionnement des éoliennes (environ 13 m/s) se trouve franchi.

En somme, nous retenons la typologie suivante des vents pour la Tunisie (tableau 4). Dans la présente étude, nous focalisons sur les trois derniers types de vents forts :

Typologie des vents forts, moyens et extrêmes

Tableau 4.

	Vent moyen (horaire)			Vent maxi instantané (rafales)
	m/s	Noeuds	Beaufort	m/s
Faible	1 – 4	0-7	0-2	1-9
Modéré	5 – 9	10 - 18	3-4	10 – 14
Assez fort	10 – 14	19-29	5-6	15 - 19
vent fort	15 – 19	30 – 40	7 à 8	20 – 24
très fort	20 – 24	41 – 47	9	25 – 29
violent	≥ 25	> 47	10 et +	≥ 30

Deux grandes catégories de vent peuvent être alors retenues :

- les **vents faibles à modérés** : ils correspondent à des vitesses de vent moyen inférieures à 15 m/s ou des rafales inférieures à 20 m/s.
- les vents **forts à violents**: ils sont de trois types :
 - o vent **fort**, correspondant à une vitesse de 15 à 19 m/s en vent moyen ou 20 à 24 m/s en rafale.
 - o Vent **très fort**, correspondant à une vitesse de 20 à 24 m/s en vent moyen ou 25 à 29 m/s en vent maxi instantané. En l'occurrence, les palettes des éoliennes sont automatiquement freinées dans que la force du vent franchit ce seuil (dans le cas des éoliennes installées en Tunisie).
 - o Enfin, le vent **violent**, correspondant à l'échelle 10 de Beaufort qui signifie une tempête. Il s'agit du vent soufflant à une vitesse moyenne supérieure ou égale à 25 m/s ou à 30m/s en rafale.

Partant de cette typologie, nous cherchons à identifier et catégoriser les « jours à vent fort ». Pour ce faire, nous avons procédé de deux manières :

D'abord, nous avons privilégié le critère du vent maximum instantané comme indicateur unique de définition d'un jour à vent fort, très fort ou violent, dès que cette vitesse atteint ou dépasse le seuil de 20m/s (=41 noeuds). Si on admet qu'une telle vitesse dépasse celle du vent « moyen » d'environ 10 noeuds, la vitesse de ce dernier serait supérieure à 30 noeuds (ou 15m/s), ce qui concorde avec la grille proposée (tableau 4). Dans ce cas, un vent au moins « for » à tous les égards devrait avoir lieu pendant un moment de la journée. Le critère du vent maximum instantané, outre sa manipulation facile, peut être donc considéré comme représentatif à la fois du vent de rafale et du vent moyen horaire.

Ensuite, pour affiner la définition, nous avons considéré qu'un jour est qualifié à vent fort, très fort ou violent dès que les deux critères de vent moyen et extrême sont réunis. Par exemple, pour repérer un jour à vent fort, il faut qu'il ait enregistré une rafale de vitesse comprise entre 20 et 25 m/s et qu'au moins une des mesures horaires du vent moyen appartienne à la fourchette 15 à 20 m/s.

Dans le cas où la vitesse du vent maximum instantané appartient à une catégorie supérieure à celle du vent moyen, nous admettons le qualificatif de cette dernière, censée être plus représentative d'un événement plus pérenne que celui d'une rafale de 0,5 seconde.

Cette méthode permet d'inventorier les jours de l'année en fonction de la force éolienne, tout en combinant l'observation des vents moyens et des rafales. Elle permet également de simplifier la réalité, puisqu'un jour x peut connaître des épisodes de calme et d'autres à vent soufflant à différentes

forces. Toutefois, elle fait abstraction de la persistance du vent à l'échelle de la journée, qui reste possible par d'autres méthodes (vent moyen quotidien, cumul des vitesses horaires journalières, ...).

2. Fréquence des vents forts

D'après la figure n°2, on peut déduire :

- la grande variabilité interannuelle, en termes de fréquence absolue d'occurrence des vents forts. L'évolution est co-fluctuante entre les stations, particulièrement entre les stations du rivage nord. Les pics des années 1988, 1991, 1994, 1999, 2003, ... se retrouvent dans la plupart des stations.

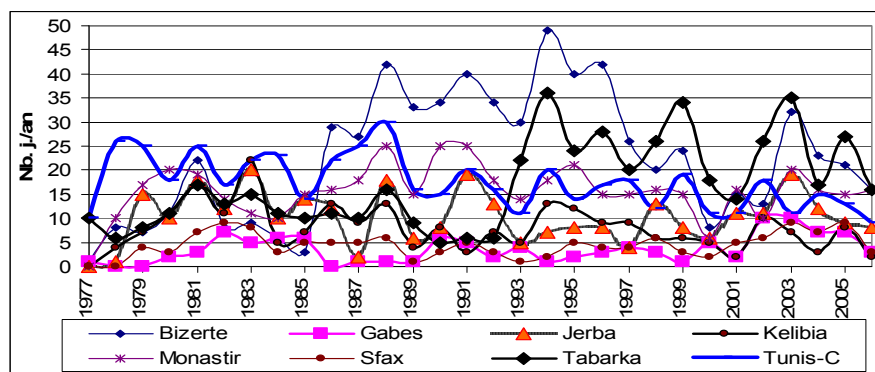


Figure 2. Variabilité du nombre de jours de vent fort/an (vent maxi instantané $\geq 20\text{m/s}$) (1977-2006).

- une opposition assez nette apparaît entre le littoral septentrional et oriental. En particulier, la station de Bizerte et celle de Tabarka, apparaissent comme les plus ventées de l'ensemble des régions littorales. Quant au rivage oriental, il connaît une fréquence beaucoup plus faible de vents forts, surtout au niveau des stations du golfe de Gabès (Gabès, Sfax et Jerba). Toutefois, le site péninsulaire de Monastir lui affecte une vocation beaucoup plus ventée que le reste du littoral Est du pays.

Taux et nombre annuel moyen de jours à vent de rafale (vent maxi instantané $\geq 20\text{m/s}$) (1977-2006)

Tableau 5.

	Tabarka	Bizerte	Tunis-C	Kelibia	Monastir	Sfax	Gabès	Jerba
% jours à vent fort	5,0	6,6	4,8	2,5	4,5	1,2	1,0	2,8
Nb moy. j/an	16,9	22,4	17,4	7,9	15,7	4,4	3,6	10,2

Le tableau n°5 confirme ce constat. En effet, le nombre annuel moyen de jours à vent fort dépasse 17 sur le littoral septentrional, avec un maximum de 22 à Bizerte. Cette moyenne descend à moins de 10j/an sur le littoral oriental, excepté Monastir. En termes de pourcentage, les statistiques sont plutôt rassurantes, puisque le taux moyen de jours à vent fort en Tunisie littorale est limité entre 1 et 6,6%.

Pour affiner davantage la définition des jours à vent fort, nous avons pris en considération simultanément les statistiques des rafales et celles du vent moyen horaire. Un jour est considéré à vent fort si la vitesse du vent moyen horaire la plus élevée est $\geq 15\text{m/s}$ et celle du vent maximum instantané journalière est $\geq 20\text{m/s}$ (tableau 6). Toutefois, cette méthode sous-estime l'effectif des jours à vent fort, en éliminant les jours à fortes rafales ayant eu lieu entre les pointes des heures. En comparant les résultats du tableau suivant à celles du précédent, le nombre moyen de jours à vent fort se réduit à moins du 1/3.

Ces vents forts se produisent surtout en hiver. Ils sont généralement associés à des types de temps perturbés. En revanche, l'été étant marqué par la prédominance des situations anticycloniques (Henia L., 1998), enregistre le taux le plus faible de jours à vent fort, aussi bien sur le littoral oriental que septentrional.

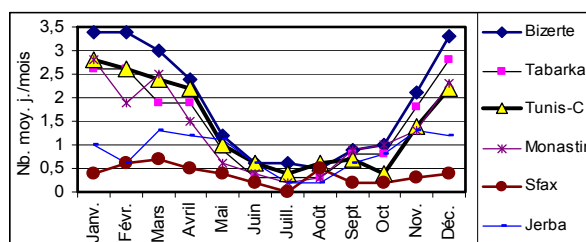


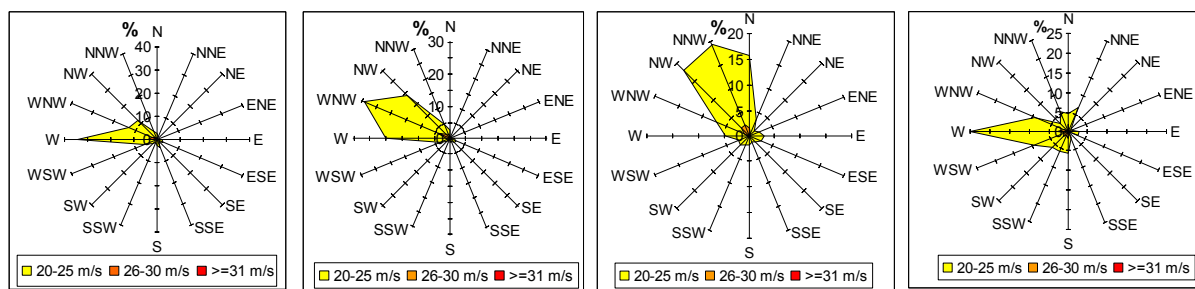
Figure 3. Fréquence moyenne mensuelle des jours à vent fort de rafale (moyenne 1977-2006)

Nombre annuel moyen de jours à vent fort (rafales ≥ 20 m/s et vent moyen ≥ 15 m/s) (1977-2006)

Tableau 6.

	Bizerte	Tunis-C	Kélibia	Tabarka	Monastir	Sfax	Gabès	Jerba
Nb. J. Moyen	5,4	4,8	0,3	2,9	6,0	0,7	0,2	3,6

Direction et origine des vents forts :



a. Tabarka

b. Tunis-Carthage

c. Monastir

d. Gabès

(nombre total jours = 507) (nombre total jours = 23) (nombre total jours = 471) (nombre total jours = 108)

Figures 4. Fréquence annuelle moyenne (1977-2006) des vents de rafales, forts, très forts et violents

Les roses de vent (figures 4 a, b, c et d) représentent la direction des vents forts observés dans quelques stations littorales en Tunisie, mais font abstraction des calmes et des vents à vitesse ≤ 19 m/s. Un schéma presque identique se reproduit dans toutes les stations littorales. Les vents forts proviennent quasi exclusivement de directions comprises entre l'ouest et le nord. A Monastir, les vents forts sont plus tournés vers le nord. Certes, sa localisation au sud du golfe de Hammamet, et son site péninsulaire assez dégagé, l'expose aux flux qui se renforcent en longeant la côte (dans un sens NNW/SSE), échappant à une rugosité plus élevée à l'intérieur des terres.

Les vents forts, tels qu'ils sont décrits plus haut, se produisent essentiellement par types de temps perturbés, particulièrement fréquents en hiver (El Melki, 1996). En général, ils se produisent quand la Tunisie se trouve dans une zone de contact entre 2 champs barométriques contrastés, avec un gradient isobarique fort, véhiculant vers nos côtes un flux que se renforce à la merci d'une rugosité faible. Le plus souvent, ces conditions surviennent par une circulation méridienne (exemple du 22 janvier 1981) ou dans le cas de l'établissement d'un noyau de basse pression sur la Tunisie ou sur ses frontières (exemple du 14 décembre 2005). Dans les deux cas, des vents forts à violents généralisés balayent le pays, avec des rafales à haut risque, dépassant 30 m/s sur nos côtes.

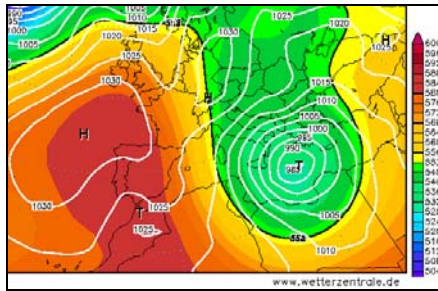


Figure 5. Situation du 22 janvier 1981 à 00hTU

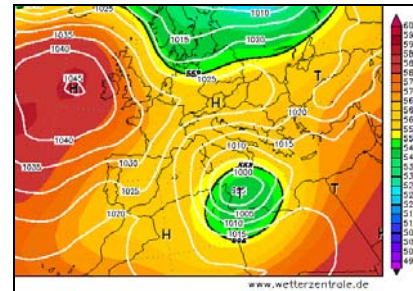


Figure 6. Situation du 14 décembre 2005 à 00hTU

Conclusion et perspectives

Les vents forts se définissent mieux par référence à la vitesse des rafales, qui traduisent mieux le risque. En revanche, le vent moyen enregistré toutes les pointes des heures, est plus utile pour analyser l'intensité et la persistance des vents forts. L'étude de ces vents mérite également d'être approfondie par l'analyse de leurs répercussions sociétales, physiologiques, morphologiques et énergétiques.

Bibliographie :

- Alouane T. (2002): *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*, Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p.
- Besancenot JP. (1990): *Climat et tourisme*. Edit. Masson, 223 p.
- Besson J., Hontarrède M., Macé R. et Mayençon R. (1996): *Météo pratique en Méditerranée*. Edit. Nathan, 263p.
- El Melki, (1996): *Les masses d'air sur la Tunisie*. Thèse de Doctorat, Université de Tunis, FSHS, 328 p.
- Henia L. (1998): Les situations anticycloniques en Tunisie. *Publications de l'AIC*. Vol. 11, pp. 166-173
- Meteorological office, Grande Bretagne (1962): *Weather in the Mediterranean*, Vol. 1; Londres, 180 p.
- Peguy Ch. P. (1970): *Précis de climatologie*. Edit Masson, 468 p.

SAISONNALITE CLIMATIQUE ET DYNAMIQUE VEGETALE EN TUNISIE : ANALYSE SPECTRALE A PARTIR DE L'IMAGERIE NOAA

S. BEN ROMDHANE, H. BEN BOUBAKER

*U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et dynamique Erosive
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités. 2010 Manouba TUNISIE
benromdhanesafa@yahoo.fr; hboubaker@yahoo.fr*

Résumé : Cette étude analyse l'évolution spatio-temporelle des paysages végétaux au moyen des indicateurs radiométriques, spécialement l'indice de végétation normalisé (NDVI). Les images NOAA sélectionnées couvrent les quatre saisons, à intervalle de quelques années (le 11-11-1996 ; le 14-02-1998 ; le 30-05-2000 et le 18-08-2002). A partir du suivi de l'activité chlorophyllienne, nous aboutissons à des cartes d'occupation du sol des principales formations végétales de la Tunisie à l'échelle saisonnière. L'irrégularité de l'évolution du NDVI permet de dégager deux aspects principaux de variabilité : une variation spatiale régulière et une variation spatiale irrégulière.

Mots clés : NOAA, NDVI, classification, occupation du sol, activité chlorophyllienne

Abstract: *Climatic seasonal variation and the vegetation dynamics in Tunisia: spectral analysis starting from NOAA imagery.* This study analyzes space-time evolution of the vegetable landscapes to the means radiometric indicators, especially the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). Selected images NOAA cover the four seasons, with interval of a few years (the 11-11-1996; the 14-02-1998; the 30-05-2000 and the 18-08-2002). To leave the follow-up of the chlorophyllian activity, we end to seasonal charts of occupation of the ground of the principal vegetable formations of Tunisia. The irregularity of the evolution of the NDVI makes it possible to release two principal aspects of variability: a regular space variation and an irregular space variation.

Key words: NOAA, NDVI, classification, occupation of the ground, chlorophyllian activity

Introduction

Le paysage végétal est une mosaïque composée de divers types de végétaux dont les composants changent d'une année à l'autre, d'une saison à l'autre et même d'un mois à l'autre.

La présente étude analyse la dynamique des paysages au moyen d'indicateurs radiométriques des végétaux, spécialement l'indice de végétation normalisé NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) qui autorise le suivi de l'activité chlorophyllienne de la végétation. L'objectif est de proposer une classification bioclimatologique actualisée des principales formations végétales en Tunisie par type de saison. Le NDVI est un indicateur satellital de l'activité photosynthétique des associations végétales ainsi que de leur stress hydrique. Compte tenu de l'extension géographique de la Tunisie et de sa grande diversité végétale associée à la faible résolution spatiale des images NOAA (US National Oceanographic and Atmospheric) de 1.1 km². Il a été nécessaire de se référer aux cartes du couvert végétal récemment produites, faut de pouvoir prospecter le terrain sur l'ensemble du territoire national.

1. Données et méthodes:

1.1. Les données satellitales:

Les données satellitales utilisées sont enregistrées par le capteur AVHRR embarqué sur le satellite NOAA (Advanced Very High Resolution Radiometer, US National Oceanographic and Atmospheric), qui produit des images avec une résolution spatiale maximale de 1.1 km². Les images sélectionnées couvrent les quatre saisons à intervalle de quelques années. L'image du 11-11-1996 représente l'automne, celle du 14-02-1998 représente l'hiver, celle du 30-05-2000 représente le printemps et l'image du 18-08-2002 est représentative de l'été. Ces scènes NOAA-AVHRR ont été enregistrées et prétraitées à l'INM (Institut National de la Météorologie).

Le NDVI est une combinaison arithmétique des réflectances mesurées dans les longueurs d'ondes Visible et Proche Infra Rouge de la façon suivante: $NDVI = (PIR - Vis) / (PIR + Vis)$ (Rousse *et al*, 1974). Le NDVI donne des informations sur l'état du couvert végétal ainsi que sur la biomasse. Une diminution du NDVI correspond à une activité photosynthétique réduite et une biomasse verte faible.

En revanche, une végétation dense se caractérise par un NDVI fort (Pouchin. T *et al.* 2002), traduisant une activité chlorophyllienne développée.

1.2. Traitement des données satellitaires:

Pour effectuer les traitements nécessaires, nous nous sommes servis du logiciel MATLAB. Il permet de visualiser le NDVI à partir de macro instructions, sous forme d'expressions matricielles, en appliquant la formule du NDVI sur les canaux de l'image source. Les couleurs de l'image ne sont pas de vraies couleurs des objets dans la nature et c'est l'analyse de la palette de nuances s'étendant entre ces valeurs extrêmes qui va nous renseigner sur la densité du couvert végétal et distinguer les lieux de haute réflectance des végétaux.

Ensuite, nous avons appliqué la classification non supervisée, à l'aide du logiciel ENVI. Les images obtenues sont en mode raster. La conversion du mode raster en mode vectoriel a été accomplie à l'aide du logiciel ARC VIEW.

1.3. L'identification des classes:

La classification des images NDVI résultantes permet de regrouper les régions en unités homogènes du NDVI et permet l'identification des grandes unités paysagères.

Pour interpréter les données, on s'est référé au comportement spectral des objets, tels qu'il est traduit par les images NDVI. En fin de traitement, on a procédé à des regroupements des classes radiométriques en classes thématiques.

L'identification des classes est réalisée à partir de différentes sources de données cartographiques notamment la carte de végétation de la Tunisie (Gammar. A. M. 2002) et la carte d'occupation du sol de la Tunisie (Ministère de l'Agriculture. 1995).

2. Saisonnalité de l'occupation du sol

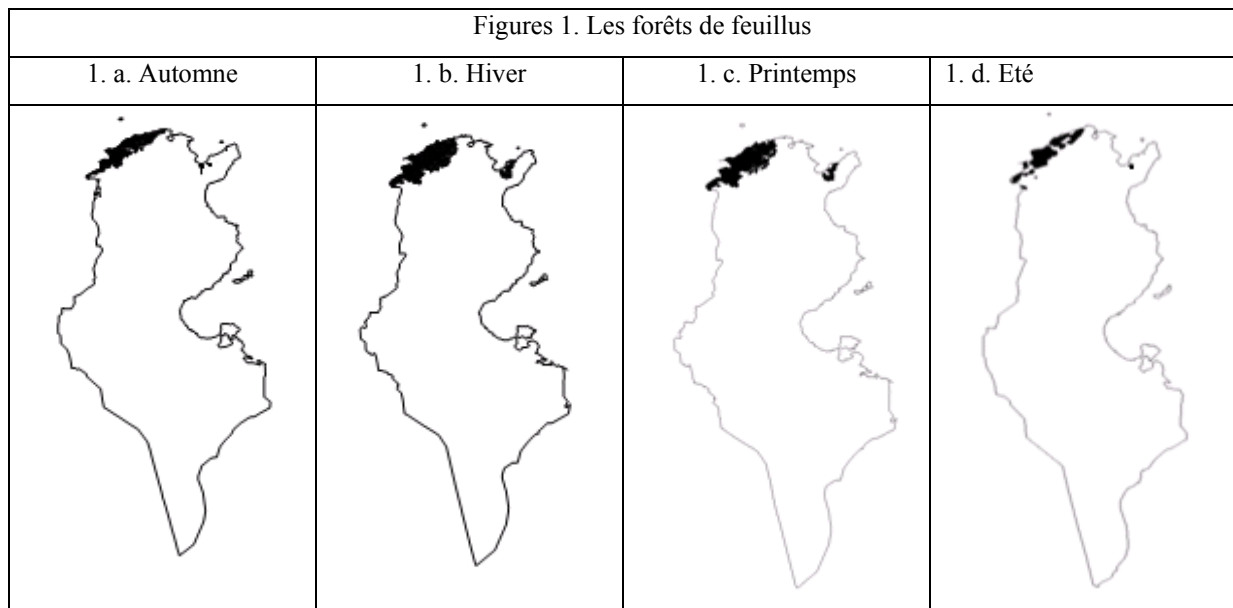
Les cartes thématiques obtenues permettent de suivre la dynamique de l'activité chlorophyllienne du couvert végétal d'une saison à l'autre à partir de la variation de l'indice de végétation normalisé NDVI. Pour ce faire, nous avons distingué entre les grands types de formations végétales en Tunisie.

2.1. Les forêts de feuillus

Les forêts des arbres feuillus en Tunisie sont localisées au nord de la Mejerda et le nord de la presqu'île du Cap Bon. Ces forêts présentent un NDVI fort durant toute l'année. Ce sont des forêts xérophiles composées d'arbres armés pour résister à la sécheresse. Ce sont souvent des arbres à feuilles persistantes (feuilles petites, dures et luisantes). Les espèces les plus rencontrées sont *le Chêne vert*, *le Chêne Liège* et *l'Oléastre*, sans oublier *le Chêne Zeen*, seule espèce caducifoliée localisée dans la Kroumirie. Ces forêts bénéficient de l'influence modératrice de l'altitude sur la sécheresse et gardent une forte réflectance pendant toute l'année.

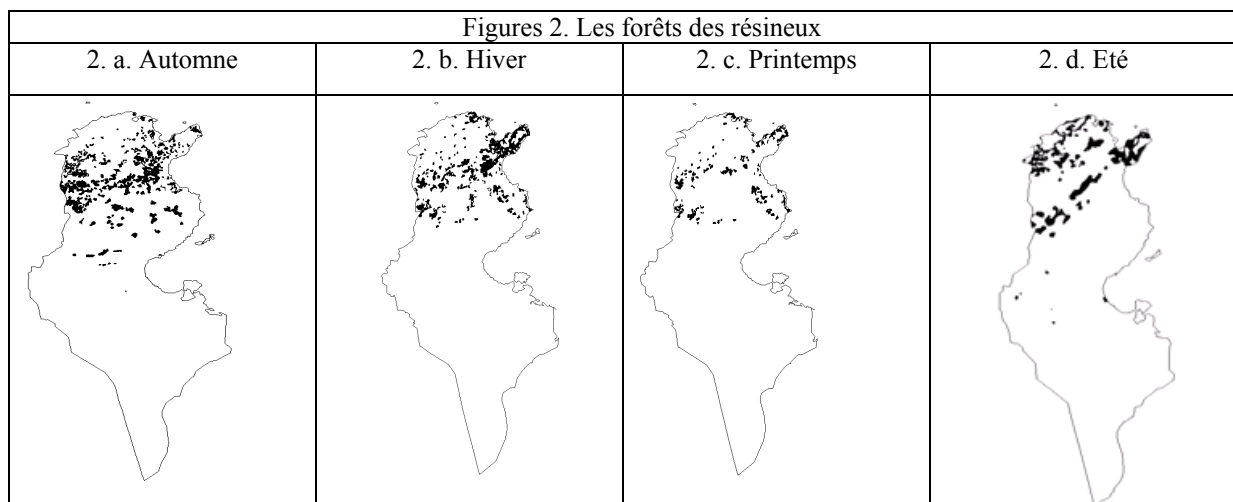
Au cours de l'année, les forêts des feuillus ne présentent qu'un changement spectral mineur, mais surtout un changement spatial important (Figures 1.a, b, c, d). La variabilité spatiale se manifeste par l'extension de l'aire de l'activité chlorophyllienne de la forêt pendant l'hiver et le printemps. Cependant, la sécheresse estivale se traduit par des changements spectraux (NDVI faible) mais aussi spatiaux. La surface de la forêt donne l'impression de rétrécissement lors du dessèchement des végétaux (Figure 1. d).

L'automne est considéré comme le début de la saison humide. Pourtant, les valeurs du NDVI restent faibles, en raison du stress hydrique hérité de l'été. Les nuances spatiales de la forêt entre l'été et l'automne restent donc faibles.



2.2. Les forêts des résineux

Les cartes d'extension spatiale de ce type de forêts en automne et en hiver montrent qu'elles s'étendent de la presqu'île du Cap Bon, à la Dorsale et même à l'intérieur du Tell, surtout le Haut Tell. Les forêts des résineux, comme *le Genévrier*, *le Thuya* et surtout les forêts de *Pin d'Alep*, sont moins réfléchantes que celles des feuillus. Elles se caractérisent par un NDVI assez élevé en hiver, mais qui reste moins important que celui des feuillus.



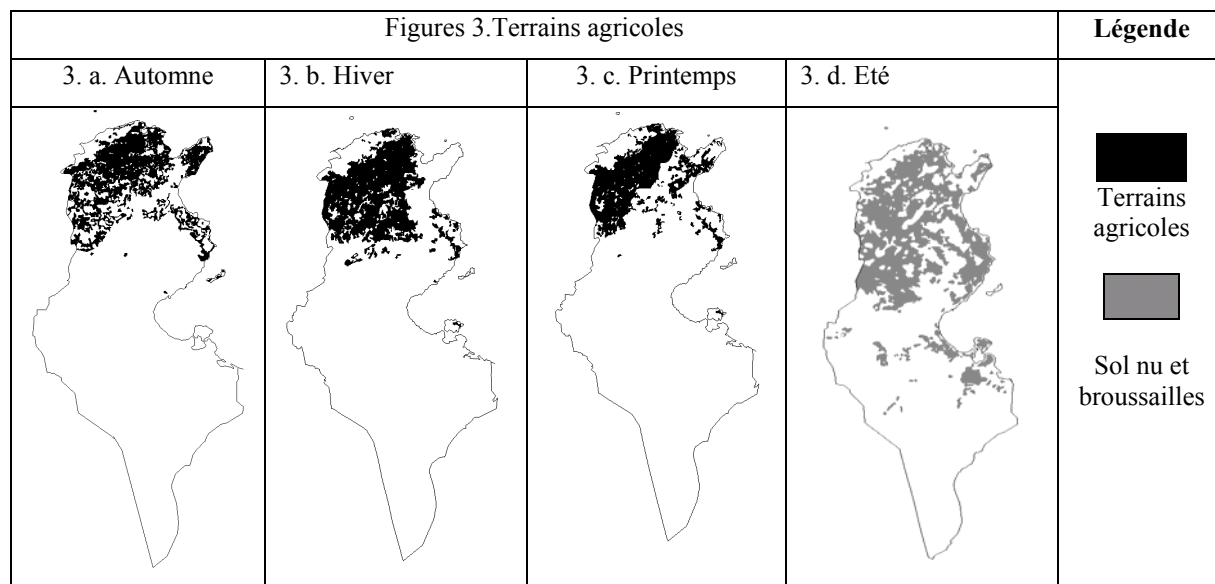
Au printemps (Figure 2. c), seules des taches de réflectance des résineux éparpillées apparaissent, se confondant avec la réflectance d'autres couverts végétaux.

Lors des paroxysmes du stress hydrique estival (Figure 2. d), le domaine des résineux est identifiable, grâce aux espèces qui s'adaptent à l'aggravation de la sécheresse climatique par une structure de feuilles petites et dures, sous forme d'aiguilles chez *le Pin d'Alep* ou sous forme d'écailles chez *le Thuya de Berbérie*.

2.3. Le domaine des terrains agricoles

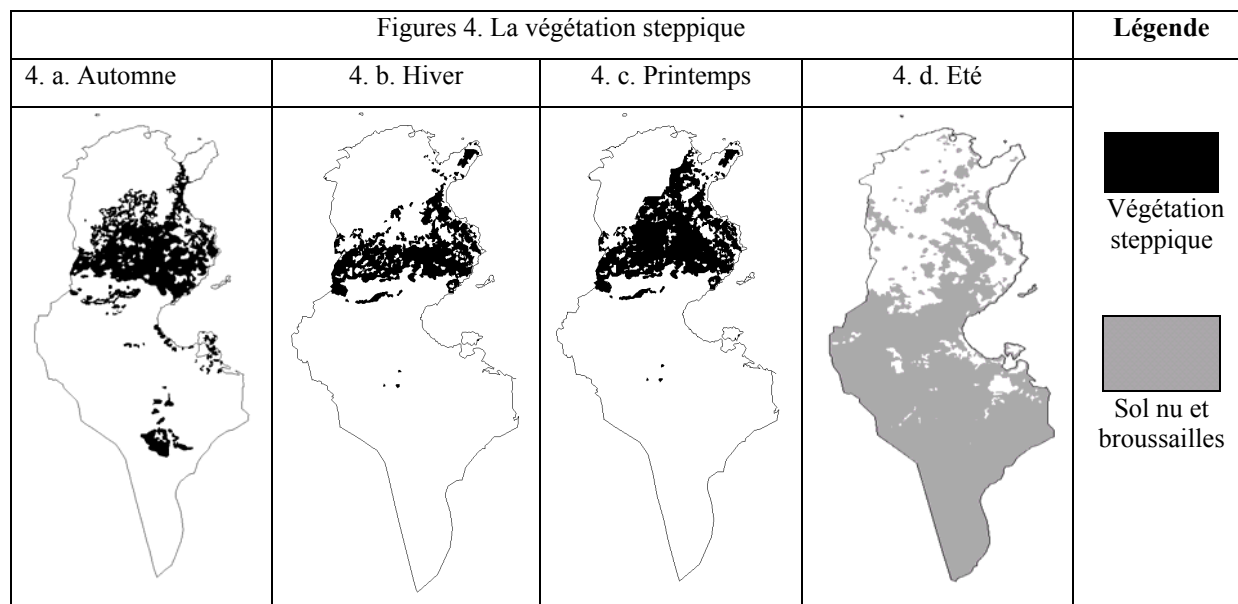
Les cartes de l'activité chlorophyllienne inhérente aux cultures champêtres en automne (Figure 3.a), en hiver (Figure 3.b) et au printemps (Figure 3.c) montrent que les terrains agricoles s'étendent surtout dans le Nord, y compris le Cap Bon, et à un degré moindre dans le Sahel. Il s'agit de cultures généralisées de plein champ et de cultures annuelles, mais également de végétation spontanée associée.

La réflectance des terrains agricoles varie d'une saison à l'autre en fonction du calendrier végétal des cultures saisonnières. Cette variation se traduit par un changement spectral cyclique qui intéresse surtout les cultures annuelles. En effet, la réflectance des végétaux augmente pendant le cycle de la croissance en automne, en hiver et au printemps. Mais cette réflectance diminue pendant les mois du stress hydrique de l'été, lors de la sénescence. Le paysage des terrains agricoles, devenant sec, acquiert alors les mêmes caractéristiques spectrales que les broussailles et les sols nus (Figure 3. d).



2.4. Les steppes

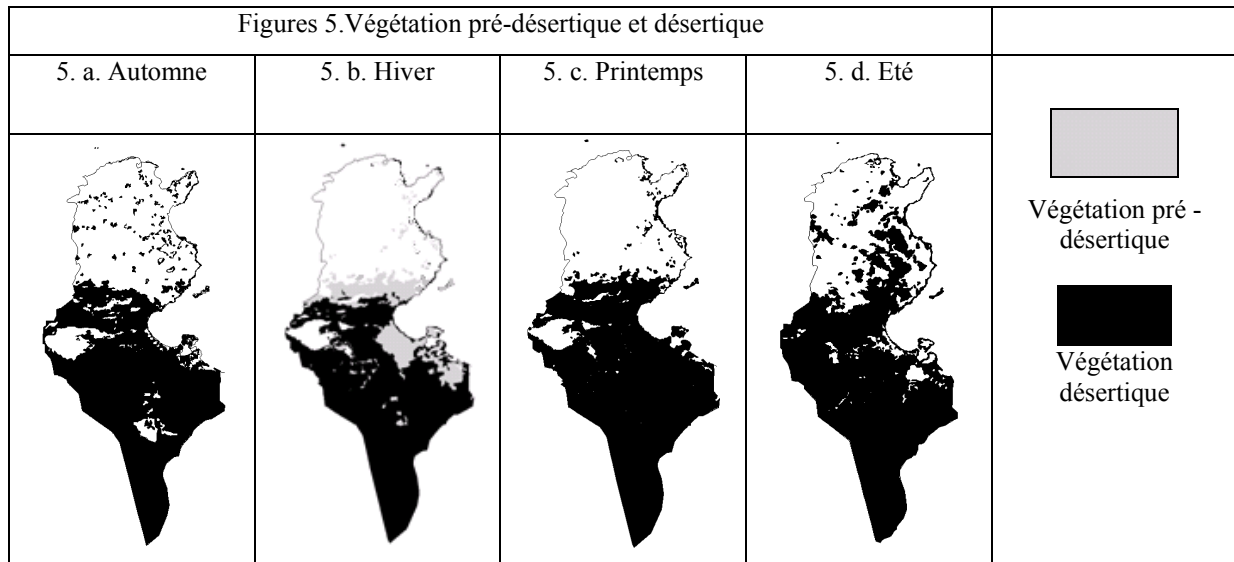
En Tunisie, les steppes s'étendent dans les domaines arides et semi-arides. Elles constituent une végétation basse et clairsemée, soumise à une exploitation humaine très ancienne. Parmi les espèces rencontrées, se trouvent *l'Armoise blanche*, *le Jujubier* et *l'Alfa*. Les steppes se caractérisent par un tapis herbacé saisonnier qui se développe en automne (Figure 4.a), en hiver (Figure 4.b) et au printemps (Figure 4.c).



En été (Figure 4.d), lors du maximum du stress hydrique, la végétation steppique acquiert les mêmes caractéristiques spectrales que celles des sols nus et des broussailles. De ce fait, elle est souvent confondue avec la végétation désertique.

2.5. La végétation pré-désertique et désertique

Les steppes pré-désertiques caractérisent une zone qui s'étend du bassin de Gafsa à l'Ouest, jusqu'au littoral du golfe de Gabès à l'Est et de la région sfaxienne au Nord à la plaine de Jfara au Sud. Cette délimitation est claire pendant l'hiver comme le montre la carte relative à cette saison (Figure 5. b). Mais, pendant le reste de l'année, on constate que la végétation pré-désertique se confond avec celle désertique, vue la fragilité de leurs espèces.



En été (Figure 5. d). Les sols étant nus et la végétation desséchée au nord et au centre du pays, on observe des caractéristiques spectrales semblables aux végétaux pré-désertiques et désertiques. La xéromorphie des espèces dominantes s'observe dans les petites feuilles (*Arfej*) ou les rameaux articulés aphyllés (*Remth*, *Baguel*) et crassulescents (*Bougriba*). Dans le domaine des steppes désertiques ou aussi dans le Sahara tunisien, on trouve des plantes aphyllés xérophiles, telles que *l'Alfa*, *Tarfa*, *Dhemrane*, *l'Arta*, *le Sbat*...

3. Perception et dynamique de la végétation

La caractéristique principale de l'évolution du NDVI, est bien l'irrégularité. C'est un aspect souvent sous-estimé, voire ignoré dans les cartes classiques. Elle est démontrée par les cartes d'occupation du sol des journées représentatives des quatre saisons. Cette étude met en évidence deux types de variabilité de la végétation : une variabilité spectrale et une variabilité spatiale.

La variabilité spectrale de la végétation, intéresse surtout les terrains agricoles, en particulier les cultures annuelles. A un degré moindre, elle touche le domaine steppique. Cette variabilité est révélée par l'oscillation des niveaux du NDVI, traduisant une activité chlorophyllienne intermittente. La réflectance des végétaux augmente pendant leur période de croissance, surtout en hiver et au printemps. Elle diminue pendant les mois du stress hydrique en été, lors de la sénescence. C'est pour cette raison que l'axe de la Majerda présente les fluctuations temporelles du NDVI les plus importantes de toute la Tunisie. En revanche, le Sud représente la région la plus stable (Ben Sakka. M. 2007). Cette variabilité spectrale est d'ordinaire cyclique, en l'absence de phénomènes catastrophiques (sécheresse, maladie..) ou économiques. La surface approximative des cultures ne change pas, mais les fluctuations foncières peuvent en modifier les limites. (Robin. M. 1995).

Seules les forêts de la Khroumirie, des Mogods et de la presqu'île du Cap Bon résistent aux fluctuations saisonnières. A l'exception des cultures annuelles, la végétation spontanée présente un changement spectral mineur. Ce changement n'est pas régulier (sauf en cas d'intervention humaine ou de changement climatique). La sécheresse, comme l'incendie, est irrégulière et peut être réversible. (Robin. M. 1995).

Conclusions et perspectives

Le suivi de la variabilité de l'indice de végétation NDVI dans le temps et dans l'espace nous a permis de démontrer l'évolution spatio-temporelle de la dynamique de l'activité chlorophyllienne du couvert végétal.

Il s'avère également qu la télédétection, malgré une résolution spatiale des images NOAA de 1.1 km², permet la distinction entre les espèces forestières (les feuillus, les résineux, les arbres sempervirentes et caducifoliés...), ou les autres modes d'occupation du sol, comme les cultures saisonnières et les steppes, par le suivi du comportement du NDVI des surfaces à des dates différentes. Cependant, la distinction entre les différentes variétés dans un territoire reste tributaire des observations au sol. Toutefois, vue l'extension géographique de la Tunisie, conjuguée à sa grande diversité végétale, il n'est possible d'effectuer cette analyse sur terrain que dans le cadre d'un travail plus poussé.

Bibliographie

Ben Sakka. M, 2007: Indice de Végétation Normalisé (NDVI) et impact du réchauffement global du climat sur la biomasse végétale en Tunisie. In Actes du XXème colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC) : *Climat, tourisme, environnement, Carthage (Tunisie)*, 134-138.

Ministère de l'agriculture, 1995: *Résultats du premier inventaire forestier national en Tunisie*, 88p.

Gammar. A. M, 2002: *La carte de végétation de la Tunisie 1/1000 000*. Office de la Topographie, Ministère de l'Équipement et de l'Habitat, Tunis.

Pouchin. T, Debrie. J, Bourcier. A, 2002: *L'observation de la végétation de l'Afrique de l'Ouest par télédétection spatiale: l'apport de végétation normalisé. Sécheresse*, volume 13, numéro 3, 187-195.

Robin. M, 1995: *La télédétection, Des satellites aux systèmes d'information géographiques*. Edition Nathan, 318p.

VARIABILITE INTERANNUELLE DE L'ENNEIGEMENT DANS LES PREALPES FRANÇAISES (MASSIF DU VERCORS) : RECHERCHE DE PREDICTEURS CLIMATIQUES A L'ECHELLE SYNOPTIQUE

S. BIGOT^{1,2}, SANDRA ROME², J.-P. DEDIEU¹

¹Laboratoire LTHE (CNRS-IRD-INPG, UMR 5564)

1025, rue de la Piscine, Domaine Universitaire, 38400 Saint Martin d'Hères - France

²Institut de Géographie Alpine – Université Joseph Fourier

14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble - France

Tél. : 04.76.82.20.75 ; Fax : 04.76.82.20.01 ; Email : sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

Résumé : La chronologie saisonnière et interannuelle de la hauteur du couvert nival dans le Vercors est étudiée grâce aux données provenant de l'instrumentation météorologique in situ installée sur les hauts plateaux depuis 2004. Avec l'apport des réanalyses climatiques (essentiellement les températures du niveau 850 hPa) provenant du NCAR-NCEP, une analyse est menée sur les hivers 2005-06, 2006-07 et 2007-08 afin de comprendre la sensibilité du manteau neigeux à l'organisation et à la variabilité des masses d'air européennes. Les différences d'enneigement régional, très significatives entre ces trois saisons, correspondent en effet à des configurations bien spécifiques.

Mots-clés : Vercors ; enneigement ; température ; réanalyses atmosphériques ; variabilité hivernale.

Abstract: *Interannual variability of snowfall in the the French Prealps (Massif of Vercors): Research of climatic predictors at synoptic scale.* Interannual and seasonal chronology of the snow cover in Vercors is studied using data from in situ meteorological instrumentation installed over the highlands since 2004. NCAR-NCEP reanalyses (mainly temperature at the 850 hPa level) allow also analysis of the 2005-06, 2006-07 and 2007-08 winters in order to understand the sensitivity of snow height to European temperature variability. Significant differences of snow cover at regional scale correspond to specific configurations of European air masses.

Key words: Vercors ; snow cover ; temperature ; atmospheric reanalyses ; winter variability.

Introduction

La connaissance de la dynamique spatio-temporelle de la couverture neigeuse (accumulation, fonte et disparition) a des implications multiples en modélisation climatique, hydrologique et écologique, ces changements d'état conditionnant la plupart des processus physiologiques, phénologiques et pédologiques. Prévoir les variations temporelles et spatiales de l'enneigement est un enjeu majeur pour les scientifiques et pour les sociétés, cette variable climatique servant à la fois d'indicateur régional du changement climatique à court et moyen terme, mais aussi de prédicteur hydrologique saisonnier. Le suivi par télédétection satellitaire indique que la couverture neigeuse de l'hémisphère nord a diminué d'environ 5% entre 1966 et les dernières années, les modèles prévoyant une baisse encore plus conséquente pour le siècle en cours (GIEC, 2007 ; Armstrong et Brun, 2008). Ce type de prévision est surtout valable pour les espaces de moyenne montagne tempérée où la couverture nivale réagit plus sensiblement à de faibles variations thermiques (Scherrer *et al.*, 2004 ; Bigot *et al.*, 2008). Cependant, les interactions entre l'atmosphère et la neige à l'échelle des moyennes latitudes restent encore largement incomprises (Marshall *et al.*, 2003).

L'étude proposée ici repose sur l'analyse de la variabilité interannuelle de l'enneigement d'une partie des Préalpes françaises, le massif du Vercors. Elle s'appuie sur des données météorologiques et climatiques mesurées *in situ* depuis fin 2004 qui permettent notamment de caractériser précisément la hauteur de neige sur les hauts plateaux. A l'échelle synoptique, des analyses géostatistiques exploitent également les champs atmosphériques issus des réanalyses climatiques du NCEP/NCAR (version 1, 1948-2008). L'objectif est de préciser les liens entre les caractéristiques de la saison nivale (début, hauteur, fin) dans le Vercors et les modes spatio-temporels des champs thermiques européens, en

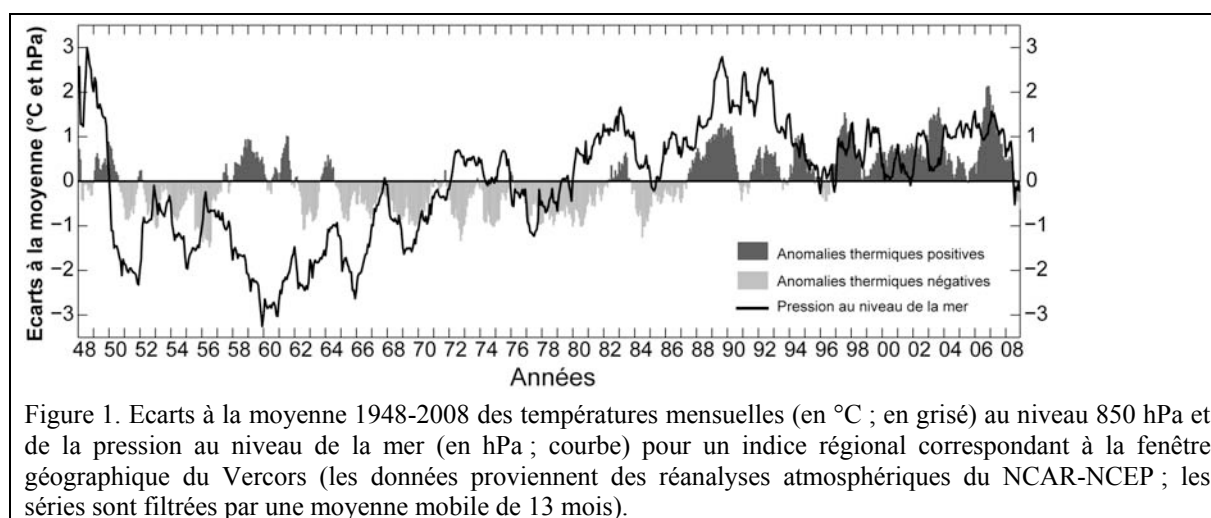
définissant si possible une typologie qui explique les écarts importants de la couverture neigeuse dans le Vercors entre les trois hivers étudiés (2005-06, 2006-07 et 2007-08).

1. La variabilité climatique régionale décrite par les réanalyses atmosphériques

1.1. Les principales variations thermiques et barométriques (1948-2008)

Il existe de nombreuses études sur la variabilité temporelle de la couverture nivale, surtout menées à l'échelle globale ou nord-hémisphérique à partir de données historiques et/ou reconstruites (par exemple, Karl *et al.*, 1993 ; Groisman *et al.*, 1994 ; Hughes et Robinson, 1996 ; Brown, 2000). Les études s'intéressant spécifiquement aux échelles régionales et au domaine européen sont beaucoup plus restreintes (Beniston, 1997 ; Bednorz, 2002 ; Falarz, 2002). Les diagnostics menés à l'échelle des massifs alpins français sont encore plus rares (Martin et Durand, 1998). Ces études concluent souvent que les principaux paramètres météorologiques qui affectent la durée et la densité du manteau neigeux sont les profils de température, d'humidité, du mouvement vertical, ainsi que les vents des basses couches et les températures du sol. Le diagnostic interannuel indique par ailleurs que la durée de l'hiver thermique (*i.e.* la période dont la moyenne journalière demeure inférieure à 0°C) diminue, alors que le printemps thermique devient plus précoce, ces changements conduisant à la diminution du nombre de jours avec un sol enneigé dans les régions où le facteur thermique est essentiel, en particulier en moyenne montagne.

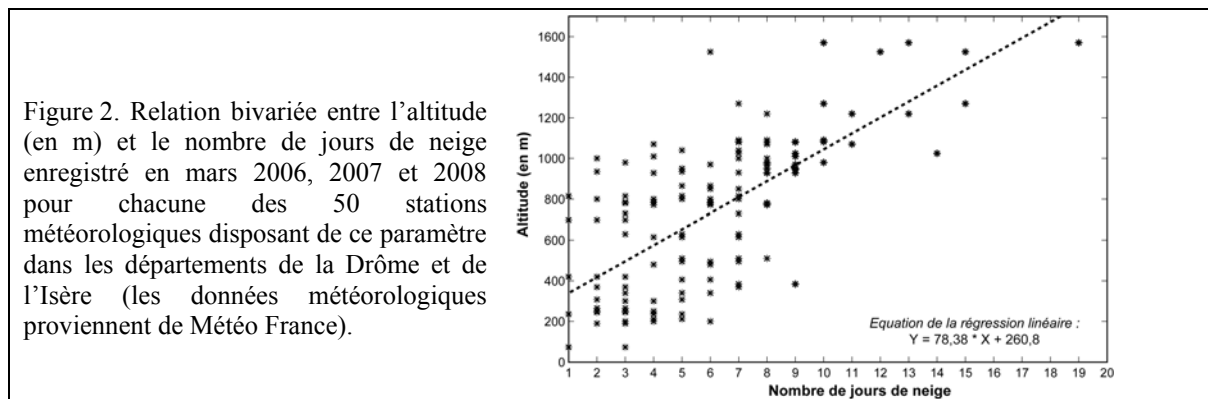
Grâce aux moyennes mensuelles issues des réanalyses atmosphériques produites par le NCAR-NCEP sur la période 1948-2008 (grille régulière de 2,5°, selon 17 niveaux standard ; Kalnay *et al.*, 1996), un premier diagnostic de la variabilité climatique régionale est établi à l'échelle du Vercors grâce aux températures du niveau 850 hPa (soit environ 1500 m, altitude moyenne des hauts plateaux) et aux pressions atmosphériques ramenées au niveau marin (figure 1).



L'évolution thermique et barométrique générale indique un changement majeur dans le climat régional à partir de la fin des années 1980, avec une augmentation significative et récurrentes des températures (+0,6°C en moyenne depuis 1988, et des pics dépassant 1°C en 1997, 2003 et 2006-07). Le suivi à l'échelle nationale mené par Météo-France met aussi en évidence cette augmentation de la température de l'air (avec en revanche, une absence de tendance nette pour les précipitations), la tendance alpine étant beaucoup plus marquée et surtout observée en milieu et en fin d'hiver. L'augmentation quasi synchrone des pressions atmosphériques (+1,2 hPa en moyenne depuis le début des années 1980 ; figure 1) suggère une évolution des masses d'air régionales, avec un poids plus important pour les anticyclones.

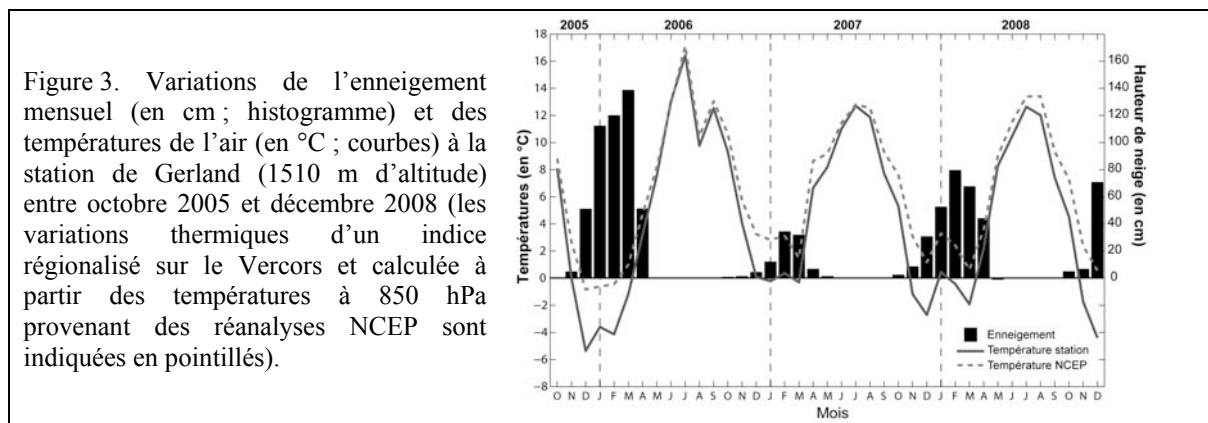
Ces changements ont logiquement des conséquences sur la qualité et la chronologie saisonnière de l'enneigement dans les Alpes, celui-ci étant d'abord lié aux interactions entre les flux atlantiques de nord-ouest (masse d'air froid et humide) et les flux de sud (masse d'air plus chaude et humide). L'évolution hivernale du manteau neigeux est aussi la résultante des conditions thermiques intrasaisonnières, le contraste entre le nord plus froid et le sud plus chaud expliquant par exemple la

fonte plus tardive dans les massifs nord-alpins. L'altitude intervient également comme une composante discriminante, particulièrement dans la durée de l'enneigement (5 à 6 mois à l'altitude moyenne du Vercors) mais aussi dans le nombre d'épisodes neigeux. A l'échelle des trois périodes hivernales étudiées (2005-2008), la relation linéaire entre l'altitude et le nombre de jours de neige est surtout explicite pour les altitudes supérieures à 800 m, les stations iséroises et drômoises du Vercors situées à plus de 1200 m enregistrant par exemple entre 6 et 19 jours de neige en mars (figure 2).



1.2. La validation des réanalyses comme descripteur du climat régional

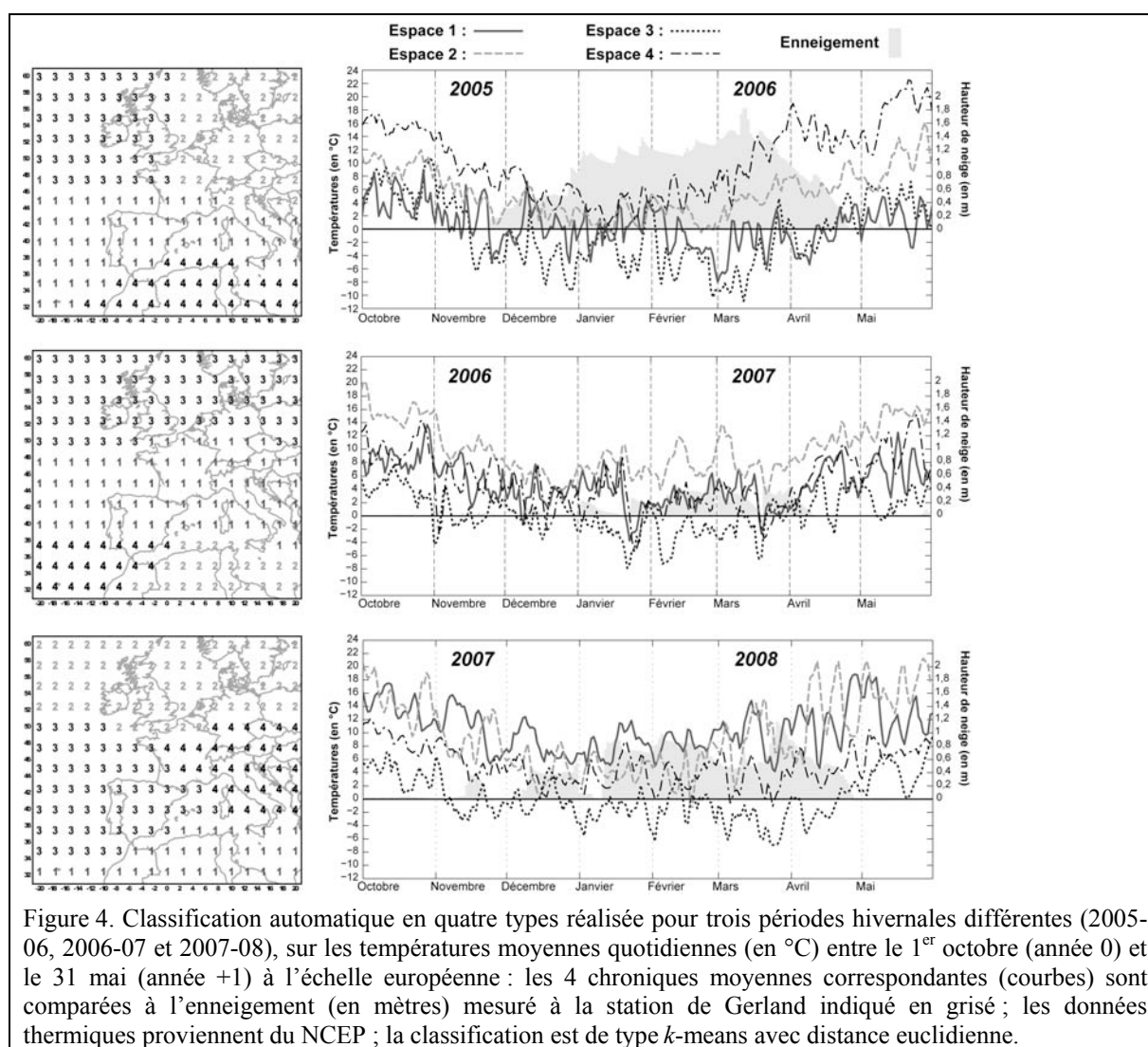
Afin de préciser les conditions d'utilisation des réanalyses atmosphériques dans le contexte d'une étude portant spécifiquement sur le domaine du Vercors, la comparaison est menée entre un indice thermique (*i.e.* un seul point de grille) calculé à partir des données NCEP correspondant au niveau 850 hPa et les mesures *in situ* obtenues sur les hauts plateaux, grâce à la station installée sur le site de Gerland. La corrélation linéaire entre les valeurs moyennes mensuelles de la série *in situ* et celles de la chronique NCEP est excellente ($R=0,98$), les valeurs stationnelles étant globalement plus froides que la série issue des réanalyses (figure 3). C'est particulièrement le cas des périodes hivernales, alors que l'adéquation est meilleure en été.



Ce décalage s'explique par la représentativité spatiale de l'indice régionalisé, intégrateur de différentes variations climatiques (car un point de grille NCEP correspond à plus de 70 000 km²) qui vont finalement lisser statistiquement le signal obtenu, ce qui n'est pas le cas pour la série *in situ* plus représentative du climat local. Cependant, lorsqu'on les compare à l'enneigement enregistré sur les hauts plateaux du Vercors, les deux types de données révèlent bien les différences fondamentales entre les trois hivers étudiés (soit ici, la période DJFM) : *i*) l'hiver 2005-06 est très froid ($T_{\text{moy}} = -3,6^{\circ}\text{C}$ à Gerland) et très enneigé ; *ii*) l'hiver 2006-07 est anormalement chaud ($T_{\text{moy}} = 0^{\circ}\text{C}$ à Gerland) et six fois moins enneigé que l'hiver précédent ; *iii*) l'hiver 2007-08 est froid ($T_{\text{moy}} = -1,2^{\circ}\text{C}$ à Gerland) et enneigé (trois fois plus que l'hiver précédent). Considérant que les données des réanalyses sont suffisamment caractéristiques des variations thermiques hivernales à l'échelle du Vercors expliquant les différences corollaires de l'enneigement, l'étude est ensuite menée à l'échelle des moyennes quotidiennes, en recherchant des liaisons entre d'une part les aires thermiques observées en hiver à l'échelle européenne et, d'autre part, la qualité et la chronologie de l'enneigement dans le Vercors.

2. La recherche de prédicteurs thermiques de l'enneigement à l'échelle européenne

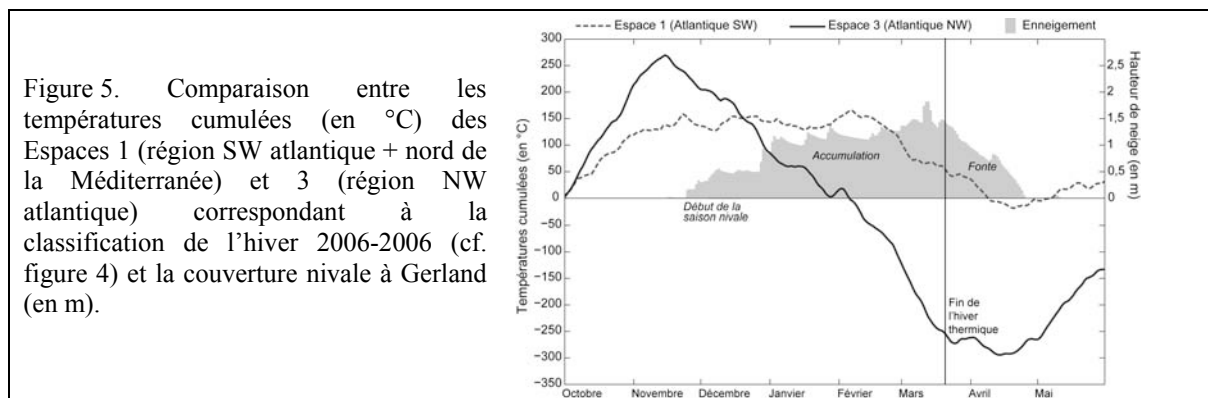
La fenêtre géographique retenue pour les réanalyses NCEP est centrée sur la France (20°W-20°E / 30°S-60°N), soit 204 points de grille. Une classification automatique est ensuite appliquée aux valeurs moyennes quotidiennes des températures au niveau 850 hPa pour la période allant du 1^{er} octobre au 31 mai (N=243), et pour les trois périodes hivernales étudiées, afin de bien retenir les variations thermiques préliminaires et postérieures à la présence du manteau neigeux dans le Vercors. L'algorithme de classification retenu est de type *k*-means, méthode itérative non supervisée réalisée en deux phases (initialisation puis réassignation). La partition initiale des valeurs utilise le carré de la distance euclidienne, selon un tirage aléatoire des 'centroïdes'. Après expérimentation, quatre classes sont retenues (en sachant que pour cette méthode, il n'existe pas de critère objectif permettant le choix du nombre approprié de classes). Pour valider ces résultats statistiques, plusieurs autres algorithmes sont donc ensuite utilisés (distance par cosinus ou selon la corrélation, Classification Hiérarchique Ascendante selon critère de Ward), et ils aboutissent tous aux mêmes résultats spatio-temporels, à 5% prêt. Chacune des cartes découpées en quatre 'espaces thermiques types' est donc associée à quatre chroniques thermiques synthétiques des variations hivernales (figure 4).



2.1. L'hiver 2005-2006 : une période très enneigée

Selon Météo France (2009), l'année 2005 en France métropolitaine est légèrement plus chaude que la normale de 0,5°C (12^{ème} rang des années les plus chaudes depuis 1950), avec un mois d'octobre exceptionnellement doux, un mois de décembre particulièrement froid et des précipitations excédentaires sur l'ouest des Alpes. Ces tendances thermiques sont confirmées par les résultats issus

de la classification, notamment pour « l'espace 1 » correspondant au domaine alpin français (figure 4, en haut). Les températures des mois de janvier, février et mars 2006 sont inférieures à la normale (2 à 3°C dans les Préalpes françaises). Le mois de mars enregistre par ailleurs des précipitations dépassant de 2 à 3 fois la normale saisonnière. Cette période correspond au plus fort enneigement des plateaux du Vercors (environ 1,5 m vers la mi-mars). Les températures anormalement froides au début de l'année 2006 ont permis la conservation du couvert nival jusque fin avril. Dans les Préalpes, ce sont les différentes perturbations d'ouest qui sont génératrices de l'enneigement élevé. La classification met d'ailleurs bien en évidence les contrastes aérologiques continent-océan ainsi que la rencontre des trois types de masses d'air SW, NW et NE sur la France : la saison nivale 2005-06 dans le Vercors correspond aux différentiels thermiques positifs entre la masse d'air atlantico-méditerranéenne (Espace 1) et celle nord-atlantique (Espace 3), la fin de la période d'accumulation nivale dans le Vercors correspondant à la fin de l'hiver thermique nord-atlantique (figure 5).



2.2. L'hiver 2006-2007 : une période très peu enneigée

La période allant d'octobre 2006 à avril 2007 est anormalement douce à l'échelle de toute la France (de 4 à 5°C au dessus de la normale dans les Préalpes), avec seulement deux épisodes froids (*i.e.* <0°C) fin janvier et mi-mars (figure 4, au milieu). Janvier 2007 est d'ailleurs le troisième mois de janvier le plus chaud enregistré en France depuis 1900 (Météo France, 2009). Les cumuls pluviométriques sont également particulièrement faibles. Organisé en bande thermique latitudinale, les entrées atlantiques humides et douces favorisent un enneigement très faible dans le Vercors (moins de 50 cm), notamment parce que la limite pluie-neige se situe régulièrement au-dessus de 2000 m d'altitude. La saison nivale dure seulement de début janvier à début avril, lorsque la masse d'air la plus septentrionale (Espace 3) se refroidit. La fin de la saison correspond aussi à un mois d'avril défini comme le plus chaud observé depuis 1900. L'enneigement de cet hiver est finalement l'un des plus faibles enregistrés depuis 1960 dans les Alpes (d'après le référentiel nivologique de Météo France situé au Col de Porte). A l'inverse de l'hiver précédent, il est finalement difficile de tenir compte des différentiels thermiques entre les grandes masses d'air européennes pour estimer l'enneigement. Les configurations météorologiques régionales ainsi que le rôle de l'altitude devraient être de meilleurs prédicteurs.

2.3. L'hiver 2007-2008 : un enneigement moyen

L'ensoleillement de cette période est exceptionnel, avec l'hiver le plus ensoleillé de la période 1950-2008 (Météo France, 2009). Cela s'explique par les conditions anticycloniques qui dominent le pays jusqu'en décembre. Les Alpes restent en moyenne sous la domination d'une masse d'air continentale dont les températures demeurent très douces même au cœur de l'hiver (figure 4, en bas). L'hiver 2007-08 se situe d'ailleurs au 10^{ème} rang des hivers les plus doux depuis le début du 20^{ème} siècle. Les épisodes conjuguant un refroidissement de la masse d'air SW atlantique et de fortes variations thermiques à l'échelle des domaines alpin et méditerranéen sont favorables à l'enneigement dans le Vercors. Le premier épisode notable est observé mi-novembre (environ 40 cm de neige), ce qui donne finalement un début de saison relativement précoce, même si le manteau neigeux est faible et non permanent. Il faut cependant attendre janvier, et une suite de perturbations successives, pour que le couvert nival s'installe de manière plus continue au-dessus de 1200 m. Mais des températures très

largement positives provoquent la disparition d'une partie du couvert dès fin février 2008. Seul l'épisode froid de mars facilite la conservation de la neige et des apports nouveaux, le Vercors étant déneigé vers la dernière semaine d'avril (*i.e.* une date normale).

Conclusion

Cette première tentative, essentiellement descriptive, pour relier les variations saisonnières de l'enneigement dans le Vercors à la variabilité des masses d'air d'échelle supérieure, indique qu'il est possible de comprendre une bonne partie de la variance du manteau neigeux (début de saison, hauteur accumulée, fin de saison) et des différences interannuelles uniquement à partir d'une simple méthode de classification des températures. L'utilisation de ces variables synthétiques dans le cadre de l'amélioration de la prévisibilité statistique à court (quelques jours) et moyen terme (quelques semaines) de la qualité de l'enneigement dans le Vercors doit maintenant être largement raffinée. De prochaines analyses devraient par exemple intégrer d'autres forçages potentiels, par exemple le flux à 850 hPa ainsi que la pression atmosphérique, en utilisant des méthodes statistiques plus robustes. Il faudra notamment tenir compte des différentiels thermiques sur le court terme (3 à 5 jours) ainsi que des types de circulation météorologique installée sur l'Europe.

Remerciements : Les auteurs remercient particulièrement le NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, Etats-Unis) pour l'obtention des réanalyses atmosphériques NCAR-NCEP, de même que Météo France et la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors pour l'accès à certaines séries météorologiques stationnelles.

Bibliographie

- Armstrong R.L. et Brun E., 2008 : Snow and climate: Physical processes, surface energy exchange and modeling. Cambridge, Cambridge University Press, 222 pages.
- Bednorz E., 2002 : Snow cover in western Poland and macro-scale circulation conditions. *Int. J. Climatology*, **22**, 533-541.
- Beniston M., 1997 : Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climate forcings. *Climate Change*, **36**, 281-300.
- Bigot S. et Rome S., 2008 : Apports de l'imagerie satellitaire pour l'étude du climat et de l'enneigement du massif du Vercors. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, **51**, 63-77.
- Brown R.D., 2000 : Northern Hemisphere Snow Cover Variability and Change, 1915–97. *J. Climate*, **13**, 2339-2355.
- Falarz M., 2002 : Long-term variability in reconstructed and observed snow cover over the last 100 winter seasons in Cracow and Zakopane (southern Poland). *Climate Research*, **19**, 247-256.
- Groisman P.Y., Karl T.R. et Knight R.W., 1994 : Changes of snow cover, temperature and radiative heat balance over the Northern Hemisphere. *J. Climate*, **7**, 1633-1656.
- Hughes M.G. et Robinson D.A., 1996 : Historical snow cover variability in the Great Plains region of the United States: 1910 through 1993. *Int. J. Climatology*, **16**, 1005-1018.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds E., Jenne R. et Joseph D., 1996 : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470.
- Karl T.R., Groisman P.Y., Knight R.W. et Heim Jr. R.R., 1993 : Recent variations of snow cover and snowfall in North America and their relation to precipitation and temperature variations. *J. Climate*, **6**, 1327-1344.
- Marshall S., Oglesby R.J. et Nolin A.W., 2003 : The Predictability of Winter Snow Cover over the Western United States. *Journal of Climate*, **16**, 1062-1073.
- Martin E. et Durand Y., 1998 : Precipitation and snow cover variability in the French Alps. In: Beniston M. et Innes J. (Eds), *The Impacts of Climate Variability on Forests*, Heidelberg, New York, Springer, 81-92.
- Météo France, 2009 : Site internet france.meteofrance.com/ consulté dans la rubrique 'Bilans climatiques'.
- GIEC, 2007 : *Climate Change 2007: The physical science basis* (Ed. Solomon, S. *et al.*), Cambridge, Cambridge University Press.
- Scherrer S.C., Appenzeller C. et Laternser M., 2004 : Trends in Swiss alpine snow days – the role of local and large scale climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18401, doi:10.1029/2004GL020255.

PARAMETRES HYDROCLIMATIQUES ET MORTALITE DUE AUX CRUES TORRENTIELLES. ETUDE DANS LE SUD DE LA FRANCE

L. BOISSIER, F. VINET

Laboratoire Gester- EA 3766, Université Paul Valéry Montpellier 3, 17, Rue Abbé de l'Epée, 34090 Montpellier. E-mail : laurentboissier@free.fr., freddy.vinet@univ-montp3.fr

Résumé : De part leur rapidité d'occurrence, les crues torrentielles méditerranéennes sont très meurtrières en France. Pourtant les victimes sont peu étudiées dans un but de prévention. Cet article présente les premiers résultats d'une étude qui s'attache à recenser les décès liés aux inondations dans le Sud de la France sur la période 1988-2008. Centrée ici sur la région Languedoc-Roussillon, l'analyse de la vulnérabilité humaine aux crues montre une surreprésentation des hommes de 50 ans dans des décès souvent liés aux déplacements. L'article met ensuite en évidence les relations entre les paramètres hydroclimatiques des épisodes cévenols, les caractéristiques des bassins versants et la mortalité. Ces relations se traduisent par une relative dangerosité des petits bassins versants tandis que le seuil de 100 mm en 24 heures apparaît comme la précipitation-seuil au delà duquel des décès sont à envisager.

Mots-clés : vulnérabilité humaine, mortalité, crues torrentielles, climat méditerranéen, France.

Abstract: Hydroclimatic parameters and flash casualties. A review in South of France. Mediterranean flash floods cause enormous loss of life in France. However, victims are not much studied in a purpose of prevention. This paper presents the first results of a research that deals with flood deaths in south of France from 1988 to 2008. Centered on the Languedoc – Roussillon region, the analysis of the human vulnerability shows an overrepresentation of the 50-year-old men in deceases often linked to displacements. Then this paper explores the relationships between hydroclimatic parameters of cévenols episodes, characteristics of watersheds and mortality. Small watersheds appear comparatively dangerous. Finally, a daily 100 mm rainfall depth appears as a critical threshold that may trigger fatalities.

Keywords : human vulnerability, mortality, flash floods, mediterranean area, France

Introduction

Au premier rang des catastrophes naturelles dans le monde, les inondations font environ 20000 victimes par an dont 2000 en Europe. Avec près de 5 millions de personnes potentiellement concernées, la France apparaît comme très exposée au risque inondation. Ainsi, en 20 ans, environ 200 personnes sont décédées suite à une catastrophe de ce type dont plus de 150 en zone méditerranéenne où des précipitations intenses engendrent des crues « éclair » très dévastatrices.

Paradoxalement, alors que la sécurité des personnes est affichée comme une priorité de la prévention des risques naturels, il existe très peu d'études générales mettant en relation prévention et mortalité, la mise en sécurité des personnes relevant de la gestion de crise. Le premier pas vers la prise en compte de la mortalité dans la prévention des inondations est le recensement des décès.

L'objectif de cet article est de présenter les premiers résultats d'une étude recensant les victimes des inondations et les circonstances des décès. L'analyse fine concerne neuf départements français soumis aux crues méditerranéennes sur la période 1988-2008, soit la région Languedoc-Roussillon, la Drôme, l'Ardèche, le Vaucluse et les Bouches-du-Rhône. A partir d'un recensement exhaustif des crues « meurtrières », chaque décès en lien avec une inondation est en effet vérifié sur le terrain, géoréférencé et décrit dans une base de données. Les informations collectées renseignent sur la personne décédée (âge, sexe, origine), le lieu du décès (quel cours d'eau, quel bassin-versant...), les circonstances du décès (automobile, domicile, camping...). Les données relatives aux décès sont ensuite confrontées à d'autres paramètres (pluviométrie, population en zone inondable...).

Dès lors, quels aspects prend la vulnérabilité humaine face aux inondations dans le Sud de la France ? Et dans quelle mesure les paramètres hydroclimatiques influencent-ils la mortalité aux crues méditerranéennes ?

Après une présentation des données disponibles et de la méthodologie appliquée, la victimologie et les principales circonstances de décès sont mises en évidence. Les paramètres hydroclimatiques sont ensuite mis en relation avec la mortalité.

1. Méthode de collecte et d'analyse des données

1.1. Le nécessaire constitution d'une base de données géoréférencée

Il existe des bases de données internationales qui recensent les catastrophes naturelles et leurs conséquences. L'International Disaster Database EM-DAT est la plus connue (Hoyois & Guha-Sapir, 2005). Cependant, le seuil de détection de cette base est garanti, selon ses auteurs, à partir de 10 décès. En France, si la base du CRED est très précise pour les dix dernières années, elle ne mentionne pas l'épisode de Vaison-la-Romaine en 1992 qui fit plus de 40 morts. De plus, la localisation des victimes et des catastrophes est en général assez imprécise compte tenu de l'échelle de travail. Aux Etats-Unis, le National Weather Service alimente une base de données recensant les victimes des inondations (French *et al.*, 1983 ; Pielke, 2000) mais cette démarche n'est pas généralisée comme le font remarquer des spécialistes mondiaux en la matière (Jonkman, 2005 ; Jonkman *et al.*, 2003).

Ainsi, alors que se multiplient les bases de données et les indicateurs de toutes sortes, il n'existe pas de recensement systématique des décès dus aux inondations et aux catastrophes naturelles en général, en France. C'est un paradoxe étonnant lorsque l'on sait que l'Etat et les acteurs locaux affichent la protection des personnes comme une priorité et que le décès d'une personne est considéré comme intolérable par les médias. Pourtant, des recherches ont été effectuées sur les victimes des inondations. Outre les monographies qui se focalisent sur un événement ou un lieu précis (Meschinot De Richemond, 1997 ; Vinet, 2003 ; Desailly, 1990), une étude plus synthétique a été menée par Antoine *et al.*, (2001) sur les victimes des inondations en Languedoc-Roussillon dans une perspective historique. Les auteurs ont recensé les victimes mentionnées par les sources, des origines à 1999, avec une fiabilité relativement bonne à partir de 1800. Les victimes sont en général localisées à la commune. C'est à la suite de ces quelques travaux que nous avons entrepris la constitution d'une base de données géoréférencée recensant les victimes des inondations dans le sud de la France.

1.2. Méthodologie de constitution de la base et données disponibles

Cette base de données (victin) concerne neuf départements français soumis aux crues méditerranéennes sur la période 1988-2008. La première phase du travail consiste à repérer les événements hydroclimatiques susceptibles d'avoir causé des victimes en collectant et en analysant les bases de données existantes sur les événements pluvieux (base de données Météo France sur les épisodes pluvieux (Jacq, 1994), rapports annuels du MEEDDAT, analyse de la presse, bibliographie régionale...). Cette phase se poursuit par une ré-analyse des bases de données existantes sur les victimes. Les informations recueillies sont confirmées par une enquête auprès des mairies et des services de police pour vérifier sur le terrain la véracité et les circonstances du décès. Les informations collectées renseignent sur la personne décédée (âge, sexe, origine), le lieu du décès (quel cours d'eau, quel bassin-versant...), les circonstances du décès (automobile, domicile, camping...). Nous nous sommes intéressés plus aux circonstances qu'aux causes cliniques des décès, même si ces dernières ont été enregistrées lorsqu'elles ont été identifiées.

La détermination du lieu exact du décès est souvent difficile et exige une enquête très fine d'autant plus que la localisation communale n'est pas toujours suffisante pour déterminer le cours d'eau « responsable » du décès.

A ce stade de notre travail, 114 décès liés aux inondations sont déjà recensés pour l'ensemble de notre zone d'étude sur la période 1988-2008.

La région Languedoc-Roussillon à elle seule totalise 94 de ces 114 victimes (figure 1) dont 74 ont pu être géolocalisées. Cet ensemble constitue notre échantillon pour les premiers résultats présentés ici.

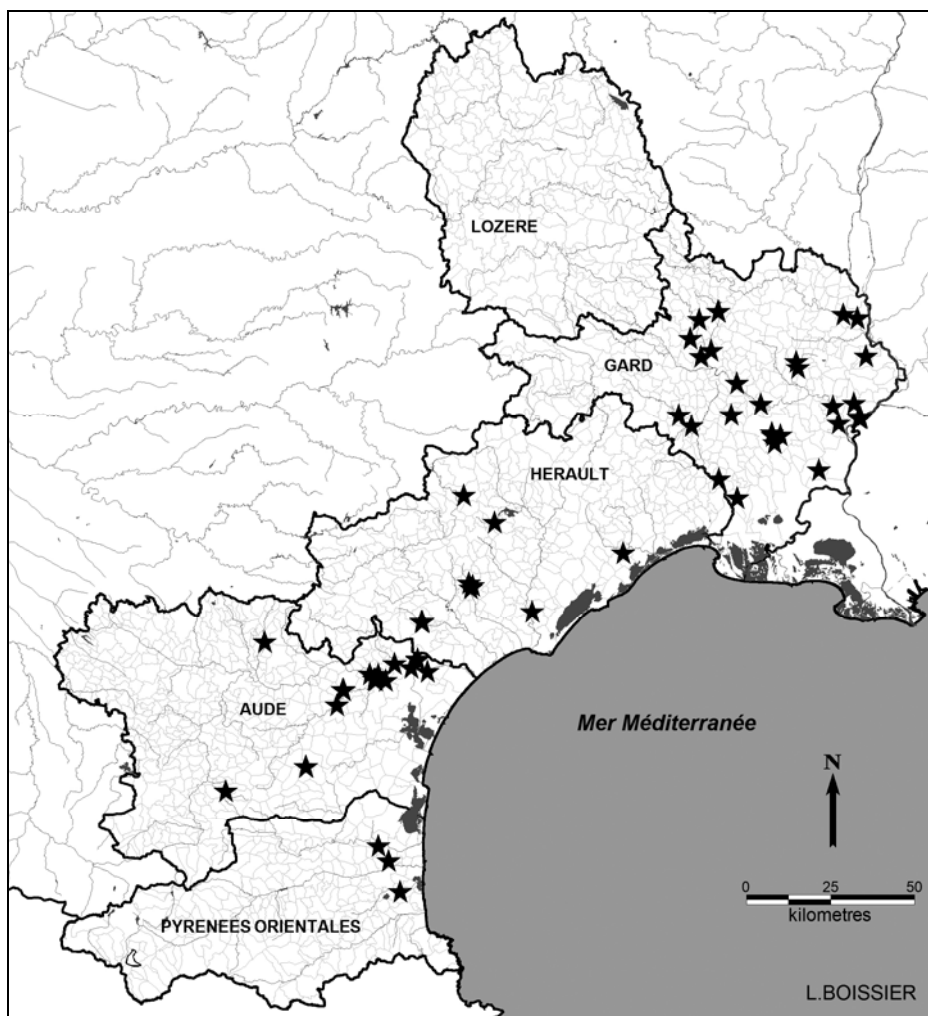


Figure 1. Localisation des victimes des inondations en Languedoc-Roussillon entre 1988 et 2008.

2. Circonstance des décès et victimologie des crues méditerranéennes

Pour notre période d'étude, c'est le département du Gard qui paye le plus lourd tribut aux inondations suivi par l'Aude, puis l'Hérault et les Pyrénées Orientales. Ceci s'explique bien sûr par les 3 grandes catastrophes qui concentrent les $\frac{3}{4}$ des décès. Ainsi les inondations de Nîmes en Octobre 1988 ont fait 11 victimes, celles de l'Aude en novembre 1999, 35 victimes, tandis que 2002 dans le Gard en compte 24. Les départements de l'Hérault et des Pyrénées Orientales, relativement épargnés, totalisent malgré tout quelques décès significatifs pour l'analyse par leur occurrence en dehors des grandes catastrophes. A noter enfin qu'aucun décès n'est recensé pour la Lozère, pour laquelle nous n'avons encore trouvé à ce jour aucune crue meurtrière.

Mais plus que ce simple dénombrement, c'est la victimologie et les circonstances des décès liés aux crues meurtrières qu'il convient d'étudier pour essayer de qualifier la vulnérabilité humaine.

2.1. La victimologie ou la vulnérabilité masculine des quinquagénaires

Le premier aspect relevé par le profil de victimes est la surreprésentation des hommes dans les personnes décédées. 65% des victimes sont des hommes contre seulement 35% de femmes. En revanche, cette distinction de genre ne se retrouve pas dans la moyenne d'âge puisque les victimes décèdent en moyenne à 50 ans indifféremment du sexe. Ainsi, contrairement à certains a priori, les classes d'âges élevées ou les enfants ne seraient pas plus exposés que les adultes face au risque. Cependant, il convient de noter que la moyenne d'âge des victimes semble augmenter au cours de notre période passant de 41 ans en 1988 à 54 ans pour les crues de 2002. Cette plus grande proportion de personnes âgées décédées qui s'accroît avec les événements les plus récents a déjà été soulignée par

Antoine *et al.* (2001). Faut-il y voir une vulnérabilité humaine qui augmente avec l'âge ? Ou s'agit-il simplement du reflet de la démographie vieillissante et de potentialités de décès d'une population relativement plus nombreuse ? Il n'en reste pas moins que les hommes de 50 ans semblent les plus vulnérables aux crues méditerranéennes. Ce qui soulève la question des circonstances de décès amenant aux tragédies.

2.2. Des circonstances de décès privilégiées ?

On peut distinguer quatre circonstances de décès principales. En premier lieu apparaissent les victimes liées au véhicule qui périssent dans leur voiture ou en tentant de quitter leur véhicule. Ces cas représentent près de la moitié (45 %) des circonstances de décès connues. Viennent ensuite les décès au domicile (34 %) puis à l'extérieur (12 %) et dans les terrains de camping (9 %). Ce dernier cas soulève le problème des populations étrangères à la région a priori moins sensibilisées au risque.

En effet, la vulnérabilité humaine trouve peut être son explication dans le comportement et les habitudes des populations face à une situation de crise exceptionnelle. Ruin (2007) a pu souligner l'influence des facteurs sociaux dans les comportements des conducteurs lors des crues du Gard en 2002. Nous notons pour notre part la récurrence de comportements dangereux. Ainsi ces personnes qui refusent de quitter leur domicile au moment de l'évacuation rendant ensuite un hélicoptère périlleux mais devenu nécessaire. Les coupures de presse ne manquent pas non plus de rappeler ces exemples à ne pas suivre de conducteurs s'aventurant sur des routes pourtant signalées comme impraticables. Ils transgressent les panneaux de signalisation avant de se retrouver coincés par les eaux et de périr par noyade ou hypothermie.

Que dire enfin des nombreux exemples de franchissement de seuils ou de gués de petits oueds qui se révèlent être de véritables torrents en temps de crue ? Si les catastrophes majeures entraînent dans leur flot bon nombre de personnes, il est des plus petits événements, qui s'égrainent au fil du temps dans la presse, passant presque inaperçus, mais générant près du quart des décès. C'est ce « *bruit de fond permanent* » dont parlent Antoine *et al.*, (2001), qui génère 1,2 ou 3 victimes souvent sur des petits cours d'eau et pour lesquels, peut être plus qu'ailleurs, il est intéressant d'étudier l'influence des paramètres hydroclimatiques.

3. Paramètres hydroclimatiques des crues meurtrières

Nous l'avons dit, les ¾ des décès se sont produits lors des trois grandes crues catastrophiques. Pour ces événements, d'importantes précipitations (jusqu'à un an de pluie en quelques heures) engendrent des crues généralisées des principaux cours d'eau tributaires de la Méditerranée. Pourtant, certaines victimes ne sont pas liées au débordement du cours d'eau principal mais à de petits affluents parfois de taille très modeste qui se révèlent pourtant être très dangereux.

Ainsi, une analyse beaucoup plus fine s'impose souvent pour tenter de localiser précisément le lieu du décès et le cours d'eau concerné. Mais surtout, ceci nous pousse à nous intéresser à la taille des bassins versants concernés par la mortalité ainsi qu'à la pluviométrie sur ces zones. Quelle est la relation entre la taille du bassin versant à l'amont du lieu du décès et la mortalité ? Dans quelles mesures est-il possible de dégager un seuil pluviométrique au-delà duquel des décès sont possibles ?

3.1. La relative dangerosité des petits oueds méditerranéens

Pour 58 victimes de notre échantillon, nous disposons de la taille du bassin versant du cours d'eau à l'amont du lieu de décès. La taille moyenne avoisine les 1000 km² (jusqu'à quelques milliers de km² pour les plus grands). Ceci s'explique par la prégnance des grandes catastrophes qui concernent les principaux fleuves méditerranéens. Ainsi, près de 50 % des victimes se retrouvent sur un cours d'eau principal, dans la majorité des cas dans son cours moyen ou inférieur. D'autant plus quand elles se concentrent dans les basses plaines avec la vulnérabilité plus particulière des ruptures de digues.

A l'inverse plus de la moitié (soit 31 personnes) se situent en aval d'un bassin hydrographique de moins de 100 km². Ainsi, sur les 35 victimes des crues dans le département de l'Aude en 1999, près d'une dizaine eurent lieu à proximité de petits ruisseaux locaux de quelques dizaines de km² seulement, parfois moins. Ce chiffre est même inférieur à un km² pour une victime dans l'Hérault en

2006. Le cours d'eau concerné, à peine visible sur une carte, est un ruisseau à sec la plupart du temps. Car c'est bien là l'explication de la dangerosité, liée à l'intermittence des écoulements de ces oueds avec des réponses hydrologiques très rapides aux pluies. Ces petits bassins versants sont donc capables de générer des débits suffisants pour mettre en danger des personnes. Ils sont d'autant plus dangereux qu'ils ne sont que rarement instrumentés et surveillés ce qui soulève la question de la couverture des petits bassins versants par l'annonce de crue. Enfin, ces oueds sont trop souvent sous-estimés par la population.

Ainsi, 55% des décès sont ici liés aux déplacements dont la moitié lors de franchissement de gué. Cette proportion plus importante traduit bien la soudaineté de la montée des eaux qui surprend beaucoup de personnes dans leur activité. Elle souligne également l'imprudence dont fait preuve la population sur des cours d'eau qui leur apparaissent plus inoffensifs.

Cet aspect souligne une fois de plus la pertinence d'une localisation fine à la fois pour mieux cerner la vulnérabilité d'un territoire et améliorer la prévention. Les relations avec la pluviométrie ont également été testées.

3.2. Vers la mise en évidence de seuils de pluie dangereux ?

Nous avons voulu tester l'hypothèse d'une relation entre les cumuls pluviométriques lors des épisodes pluvieux et le nombre de victimes en associant la base de données Météo-France sur les épisodes de précipitations intenses et la base de données victim. Un tiers des épisodes pluvieux intense (> 190 mm en 24 h) se sont traduit par au moins une victime.

La reconstitution des lames d'eau précipitées et plus encore écoulées à l'amont des lieux de décès a pour objectif de mettre en évidence d'éventuels « seuils » d'intensité au delà desquels des décès seraient observés. En dehors des épisodes majeurs de novembre 1999 et septembre 2002, il est difficile dans l'état actuel des recherches de déterminer une intensité pluviométrique seuil à l'origine des décès.

Cependant, pour les épisodes plus ponctuels qui concernent les petits bassins versants, l'analyse des premiers chiffres montrent des victimes dès 100 mm en 24 heures. C'est le cas pour les décès de Rennes-les Bains dans l'Aude en 1992 et Puisserguier dans l'Hérault en 1996. Bien sûr, le seul cumul journalier ne saurait traduire la dangerosité, il faut y associer pour cela les intensités horaires. Il n'en demeure pas moins que ce seuil est inférieur à celui retenu par Météo France pour qualifier les pluies diluviennes (190 mm en 24 heures). Ceci nous montre à la fois l'utilité du recensement des épisodes pluvieux pour l'identification de décès potentiels, mais également la limite induite par un seuil plus élevé que celui observé sur des épisodes plus ponctuels.

Evidemment, ce type d'investigation se heurte à de nombreuses limites : accès aux données, existence de modèle pluie-débit, échelle de travail... Il faudrait reconstituer le scénario de chaque épisode pluvieux pour savoir en fonction de l'heure du décès à quel débit de pointe était l'oued lors du décès.

Deux pistes de recherche s'imposent : d'une part l'affinage de la connaissance des conditions d'aléa (lame d'eau écoulée). Cette approche par les cumuls d'eau n'est en effet qu'une première approximation. L'autre piste de recherche pour l'explication des décès tient aux facteurs de vulnérabilité et notamment la présence d'enjeux, l'existence d'une alerte... En effet, dans certains cas comme celui des basses plaines, les victimes sont liées aux ruptures de digues, pour lesquelles, la relation avec la pluviométrie, n'a que peu de valeur et d'intérêt dans un but de prévention.

Conclusion

Les crues rapides sont associées à une forte potentialité de décès. Les premiers résultats de cette étude portant sur les victimes des inondations permettent de mieux cerner la vulnérabilité humaine aux crues méditerranéennes françaises. Elle donne des débuts de réponse et des pistes de réflexion à développer pour une meilleure gestion de ces catastrophes naturelles. Ainsi, En soulignant la surreprésentation masculine des quinquagénaires, mais aussi les circonstances privilégiées des décès (notamment pendant les déplacements) elle permet de mieux cibler les destinataires des messages de prévention et d'alerte.

De plus, si les efforts doivent porter sur la réduction de la vulnérabilité des grandes catastrophes - qui concentrent la majorité des victimes - il ne faut pas négliger les événements moins visibles mais tout autant meurtriers. Cela paraît d'autant plus nécessaire qu'ils concernent la plupart du temps de tous petits cours d'eau souvent sous-estimés, non instrumentés et surveillés. Ainsi, une telle étude permet autant de cibler les besoins que d'évaluer l'adéquation des politiques publiques mises en place.

Enfin, l'émergence d'un seuil de pluviométrie (100 mm) au-delà duquel des victimes semblent à envisager montre la nécessité d'aborder la prévention non plus sous le seul angle de l'hydrographie mais aussi sous celui de la pluviométrie.

Ainsi, par l'intégration et le croisement de nombreuses couches d'informations, les potentialités de l'étude sont ouvertes. Alors qu'avec le changement climatique, les extrêmes climatiques sont annoncés plus nombreux, la question des conséquences en terme de vies humaines est posée. Dès lors que cette vulnérabilité aux crues méditerranéennes est mieux cernée, pourquoi ne pas envisager des scénarii d'endommagement humains pour en limiter les effets ?

Bibliographie

Antoine J.M., Desailly B., Gazelle F., 2001: Les crues meurtrières, du Roussillon aux Cévennes. *Annales de géographie*, n° 622, p.597-623.

Desailly B., 1990 : *Crues et inondations en Roussillon : le risque et l'aménagement fin du XVIIIème siècle – milieu du XXème siècle*. Thèse de doctorat de géographie, Université Paris X- Nanterre, 352 p.

French J., Ing R., Von Allmen S. *et al.*, 1983: Mortality from flash floods: a review of national weather service reports, 1969–81. *Public Health Rep.*, 98, p. 584-588.

Hoyois P., Guha-Sapir D., 2005: *Flood Disasters in Europe: a short analysis of EMDAT Data for Years 1985-2004*. CRED, Louvain, 6 p.

Jacq V., 1994 : *Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur le Languedoc-Roussillon, la Provence-Alpes- Côte d'Azur et la Corse, période 1958–1994*. Service Central d'Exploitation de la Météorologie, Direction Interrégionale Sud-Est, 190 p.

Jonkman S.N., Van Gelder P.H.A.J.M., Vrijling J.K., 2003: An overview of quantitative risk measures for loss of life and economic damage. *Journal of Hazardous Materials*, **99**, p. 1-30.

Jonkman, S. N., 2005: Global perspectives on loss of human life caused by floods. *Natural Hazards Rev.*, **34**, p. 151–175.

Meschinet de Richemond N., 1997 : *Les inondations catastrophiques sur la bordure montagneuse du Roussillon : dégâts et sinistrés*. Thèse de doctorat de géographie, Paris X-Nanterre, 431 p.

Ruin I., 2007 : *Conduite à contre-courant. Les pratiques de mobilité dans le Gard : facteur de vulnérabilité aux crues rapides*. Thèse de doctorat de géographie, Université de Grenoble 1 Joseph Fourier, 352 p.

Vinet F., 2003 : *Crues et inondations dans la France méditerranéenne. Les crues torrentielles des 12 et 13 novembre 1999 (Aude, Tarn, Pyrénées Orientales et Hérault)*, Editions du Temps, Nantes, 224 p.

ANALYSE MULTI SCALAIRE DES TEMPERATURES DANS LE VIGNOBLE DU VAL DE LOIRE

C. BONNEFOY ¹, H. QUENOL ¹, G. BARBEAU ², M. MADELIN ³

¹ Laboratoire COSTEL, UMR6554 LETG du CNRS, Université Rennes 2 - Haute Bretagne, Rennes.
Cyril.bonnefoy@univ-rennes2.fr herve.quenol@uhb.fr

² INRA-UVV, 42, rue Georges Morel 49071 Beaucozézé. gerard.barbeau@angers.inra.fr

³ UMR8586 PRODIG du CNRS, Université Denis Diderot Paris7, UFR GHSS (c.c. 7001)
 75205 PARIS Cedex 13. malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

Résumé : Les stations synoptiques issues des réseaux nationaux permettent de mettre en évidence à l'échelle régionale ou nationale des différences climatiques. Cependant, dans le cadre d'une étude sur les terroirs viticoles, il est nécessaire de descendre à des échelles plus fines. En effet, à ces échelles, les conditions atmosphériques au niveau de la couche limite sont tributaires des conditions de surface. C'est pourquoi, un réseau de stations météorologiques et de data loggers enregistrant la température sous abri a été disposé aux échelles topoclimatiques et locales dans le vignoble du Val de Loire. L'analyse des températures en fonction des types de situations atmosphériques montre une forte variabilité spatiale et temporelle. Cette variabilité peut expliquer les variations de qualité et de typicité des vins observées entre les terroirs et à l'intérieur même d'un vignoble.

Mots-clés : terroirs viticoles, échelles fines, conditions de surface, réseau de stations, Val de Loire

Abstract: Multiscalar analysis of temperatures in the Loire Valley vineyard. A network of nationwide weather stations can help scientists illustrate climatic differences at the national and regional scales. However, for purposes of studying viticultural terroirs, we need to conduct measurements at a smaller scale, as atmospheric conditions at the boundary layer depend on local surface conditions. That is why a network of meteorological weather stations and data loggers (recorded under shelter) has been installed throughout the Loire Valley vineyards. Temperature analysis, when reviewed with atmospheric situation type, shows a strong spatial and temporal variability. This variability explains why the quality and features of a wine fluctuate even though they come from the same vineyard.

Keywords : viticultural terroirs, downscale, surface conditions, weather stations network, Loire Valley

Introduction

Le réchauffement climatique planétaire, avéré par le GIEC (IPCC, 2007) ne se manifeste pas de la même façon partout (Pielke *et al.*, 2002). Il est donc nécessaire de conduire des études à des échelles locales pour comprendre comment se traduisent ces changements. Dans le cadre de cette étude des températures dans le vignoble du Val de Loire, une analyse comparative des températures issues du réseau Météo France est effectuée à l'échelle régionale, afin de caractériser le climat de la région et les premiers effets de ce réchauffement sur l'évolution des températures depuis le milieu du XX^{ème} siècle. Cependant, aux échelles fines, les conditions climatiques au niveau de la couche limite (De Parcevaux, 2007) sont tributaires des conditions de surface. La végétation, l'occupation et la nature du sol ainsi que la topographie vont jouer sur la variabilité des températures dans l'espace (Dumas *et al.*, 1997; Guyot, 1997 ; Bonnardot *et al.*, 2001 ; QuénoL, 2002). Les réseaux de stations automatiques nationaux deviennent donc rapidement insuffisants à des échelles plus fines telles qu'à l'échelle du terroir viticole. Il est alors nécessaire, pour espérer caractériser le climat d'un terroir, d'installer un réseau de stations adapté aux échelles fines. C'est pourquoi, un dispositif de mesures météorologiques à échelles fines a été installé dans le Val de Loire, dans le cadre du projet ANR-TERVICLIM. Des stations météorologiques complètes (Campbell) ainsi que des *data logger*, enregistrant la température et l'humidité sous abri, ont été répartis au sein des différents vignobles de l'Anjou et du Saumurois. Cette étude est réalisée, en fonction des différents types de circulation (James, 2006) afin de mettre en évidence les différences de comportements des températures entre les unités de terroir de l'AOC – Coteaux du Layon.

1. Cadre d'étude

Le Val de Loire est une région à tradition viticole. Après avoir en grande partie disparu après la crise du phylloxera à la fin du XIX^{ème} siècle, les vignobles ont été réimplantés à l'aide de porte greffes américains. Aujourd'hui, les vignobles du Val de Loire se composent d'ouest en est des vins de Nantes, d'Anjou et de Saumur, de Touraine et du Centre. Ces vignobles se rapprochent de la limite septentrionale de la culture de la vigne (Galet, 2000).

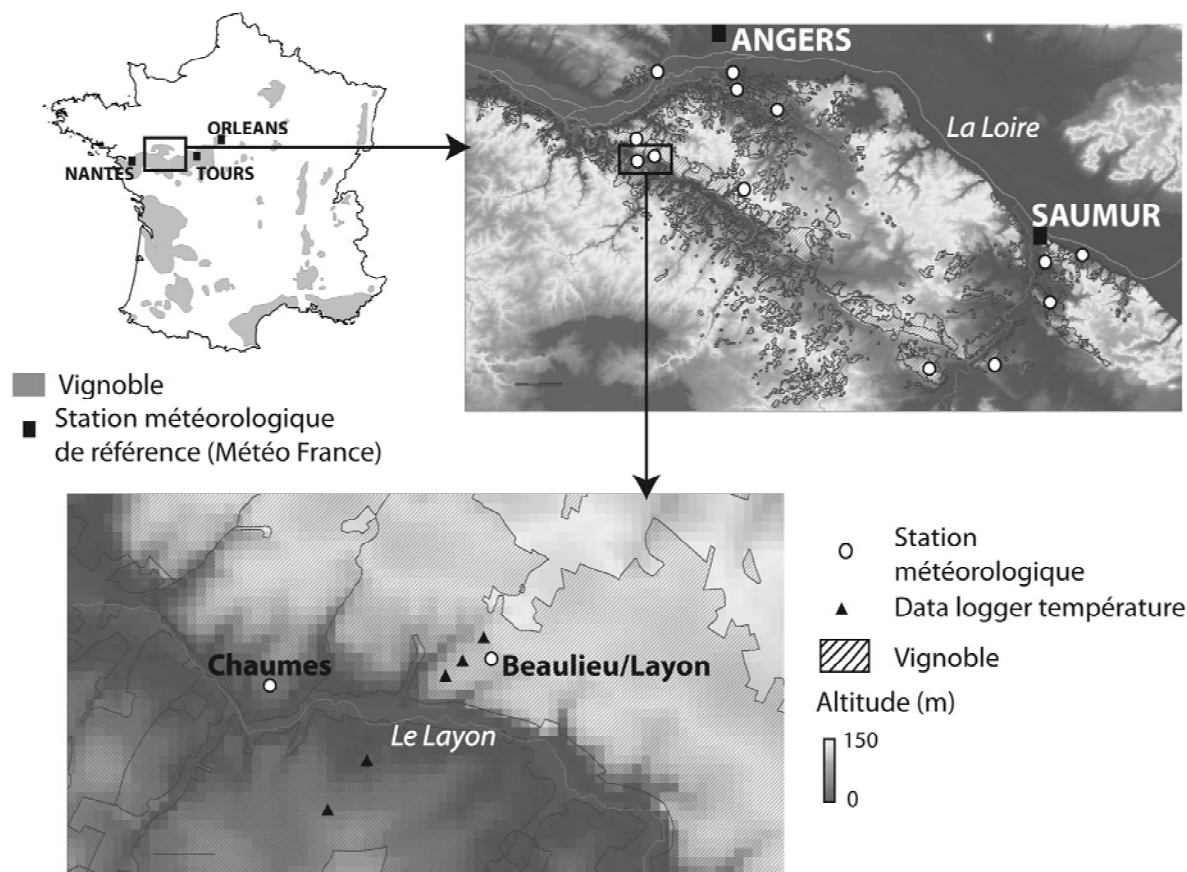


Figure 1. Sites d'études à différentes échelles

Cette région viticole est soumise à un climat océanique à tendance septentrionale (Jacquet *et al.*, 1998). Le pays Nantais bénéficie ainsi d'une influence océanique marquée mais qui se dégrade vers l'intérieur des terres avec cette fois-ci une influence plus continentale. Le relief, certes peu marqué en comparaison avec d'autres régions viticoles, contribue cependant dans certains secteurs à complexifier un peu plus la répartition des températures. Egalement, la Loire ou certaines autres rivières comme le Layon, influent directement sur les paramètres climatiques du secteur.

2. Protocole expérimental

Dans le cadre de cette étude, il a été nécessaire de réunir des données de différentes échelles spatiales. Certaines, pour une caractérisation du climat régional, sont issues du réseau des stations automatiques Météo France. Celles ayant permis de caractériser les topoclimats et donc les différentes caractéristiques climatiques entre les terroirs proviennent d'un réseau de stations complètes directement implantées dans les vignobles. Enfin, pour l'étude portant sur les Coteaux du Layon, terroir à la topographie variée, des enregistreurs automatiques ont été implantés et nous permettent de rendre compte de la variabilité des températures au sein même d'un vignoble.

Pour les données Météo France nous avons accès aux températures minimales et maximales mensuelles et parfois journalières sur des périodes plus ou moins longues. Pour Nantes, Angers et Tours nous disposons des données de températures depuis 1946. Pour les autres stations nous disposons des températures depuis 1951. Ces données du réseau national ont été analysées afin de

caractériser le climat régional et ses nuances. Des tests statistiques (*Pettitt*) ont également été réalisés afin de détecter d'éventuelles ruptures dans les séries de données. Enfin, à partir des données journalières, nous analysons l'évolution d'indices agro climatiques importants pour la vigne, tels que les degrés jours de Winkler ($\sum T_m - 10$)¹ ou l'indice de Huglin ($\sum [(T_m - 10) + (T_x - 10)/2] * k$)¹

Dans le cadre du projet TERVICLIM, huit stations complètes (figure 2) fournissant, la température, l'humidité, la pression, l'insolation, les précipitations, la force et la direction du vent ont été installées au sein des vignobles. Ces stations sont placées à 1m50 du sol comme le veut la norme fixée par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM). Les données sont disponibles pour la plupart depuis juillet 2008. Ces stations nous permettent d'analyser la variabilité spatio-temporelle entre les différents vignobles et de mettre en évidence les influences de l'environnement sur les paramètres climatiques.

Toujours au sein du même projet, des *data logger* (Tiny Tag) ont été installés à 60 cm du sol dans les coteaux du Layon. Ces capteurs (figure 2) sont placés dans des abris météorologiques bien ventilés et nous fournissent une donnée de température toutes les 15 minutes. Ces données sont ensuite utilisées pour mettre en évidence des variations micro-locales du climat au sein même d'une parcelle et pour définir en particulier les zones les plus favorables au développement de la pourriture noble ou encore les secteurs susceptibles d'être plus soumis au gel que d'autres. Les capteurs ont ainsi été placés sur des versants opposés en haut de coteau, à mi-coteau et en bas de coteau.



Figure 2. Station Campbell (a) et data logger Tiny Tag (b)

3. Résultats

3.1. Des nuances climatiques régionales mais un réchauffement commun

L'analyse des températures des stations Météo France montre des nuances climatiques parfois importantes entre Nantes, Angers, Saumur et Tours. Saumur ressort clairement comme la station la plus douce avec une température moyenne annuelle sur la période 1951-2007 de 12,1°C. A l'inverse Tours, station la plus à l'est de notre région d'étude, est la station la plus froide des quatre (11,4°C), traduisant ses influences plus continentales. Nantes, soumis à l'influence océanique, connaît un climat plutôt doux et affiche 12°C de température moyenne annuelle. Le profil moyen des températures montre une amplitude entre le mois le plus froid (Janvier) et le mois le plus chaud (Juillet) maximale à Tours et minimale à Nantes. Nantes est en général plus douce que les autres stations en hiver mais plus fraîche en été, ce qui est caractéristique d'un climat océanique. Les courbes d'évolution des températures depuis 1946 ou 1951 de toutes les stations montrent cependant une très nette tendance au réchauffement depuis les années 1980 (figure 3). Le test statistique de Pettitt indique une rupture climatique en 1987 pour les températures moyennes d'Angers, Saumur et Tours. A Nantes cette rupture apparaît beaucoup plus tôt, en 1980. Ainsi, la hausse de température entre les périodes pré (1951-1987) et post-rupture (1988-2007) atteint 1,2°C à Angers, 0,9°C à Saumur et 0,8°C à Tours. Le réchauffement climatique ne semble donc pas être de la même intensité partout.

¹ Sommes réalisées du 1^{er} avril au 31 Octobre pour les degrés jours et du 1^{er} avril au 30 septembre pour l'indice d'Huglin, avec T_m , la température moyenne, T_x , la température maximale et k , le coefficient de longueur du jour, variant de 1,02 à 1,06 entre 40 et 50 degrés de latitude

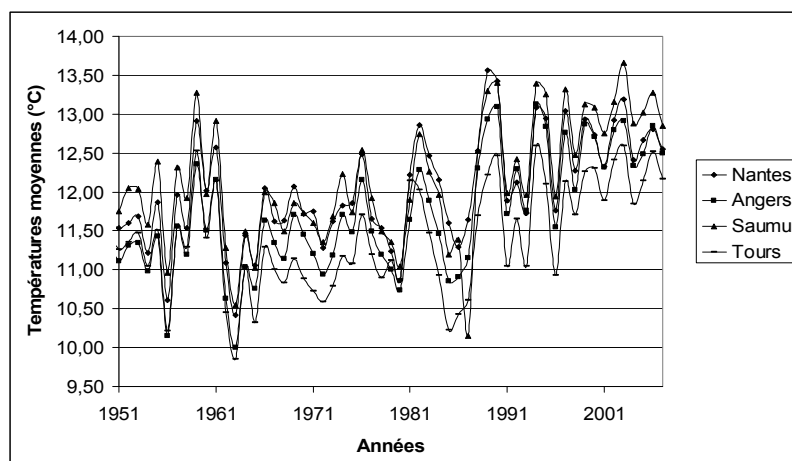


Figure 3. Evolution des températures moyennes dans le Val de Loire depuis 1951

(Données : [Météo France, stations automatiques de Nantes, Angers, Saumur et Tours (1951-2007)])

Si l'on s'intéresse à l'évolution des indices agroclimatiques des degrés jours et de Huglin, le réchauffement apparaît par conséquent très nettement. Par exemple à Saumur, les degrés jours cumulés au 31 Octobre sont passés d'une normale de 1276 ddj sur la période 1958-1987 à 1500 ddj sur la période 1988-2007. De même l'indice de Huglin montre que la plupart des années depuis la rupture climatique place Saumur dans un climat tempéré voire même tempéré chaud depuis les années 2000, alors que le climat de Saumur était auparavant considéré comme un climat plutôt frais (figure 4).

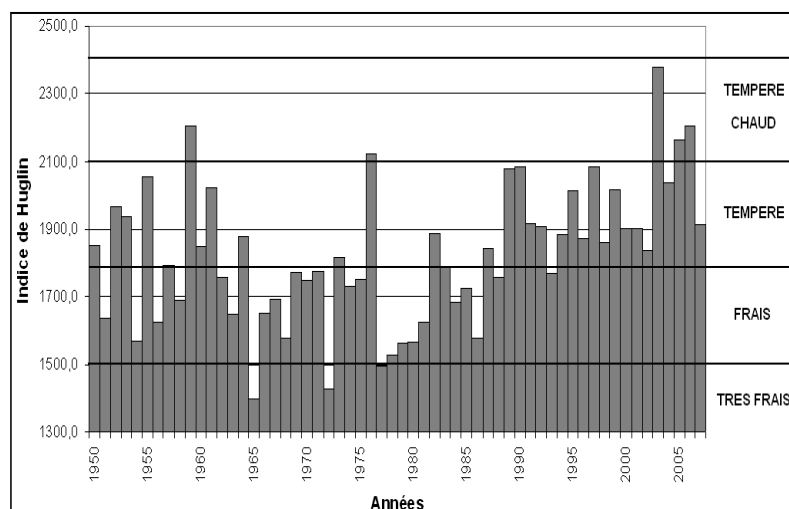


Figure 4. Evolution de l'indice de Huglin à Saumur depuis 1950

Données : [Météo France, station automatique de Saumur (1950-2007)]

3.2. Le climat des terroirs fortement influencé par les facteurs environnementaux

Les données issues du réseau Météo France nous ont permis de caractériser le climat régional mais surtout de voir que le climat peut assez nettement varier d'une station à l'autre, même sur quelques dizaines ou centaines de kilomètres. De même, le réchauffement climatique n'a pas la même importance dans toutes les stations. Il existe donc une variabilité régionale dans le temps et dans l'espace du climat mais il est nécessaire de descendre à des échelles encore plus fines pour caractériser le climat des différents vignobles qui sont soumis directement à leur environnement. Les premiers résultats issus des relevés météorologiques du réseau TERVICLIM montrent une forte variabilité spatiale des températures (figure 5). Cette variabilité est due principalement à la topographie et à la proximité des rivières et elle varie en fonction du type de temps. Il apparaît que les températures sont moins contrastées (plus faible amplitude) près de la Loire (Saumurois) que dans les

endroits plus éloignés (Coteau du Layon). Concrètement, par temps anticyclonique, les stations d'Epirée (près d'Angers, au nord de la Loire) et de Souzay (près de Saumur, au sud de la Loire) connaissent les températures minimales les plus élevées et les températures maximales les plus basses. Le fleuve tempère donc le climat de ces vignobles. Par exemple, durant la période du 27/06/08 au 19/09/08, des écarts thermiques de plus de plus de 2°C sont observées pour les températures minimales entre le poste de Souzay (proximité de la Loire) et le poste de Chaumes (Layon). Inversement, les températures maximales sont plus élevées à Chaumes. Le relief joue également un rôle important sur la répartition des températures. La station du Puy Notre Dame (située en sommet de colline) enregistre des données diurnes relativement fraîches et des températures nocturnes plus douces que les stations situées en bas de coteau (figure 5). Par conséquent, malgré un relief peu marqué, la variabilité spatiale des températures au sein des différents terroirs viticoles du Val de Loire est importante, ce qui explique en partie les différences de typicité des vins produits dans ce secteur.

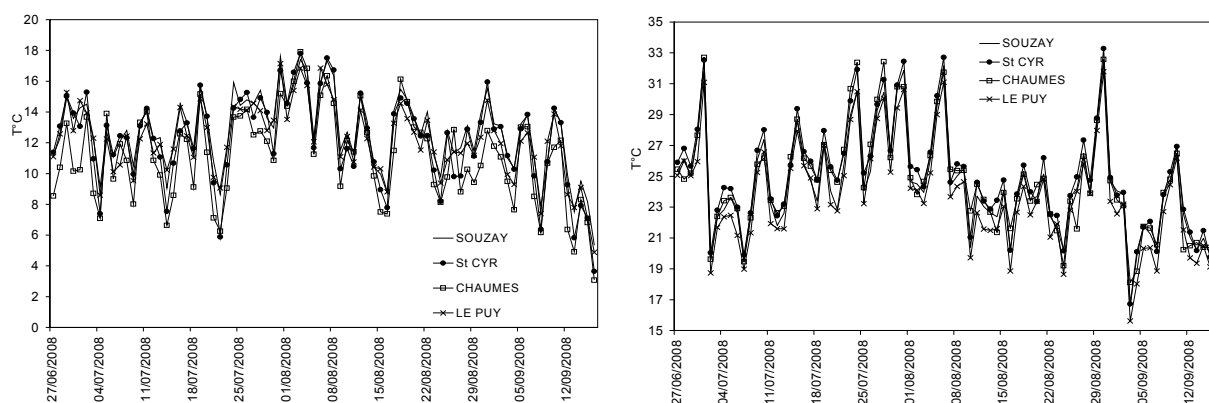


Figure 5. Températures minimales (à gauche) et maximales (à droite) du 27/06/08 au 19/09/08 (Données : [stations Campbell de Souzay, St Cyr, Chaumes et Le Puy, donnés horaires])

3.3. Les Coteau du Layon : un terroir particulier

Ces vignobles situés au sud d'Angers et à flanc de coteau dans le bassin du Layon ont été classés en AOC depuis 1950. Les vins de ces terroirs sont issus de vendanges tardives où l'on récolte le raisin en surmaturité après tri (Blouin, 2007). C'est ainsi grâce au développement d'une pourriture noble (*botrytis cinerea*) que la production de vin liquoreux est réalisée. La formation de ce champignon est en grande partie due à un climat spécifique. Les données issues des *data loggers* disposés dans ce vignobles, montrent une forte variabilité climatique : des températures nocturnes plus basses en bas de coteaux et des températures diurnes plus élevées à mi-coteau exposé sud. Une forte amplitude thermique diurne et une importante humidité engendrée par la proximité du Layon (des mesures d'humidité sont effectuées à partir du printemps 2009) sont propices au développement du *botrytis cinerea*. Cette forte variabilité spatiale des températures implique également une importante variabilité spatiale du risque gélif. Par exemple, au cours des gels printaniers du 8 avril 2008 et du 30 mars 2009, les vignobles situés en bas de coteaux ont subi des dommages. On peut remarquer des écarts de plusieurs degrés sur les températures minimales relevés en bas de coteau et à mi- et haut de coteau (figure 5). L'installation prochaine de 15 *data loggers* supplémentaires, disposées en fonction de la distance à la rivière et des caractéristiques topographiques (pente, exposition, ...) permettra de déterminer précisément le climat favorable pour ce vin liquoreux.

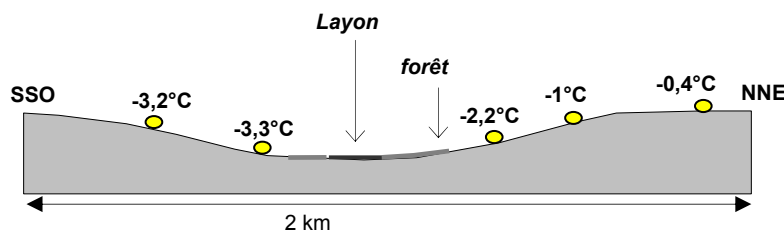


Figure 5. Répartition spatiale des températures minimales dans le vignoble du Layon (nuit du 30/03/09)

Conclusion

L'imbrication des échelles est une étape importante en climatologie fine et permet de se rendre compte de la complexité du climat à diverses échelles avec une variabilité spatiale et temporelle importante des températures. Le climat de la région du Val de Loire ne se présente pas comme un seul ensemble climatique puisque les différences d'un secteur à l'autre peuvent être marquées. Cependant la tendance est bien au réchauffement partout, surtout depuis les années 1980. A l'échelle des terroirs, le comportement des températures est directement lié à la topographie et à l'environnement des stations (pente, exposition, altitude, distance aux rivières et fleuves...). Enfin, il existe également d'importantes variations climatiques à l'échelle d'une simple parcelle, notamment en situation anticyclonique où les bas de coteau sont plus exposés au gel. Le réchauffement climatique, déjà observé par les stations de référence, pourrait ainsi modifier la variabilité spatiale de certains paramètres climatiques au sein des vignobles et ainsi avoir un impact direct sur la typicité de certains vins produits. Le programme de recherche TERVICLIM sur *l'observation et la modélisation spatiale du climat à l'échelle du terroir* a donc pour objectif d'affiner la résolution des observations et de la modélisation dans un contexte de changement climatique afin de fournir aux professionnels viticoles des scénarios adaptés à l'échelle des vignobles.

Bibliographie

- Blouin J., 2007 : *Le dictionnaire de la vigne et du vin*, Dunod, 351 p.
- Bonnardot V., Carey V., Planchon O., Cautenet S., 2001: Sea breeze mechanism and observations of its effects in the Stellenbosch wine producing area, *Wynboer* 10-14, Wineand, p. 107-113
- De Parcevaux, S., Huber L., 2007 : *Bioclimatologie, concepts et applications*, éditions Quae, p. 78, 324 p.
- Dumas V., Lebon E., Morlat R., 1997 : Différenciations mésoclimatiques au sein du vignoble alsacien, *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, vol.31, n°1, pp. 1-9
- Galet P., 2000 : *Précis de viticulture*, 602 p.
- Guyot G., 1997 : *Climatologie de l'Environnement*, Masson, 505 p.
- IPCC, 2007 : a, Rapport du groupe de travail I du GIEC : Bilan 2007 des changements climatiques les bases scientifiques physiques
- Jacquet A., Morlat R., 1998 : Caractérisation de la variabilité climatique des terroirs viticoles en Val de Loire. Influence du paysage et des facteurs physiques du milieu, *Agronomie*, 17, pp. 465-480
- James P.M., 2006: An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe, *Theoretical and Applied Climatology*, 88, pp. 17-42
- Pielke SR, R.A., Stholgren T., Schell, L., Parton W., Doesken, N., Redmond K., Money J., Mckee T., Kittel, T.G.F., 2002: Problems in evaluating regional and local trends in temperature : an example from the Eastern Colorado, USA, *International Journal of Climatology*, n°22, pp. 421-434
- Quénol H., 2002 : *Climatologie appliquée aux échelles spatiales fines : influence des haies brise-vent et d'un remblai ferroviaire sur le gel printanier et l'écoulement du mistral*. Thèse de Doctorat USTL, Edition ANRT, ISBN 2-284-04081-0, 283 p.

ANALYSE DIAGNOSTIQUE DES TEMPERATURES EXTREMES DE 1950 A 2000 ISSUES DU MODELE ARPEGE-CLIMAT : INTERET POUR L'ACTIVITE VITICOLE CHAMPENOISE

ELODIE BRICHE ¹, M. MADELIN ¹, G. BELTRANDO ¹, C. KERGMARD ²

¹UMR CNRS 8586 PRODIG, Université Paris VII, c.c. 7001, 75205 Paris cedex 13, elodie.briche@univ-paris-diderot.fr, beltrando@univ-paris-diderot.fr, malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

²Ecole Normale Supérieure, Département de Géographie, 48, boulevard Jourdan 75014 Paris, claud.kergomard@ens.fr

Résumé : Une analyse comparative à différentes échelles temporelles entre les séries de températures minimales et maximales journalières issues de quatre points de grille du modèle ARPEGE-Climat et une station de référence du vignoble sur une période dite de contrôle (1950-2000) permet de mettre en évidence les biais des sorties de modèles, notamment en termes d'estimation des extrêmes thermiques chauds estivaux et gélifs printaniers. Les sorties de modèle des points de grille retenus sont ensuite utilisées pour évaluer l'évolution possible, jusqu'à la fin du XXI^{ème} siècle, de ces extrêmes climatiques pour trois scénarios.

Mots-clés : modèle ARPEGE-Climat, changement climatique, vignoble de Champagne, températures extrêmes.

Abstract: Analysis of extreme temperatures from 1950-2000 using the ARPEGE-Climate model. Interest for champagne vineyard activity. Comparative analysis at different temporal scales between daily minimal and maximal temperatures series of four points of ARPEGE-Climate model and one reference station of vineyard on a control period (1950-2000) allows underlining bias of model, particularly estimation of warm summer and cold spring extremes. Outputs of the model grid points are used to evaluate possible evolution of these extremes until 2100 for three scenarios.

Key words: ARPEGE-Climate model, climate change, Champagne vineyard, extreme temperatures.

Introduction

Les premiers constats du changement climatique sont déjà observables sur les agrosystèmes et notamment sur la viticulture. Ils engendrent ainsi de multiples interrogations sur leur fonctionnement aux échelles locales notamment en termes d'impacts économiques (Jones *et al.*, 2005). Les répercussions attendues d'un changement climatique possible nécessitent une évaluation, adaptée à l'échelle du terroir (échelles fines), afin de mettre en place une adaptation aux modifications du climat.

A l'heure actuelle, les seuls outils capables d'anticiper les conditions thermiques futures à la surface du globe sont les modèles de circulation générale (MCG). La confiance en ces modèles à prévoir le climat futur a augmenté (IPCC, 2001, 2007) et les progrès en matière de modélisation permettent d'obtenir des sorties de modèle à résolution régionale telles que celles du modèle ARPEGE-Climat de Météo-France (résolution 50km). Ces sorties rendent possible l'étude des modifications du climat à l'échelle d'une région viticole comme la Champagne. Ce vignoble est mondialement connu et réputé pour ses vins pétillants. L'observation des conditions thermiques futures s'avère alors essentielle pour répondre aux attentes des professionnels quant à une adaptation des pratiques culturales.

Dans cette étude, les données thermiques des sorties du modèle ARPEGE-Climat sont confrontées à celles d'une station de référence à proximité du vignoble champenois sur une période passée dite « de contrôle ». Différents scénarios climatiques futurs sont ensuite analysés afin de rendre compte des modifications thermiques possibles futures, en axant ici notre propos sur les extrêmes chauds estivaux et gélifs printaniers. Des occurrences plus fréquentes de ces extrêmes, auxquels la vigne est sensible lors de son cycle végétatif, pourrait modifier la géographie du vignoble champenois.

1. Données et méthodes

Dans un souci d'homogénéité spatiale, notamment de topographie et de climat, seul le vignoble marnais, constitué de la Montagne de Reims, de la côte des Blancs et de la vallée de la Marne (Figure 1), est retenu pour cette étude des extrêmes climatiques.

1.1. Reims-Courcy, station de référence

Comme données de référence pour la comparaison avec ARPEGE-Climat, nous utilisons les températures minimales et maximales journalières de la station synoptique Reims-Courcy (Figure 1) sur la période de référence 1950-2000. Cette station représente les conditions thermiques les plus proches du vignoble marnais. Précisons cependant que l'environnement de cette station ne traduit pas les conditions d'un coteau viticole puisqu'elle se situe sur un aéroport, en plaine. Des tests d'homogénéité (Pettitt) sont utilisés pour contrôler cette série de températures et permettent de détecter si les ruptures sont d'origine climatique ou non.

1.2. Les sorties du modèle ARPEGE-Climat

Les simulations ARPEGE-Climat *RETIC* sont issues de la version 4 du modèle de circulation générale. La grille du modèle, tridimensionnelle, a la capacité d'être basculée pour changer la position du pôle et étirée pour augmenter la résolution sur une zone d'intérêt. Cette capacité de zoom a permis de développer des études régionales du climat (Déqué et Piedelievre, 1995; Gibelin et Déqué, 2003) avec une résolution d'environ 50km pour la France métropolitaine.

Pour les simulations passées et futures, sont retenues ici les données thermiques (minimales et maximales) des sorties du modèle ARPEGE-Climat de 1950 à 2000 de quatre points de grille du modèle (incluant l'altitude) à proximité du vignoble marnais (Figure 1). Chaque point de grille représente les conditions thermiques moyennes d'une maille d'environ 50km de côté.

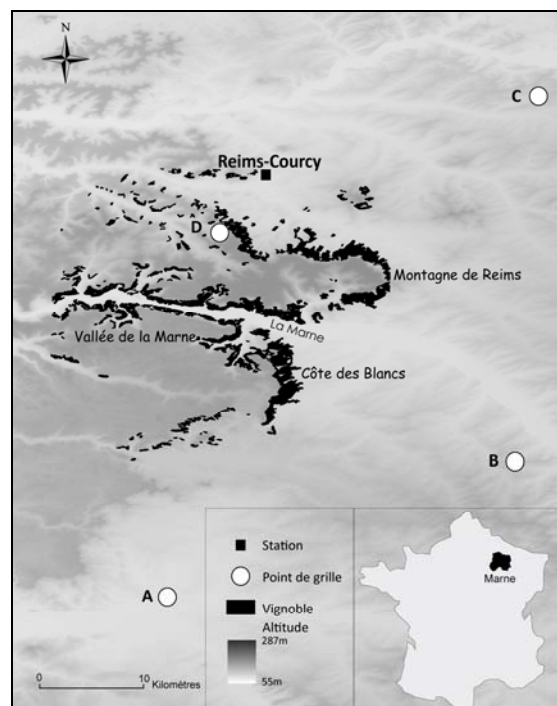


Figure 1. La zone étudiée avec le vignoble marnais, les points de grille et la station de référence Reims-Courcy (données : SRTM et BD Carto IGN fournie par le CIVC)

Nous avons retenu les trois scénarios de simulations du climat futur les plus utilisés dans les études d'impacts : les scénarios A1B, A2 et B1 (Tableau 1). La période de contrôle (1950-2000) permet la comparaison entre les points de grille du modèle représentant la température d'une maille et les températures de la station de référence Reims-Courcy.

A1B	Le canevas et la famille de scénarios A1 décrivent un monde futur dans lequel la croissance économique sera très rapide, la population mondiale atteindra un maximum au milieu du siècle pour décliner ensuite et de nouvelles technologies plus efficaces seront introduites rapidement. Le scénario A1B se caractérise par un équilibre entre les sources ce qui signifie que l'on ne s'appuie pas excessivement sur une source d'énergie particulière, en supposant que des taux d'amélioration similaires s'appliquent à toutes les technologies de l'approvisionnement énergétique et des utilisations finales.
A2	Le canevas et la famille de scénarios A2 décrivent un monde très hétérogène. Les schémas de fécondité entre régions convergent très lentement, avec pour résultat un accroissement continu de la population mondiale. Le développement économique a une orientation principalement régionale.
B1	Le canevas et la famille de scénarios B1 décrivent un monde convergent avec la même population mondiale culminant au milieu du siècle et déclinant ensuite avec des changements rapides dans les structures économiques vers une économie de services et d'information, avec notamment l'introduction de technologies propres. L'accent est mis sur des solutions mondiales orientées vers une viabilité économique, sociale et environnementale, y compris une meilleure équité, mais sans initiatives supplémentaires pour gérer le climat.

Tableau 1. Récapitulatif des trois scénarios choisis de simulations futures, tenant compte de l'évolution des émissions de CO₂ à partir des changements socio-économiques, environnementaux mondiaux (adapté du *Rapport Spécial du GIEC*, Nakicenovic & Swart, 2000).

1.3. Méthodes d'analyse

La vigne est très sensible à la température qui influence son développement et sa croissance par accumulation de sommes thermiques durant le cycle végétatif (Huglin, 1986). Une étude diagnostique sur les températures destinée à analyser la variabilité climatique aux échelles mensuelles, saisonnières et annuelles est réalisée sur la période de contrôle puis sur les scénarios de simulations du climat futur. La période du cycle végétatif de la vigne, d'avril à septembre, est souvent privilégiée.

Des méthodes statistiques sont ensuite utilisées pour caractériser la forme de la distribution statistique des séries de données étudiées, nécessaire dans une telle étude car le modèle simule la distribution en général et non les événements climatiques en une date donnée. Les périodes retenues sont celles soumises aux aléas (été et mois d'avril). Elles mettent en évidence la simulation de ces extrêmes par le modèle ARPEGE-Climat en comparaison à la station Reims-Courcy.

Des calendriers de probabilités² durant la période végétative complètent la comparaison des probabilités d'événements de plusieurs seuils thermiques, de 20 à 30°C, sachant que ces températures sont favorables à la maturation des baies de raisin pendant la période estivale (Huglin, 1986). Puis, nous définissons, plus précisément, deux types d'aléas thermiques : les extrêmes chauds estivaux et gélifs printaniers, qui influencent la qualité et la quantité de la vendange. En effet, certains seuils thermiques sont susceptibles de perturber la croissance et la récolte, tels que le dépassement des 35°C en été qui favorise le grillage des baies, ou des températures inférieures à -2°C au moment du débourrement (Madelin, 2004).

2. Observation et comparaison des températures optimales et extrêmes entre les séries du modèle ARPEGE-Climat et la station de référence sur la période de contrôle 1950-2000

2.1. Fréquences des températures estivales optimales et extrêmes

La figure 2 montre que les distributions statistiques du modèle ARPEGE-Climat, calculées à partir des températures maximales estivales moyennes sur la période de contrôle, sont différentes de la distribution de la série Reims-Courcy. Cette dernière, d'allure gaussienne, présente un décalage vers les extrêmes chauds tandis que les séries du modèle ARPEGE-Climat montrent un biais froid évident avec un décalage des distributions vers les températures maximales estivales les plus froides (inférieures à 22°C). Pour les températures moyennes maximales estivales supérieures à 25°C, les séries du modèle sont assez proches, en termes d'occurrences (autour de 2) de la station de référence même si l'allure des courbes est différente.

² Calendrier de probabilités : Un calendrier de probabilités est « un moyen d'expression permettant de représenter le comportement saisonnier de la variabilité d'un paramètre climatique (Peguy, 1976). L'échelle verticale est logarithmique afin d'obtenir plus de précisions sur les plus faibles valeurs et chaque courbe représente une valeur de température (en °C).

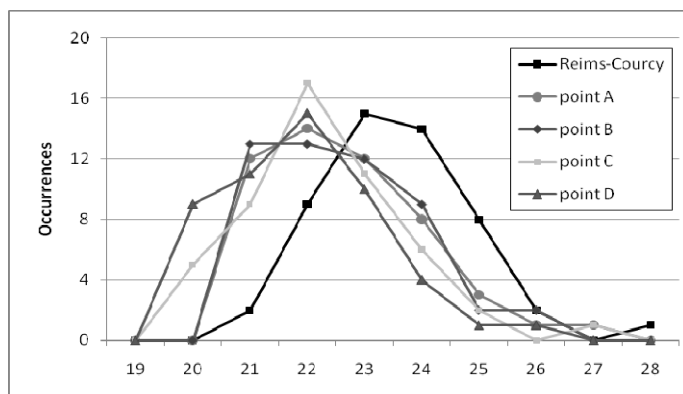


Figure 2 : Distributions statistiques des températures maximales estivales (moyenne des trois mois : juin, juillet et août) pour la station de référence et les points de grille de 1950 à 2000 (Données CIVC et Météo-France – CNRM)

La figure 3 représente le calendrier de probabilités des températures au-delà de seuils thermiques favorables au bon développement de la plante (Huglin, 1986) : l'optimum thermique de la vigne se situe entre 20 et 30°C environ entre la floraison et la véraison. Ce calendrier montre les températures maximales mensuelles de ces seuils durant la période de contrôle pour le point de grille D, situé au cœur du vignoble marnais ainsi que pour la station de référence Reims-Courcy. Les probabilités d'occurrences des températures chaudes du point de grille D montrent à nouveau le biais froid : les courbes de la série de modèle (en pointillés) suivent la même distribution que celles de la station Reims-Courcy avec un « saut » de probabilités. De plus, le maximum de probabilités est obtenu en juillet pour Reims-Courcy et plutôt en août pour le modèle.

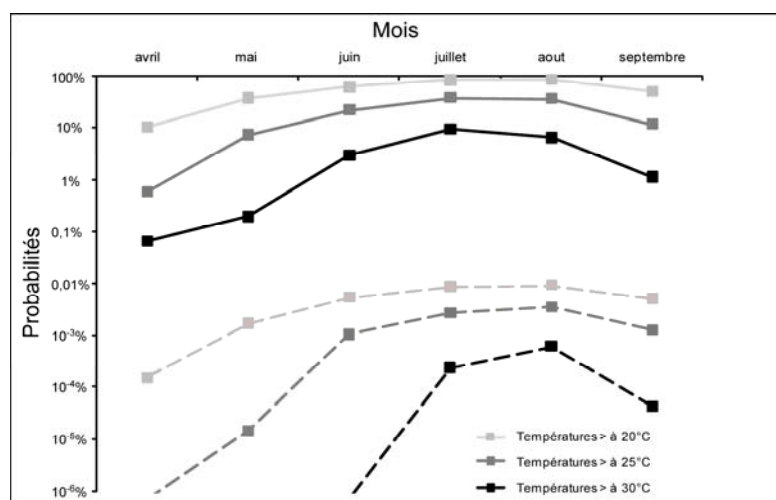


Figure 3. Calendrier de probabilités des températures chaudes durant le cycle végétatif (avril à septembre) entre la station de référence Reims-Courcy (en trait plein) et le point de grille D à proximité du vignoble marnais (en pointillés) de 1950 à 2000 (Données CIVC et Météo-France – CNRM)

2.2. Fréquences des températures printanières et aléas gélifs : application au mois d'avril

Les températures minimales d'avril influencent directement le bon développement de la plante. Le risque gélif (Madelin, 2004), combinaison entre la date de débourrement et un épisode de gel météorologique, est très surveillé par la communauté viticole champenoise du fait de la position septentrionale du vignoble. Les distributions statistiques des températures journalières minimales du mois d'avril sur la période de contrôle 1950-2000 (Figure 4) montrent que les séries du modèle sont assez proches de la station Reims-Courcy. Le modèle simule cependant plus d'occurrences gélives (<0°C) que la station de référence, pourtant elle-même considérée comme froide (Madelin, 2004). En avril, les occurrences de températures inférieures à -2°C sont presque triplées pour les points de grille C et D par rapport à la station Reims-Courcy.

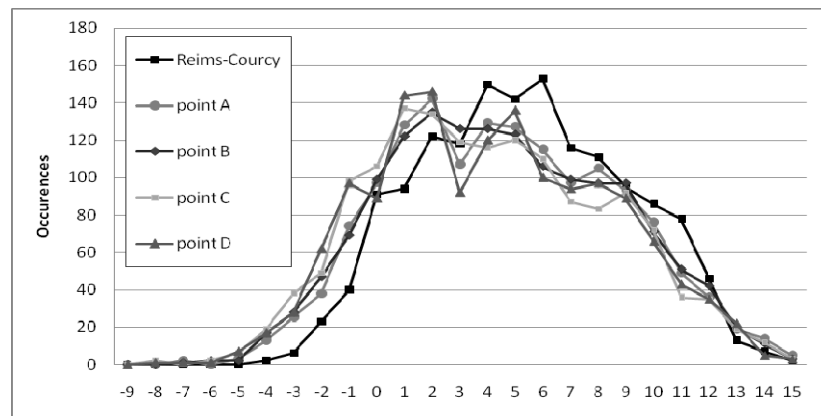


Figure 4. Distributions statistiques des températures minimales journalières en avril pour la station de référence et les points de grille de 1950 à 2000 (Données CIVC et Météo-France – CNRM)

Les différences entre les données simulées représentatives de mailles de 50km de côté et les données ponctuelles d'une station de référence font partie des marges d'incertitude de ce type d'étude. De plus, les modèles ne simulent pas encore correctement les extrêmes car leur distribution spatiale se rapproche moins de la réalité (Terray & Braconnot, 2007). Les scénarios futurs permettent tout de même d'obtenir un aperçu de l'évolution future possible des extrêmes climatiques au sein du vignoble de la Marne.

3. Evolution possible des températures optimales et extrêmes pour les différents scénarios de simulations futurs du modèle ARPEGE-Climat

3.1. Evolution des températures estivales et extrêmes (2001-2100)

En été, la vigne a besoin de températures chaudes comprises entre 20 et 30°C pour la maturation des baies, d'où l'intérêt porté aux températures maximales estivales.

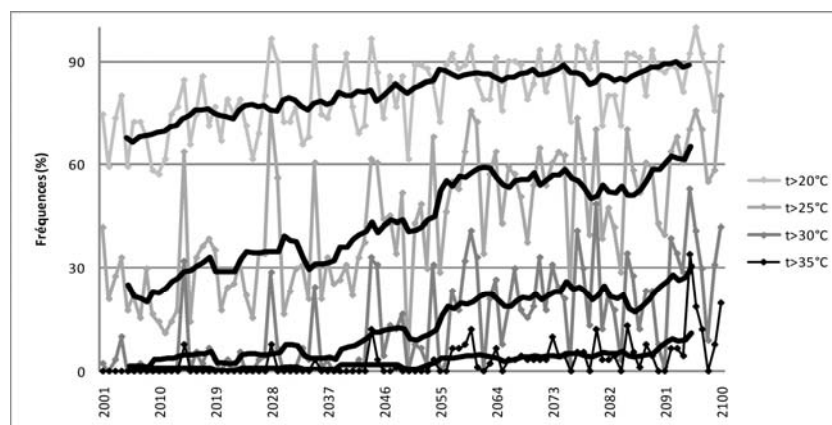


Figure 5. Fréquences des températures journalières estivales (juin, juillet et août) au-delà de certains seuils et moyennes mobiles sur 10 ans pour le point de grille D, sur la période simulée 2001-2100, avec le scénario A1B (Données Météo-France – CNRM)

La figure 5 présente l'exemple de l'évolution des fréquences de seuils thermiques estivaux possibles pour le point D du scénario A1B. Les quatre courbes montrent une tendance à la hausse des fréquences de températures maximales estivales et une rupture semble apparaître autour de 2050 : cette rupture est bien marquée pour les températures supérieures à 25°C (Test de Pettitt significatif au seuil de 5%). Cette hausse de températures favorise la précocité des stades phénologiques : les sommes thermiques sont atteintes plus rapidement. La hausse des températures supérieures à 35°C après 2050 signifierait également la hausse possible des aléas extrêmes chauds estivaux, voire caniculaires, nuisibles à la plante.

3.2. Evolution des températures gélives (2031-2060)

Une étude similaire est menée sur les extrêmes froids. Par exemple, nous montrons que, pour le point de grille D, sur la « normale » future 2031-60, les occurrences de gel nuisible à la vigne ($< -2^{\circ}\text{C}$), calculées à partir des données journalières, tendent à baisser en avril pour les trois scénarios futurs et ce, significativement au seuil de 5% (coefficient de Bravais-Pearson) pour le scénario A1B.

En prévision d'une éventuelle précocité future de la date de débourrement, ces occurrences d'extrêmes froids printaniers sont ensuite calculées pour le mois de mars : pour le point D, la tendance à la baisse est statistiquement non significative pour les scénarios A1B et A2 et légèrement positive pour le scénario B1 sur la période 2031-2060. Ce dernier résultat pourrait signifier un risque de gel accru.

Conclusion

Cette étude comparative des températures optimales et extrêmes chaudes en été ainsi qu'extrêmes gélives au printemps montre que les sorties de modèles ARPEGE-Climat simulent correctement l'allure des distributions de températures de la station Reims-Courcy (1950 à 2000). Cependant, des biais subsistent quant à l'estimation par le modèle des extrêmes climatiques : le modèle témoigne d'un biais froid évident et tend à accentuer les températures extrêmes minimales printanières. Ce type d'étude, au carrefour entre les sciences de la modélisation et de l'agronomie permet de présenter les limites et les incertitudes inhérentes à l'utilisation de sorties de modèles issues de la désagrégation de sorties de MCG mais également de permettre à la communauté viticole d'anticiper la fréquence probable d'aléas extrêmes dans le futur, nuisibles au cycle végétatif et à la récolte.

Bibliographie

- Déqué M., Piedelievre J.-P., 1995: High-Resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics* **11**:321-339
- Gibelin A.-L., Déqué M., 2003 : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* **20**:327-339
- GIEC/IPCC, 2001: *Climate Change 2001: impacts, adaptation and vulnerability*, Contribution of Working Group II to the third assessment report of IPCC, Cambridge University Press, Cambridge.
- GIEC/IPCC, 2007: [*Climate Change 2007: the AR4 Synthesis Report*](#), Edited by Rajendra K. Pachauri, IPCC Chairman, Andy Resinger, Head of Technical Support Unit, The Core Writing Team. Published by IPCC, Geneva, Switzerland.
- Huglin P., 1986 : *Biologie et écologie de la vigne*, Paris, Editions Payot Lausanne, TEC et DOC, 371p.
- Jones G.V., Duchêne E., Tomasi D., Yuste J., Braslavská O., Schultz H., Martínez C., Boso S., Langellier F., Perruchot C., Guimberteau G., 2005: Changes in European winegrape phenology and relationships with climate, *GESCO*.
- Madelin M., 2004 : *L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne : modélisation spatiale aux échelles fines des températures minimales et des écoulements de l'air*, Thèse de doctorat de l'université Paris 7, 353p.
- Nakicenovic N., Swart. R., 2000 : *Rapport spécial du GIEC, Scénarios d'émissions, Résumé à l'intention des décideurs*, 27p.
- Péguy C.-P., 1976 : Une nouvelle expression graphique de la variabilité interannuelle des climats. Les calendriers de probabilités, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 431-432, pp. 5-16.
- Terray L., Braconnot P., 2007 : *Livre blanc ESCRIME, Etude des simulations climatiques*, 70p.

Remerciements

Les auteurs remercient Messieurs D. MONCOMBLE et F. LANGELLIER (Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne) pour l'obtention des données climatiques ainsi que S. SOMOT (Météo-France) pour les sorties de modèle ARPEGE-Climat. Ce travail est réalisé dans le cadre de l'ANR TERVICLIM coordonnée par H. QUENOL.

CONTRIBUTION DE L'ACTIVITE PORTUAIRE DE TRAVERSEE A LA POLLUTION ATMOSPHERIQUE DE MARSEILLE

S. BRIDIER, B. PAUC

UMR 6012 ESPACE, 29 av Robert Schuman, 13621 Aix en Provence

sbridier@hotmail.fr

Résumé : Cet article évalue la contribution de l'activité portuaire à la pollution atmosphérique dans la ville de Marseille. Il s'agit de localiser les sources de pollution portuaire et de modéliser l'espace, à partir d'un système d'information géographique, pour déterminer la distribution des températures et des brises thermiques de compensation dans le terminal Joliette. Il ressort que les polluants portuaires concurrencent en tonnage l'ensemble du trafic autoroutier marseillais, mais se concentrent sur quelques centaines de mètres de quai. Les brises thermiques sont susceptibles de transporter ces polluants dans les terres le long des vallées où sont concentrés les secteurs les plus construits. Bien plus, cette pollution n'est ressentie par les populations vivant à proximité qui ne disposent pas de mesures précises. D'où l'importance du suivi de ce type de pollution pour une ville comme Marseille où ce secteur se développe au plus près du centre ville.

Mots clés : pollution portuaire, Marseille, brises thermiques, Système d'Information Géographique.

Abstract: *Contribution of port activity in the atmospheric pollution of Marseille.* This paper assesses the contribution of port activities to air pollution in the city of Marseille. This is to locate sources of pollution port and model space, from a geographic information system to determine the distribution of temperatures and breezes thermal compensation in the terminal Joliette. It appears that pollutants port tonnage compete all traffic motorway from Marseille, but focus on a few hundred meters from the wharf. Thermal breezes can carry these pollutants in the lands along the valleys where are concentrated the most built. Moreover, this pollution is felt by people living nearby who do not have accurate measurements. Hence the importance of monitoring this type of pollution for a city like Marseille where it grows close to the city center.

Keywords: port pollution, Marseille, thermal breezes, Geographic Information System.

Introduction

Dans la ville de Marseille, l'activité croissante des navires de traversée et de croisière au niveau des terminaux de la Joliette et du môle Léon Gourret engendre des émissions de polluants atmosphériques qui viennent s'ajouter aux rejets liés à l'activité industrielle et au trafic routier. La localisation et l'intensité des sources portuaires, les caractéristiques physiques du site ainsi que les conditions atmosphériques méditerranéennes contribuent à l'injection de plusieurs dizaines de tonnes de polluants irritants respiratoires et de gaz à effet de serre par jour.

Le principe général est de modéliser l'espace pour déterminer la distribution des températures et des brises thermiques de compensation afin d'estimer le déplacement des polluants produits par les bateaux stationnant à quai. La contribution des émissions portuaires est estimée et caractérisée en adoptant un point de vue théorique associant la modélisation de l'espace physique (occupation du sol et relief) et la localisation des sources de polluants, validé par des mesures de terrain (température et direction du vent au sol) et une enquête auprès d'un échantillon de riverain du port (perception de la gêne respiratoire). Cette approche peut être résumée à "3S", Source, Site et Situation météorologique. Chacun des 3 "S" contribue en association avec les autres à la variabilité spatio-temporelle de la concentration en polluant atmosphérique.

Ces traitements intégrés et synthétisés dans un système d'information géographique (SIG) permettent d'améliorer la connaissance de ce type de pollution notamment durant les situations de stabilité atmosphérique favorable à l'augmentation des taux de polluants atmosphériques.

Les conclusions apportent le point de vue géographique et spatial aux échelles fines (échelles microclimatique et topoclimatique) aux méthodes de modélisation physico-chimiques (échelles régionale et topoclimatique) employées par les associations de surveillance de la qualité de l'air.

Méthodes et Données

Les sources de polluants sont caractérisées à partir des sites de mouillages des différentes compagnies maritimes, et des données du Port Autonome de Marseille (PAM). En 2008, 1720 navires ont stationné dans les bassins Est du Port Autonome de Marseille, soit 4 à 5 ferries par jour en moyenne. Cependant, la distribution n'est pas homogène et présente une saisonnalité estivale.

La contribution du réseau routier est déterminée à partir d'une couche réseau routier de la base de données urbaines (BDU), des données de l'ADEME, de la DIR MED/LTE et du programme ESCOMPTE. (source)

Les données utilisées et produites visent à caractériser le site par un modèle numérique de terrain (MNT) provenant de la BDU, et une cartographie de l'occupation du sol (bâti, végétation) réalisée à partir de la BDU et d'images satellites (LANDSAT7). (site)

Les données météorologiques sont recueillies auprès de sites web mettant en ligne les prévisions du modèle américain GFS. (Météosudest www.meteosudest.org/,

Météociel www.meteociel.com/). Ces prévisions ont permis de mettre en place les campagnes d'observation des températures et des systèmes de brises thermiques. Les conditions météorologiques durant les campagnes de mesures ont été contrôlées à partir des données de radioamateurs disposant de station météorologique (APRS). (situation météorologique)

En outre une enquête a été réalisée auprès de la population voisine du terminal croisière pour évaluer la perception du phénomène et le ressenti physique lors d'un épisode de forte stabilité atmosphérique. (sensation)

Résultats

Les sources

L'exemple des observations faites le 12.03.2008 basée sur les calendriers prévisionnels et les caractéristiques techniques permet d'évaluer les rejets des 7 navires présents sur 24 heures par la méthode Techne report MEET (tableau. 1).

Consommation et pollution cumulée de 7 navires à quai le 12.03.2007 (source : PAM)

Tableau 1.

	Carburant utilisé en manœuvre (en Tonnes)	Carburant utilisé à quai (en Tonnes)	Emissions NOx (en kg)	Emissions CO (en kg)	Emissions COV (en kg)
TOTAL	66,926	6,793	1960,57	6802,97	1570,65

Les émissions journalières moyennes du trafic autoroutier (tab. 2) sont évaluées à partir des données de la DIR MED/LTE.

Emission journalière moyenne sur le réseau autoroutier de Marseille (source ; DIR MED/LTE)

Tableau 2.

Nom de la section d'autoroute	CO (en kg)	NOx(en kg)	PM(en kg)	SO ₂ (en kg)
Total des émissions A7/A557/A55 à Marseille	2923,31	1081,64	41,25	9,44

Les rejets journaliers de CO, NO_x et COV par ferries à quai le 12.03.2008 sont plus importants que ceux émis en moyenne par le trafic autoroutier sur les autoroutes A7, A557 et A55 dans les limites de la commune de Marseille. Le trafic portuaire de traversées de passagers tel que nous avons pu

l'observer le 12.03.2008 rejette presque deux fois plus de monoxyde de carbone que l'ensemble des véhicules circulant en moyenne sur les sections d'autoroutes analysées dans cette étude. De plus ces rejets sont très concentrés alors que le trafic routier diffuse les polluants sur l'ensemble du réseau. Les navires induisent donc une pollution supérieure et concentrée au niveau du centre-ville.

Le site

L'espace de la commune de Marseille est modélisé à partir des données de la BDU et de traitement d'images satellites. La distribution bâti/végétation peut être estimée soit à partir de la BDU (couche bâti, espace vert, arbre, forêt) (fig. 1) soit à partir des images satellites de type LANDSAT7 au travers du calcul de l'indice de végétation (NDVI)(figure. 2). Les valeurs obtenues permettent de discriminer les surfaces végétales et construites. Les différents types de surface induisent des différences dans la manière dont le rayonnement solaire est intercepté, absorbé et restitué. Les surfaces bâties sont imperméables et tridimensionnelles, ce qui induit une surface d'absorption du rayonnement solaire plus importante, et une dissipation de l'énergie absorbée sous forme de flux de chaleur sensible. A l'inverse les surfaces végétales sont perméables et le plus souvent planes, ce qui induit une limitation de l'absorption et une dissipation sous forme de flux de chaleur latente.

Nous retenons donc un contraste de température entre surface sèche bâtie, et surface humide végétale, qui peut favoriser la mise en place de brises thermiques de compensation de type brise de campagne. La répartition globale est une diminution du centre vers la périphérie de la densité de construction, avec cependant des secteurs périphériques où la densité peut augmenter (correspondant à d'anciens villages ayant servi de noyaux de fixation à l'urbanisation récente).



Figure 1. Distribution de l'espace bâti à Marseille
(Source BDU Marseille)

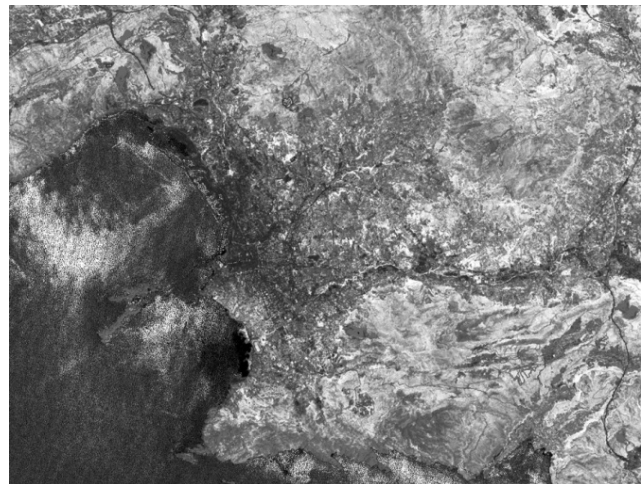


Figure 2. Indice NDVI sur Marseille (Images source Landsat 7 juillet 2001)

Le relief joue un rôle prépondérant à cause de l'exposition et de la pente et plus généralement de l'organisation des formes (crête, versant, vallée). La construction et l'analyse du MNT permet d'identifier le réseau hydrographique dans lequel se mettent en place les brises thermiques de pente ascendante et descendante. Le site présente 3 vallées principales (Aygaldes, Jarret et Huveaune)(fig. 3) dans lesquelles se sont implantées préférentiellement les constructions. D'autres secteurs plus pentus ceignent le centre ville et constituent des repoussoirs pour l'urbanisation (Chaîne de l'Etoile, Massif du Garlaban, Massif de Marseilleveyre et des calanques). La configuration générale est donc une concentration des secteurs construits dans les zones planes côtières situés dans les 3 vallées, alors que les secteurs périphériques sont situés en hauteur et sont couverts par la végétation.

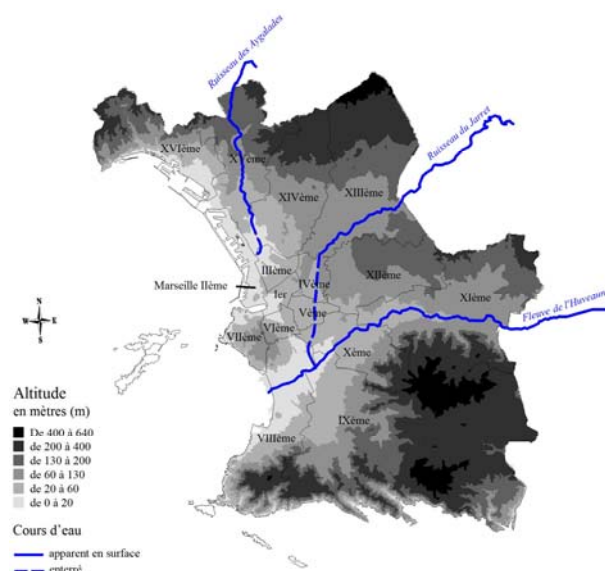


Figure 3. Modèle numérique de terrain de Marseille

La situation météorologique

Les situations météorologiques favorables à la mise en place de brise thermique susceptible de transporter les polluants émis par le port sont anticipées et suivies grâce aux prévisions du modèle GFS publiées sur les sites web Météociel et Météosuest. De plus des données plus locales sont collectées au niveau de plusieurs stations météorologiques amateurs sur la commune de Marseille disponible par le biais des sites web de radioamateurs (FindU)(fig. 4). Ces données et prévisions ont permis de réaliser les observations dans les conditions météorologiques retenues, et de tenir compte de tout changement météorologiques régionaux et locaux qui auraient pu influencer les mesures aux échelles fines.

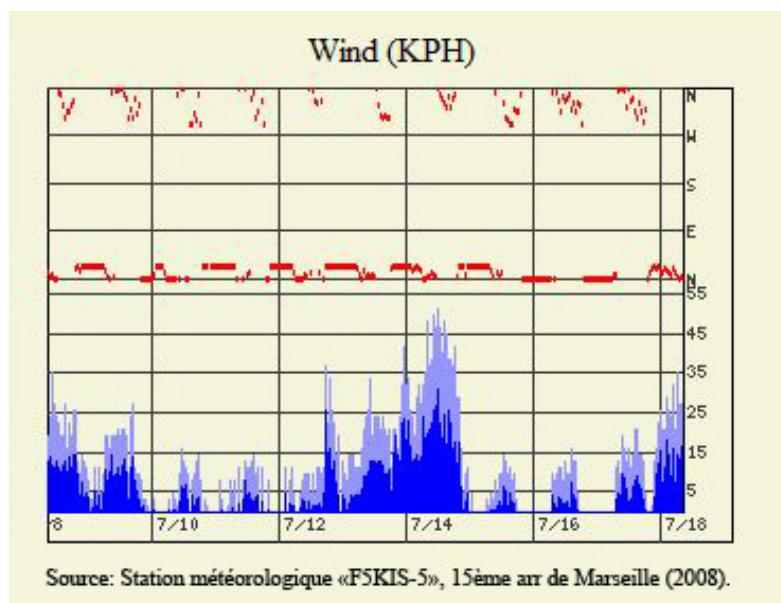


Figure 4. Relevés de données de la station F5KIS-5 durant les périodes de mesures de terrain

Les mesures ont été réalisées par 2 personnes simultanément sur le site dans les vallées identifiées à partir de l'analyse du MNT de manière à pouvoir mesurer l'intensité et la direction des brises

thermiques (fig. 5 et fig. 6). Des mesures de températures ont permis de mettre en évidence les contrastes thermiques entre les secteurs

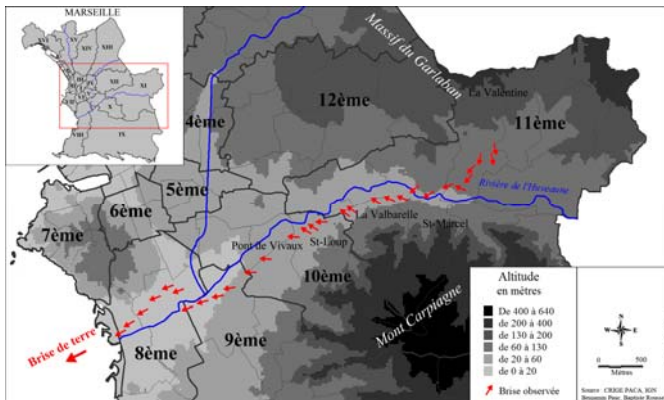


Figure 5. Brises thermiques nocturnes observées le 10.07.08 à 4h00 dans la vallée des Huveaune

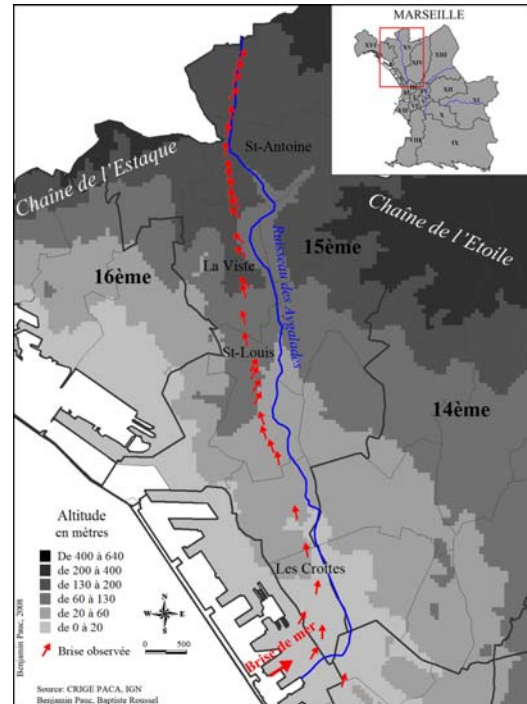


Figure 6. Régime de brises diurnes dans la vallée des Aigalades, à Marseille le 19.06.08 de 16h à 17h

Intégration, traitement et validation des données dans le système d'information géographique (SIG)

L'ensemble des données quantitatives permet de construire un SIG comportant le MNT, le bâti, la végétation, le réseau routier, ainsi que la localisation des navires à quai (nom, caractéristiques techniques, durée de stationnement, émissions).

Les données ont été traitées pour obtenir une description précise de la morphologie urbaine (relief, distribution du bâti et de la végétation) en vue de caractériser la distribution spatio-temporelle des brises thermiques, vecteurs de transport des polluants durant les épisodes radiatifs favorables à leur concentration dans l'atmosphère (épisodes radiatifs).

Des mesures de températures et de direction du vent ont été effectuées suite à la modélisation du système de brise thermique pour confirmer leur distribution dans les trois vallées principales (Aigalades, Jarret et Huveaune).

L'enquête a été réalisé sur un échantillon de 20 personnes vivant à proximité du port de la Joliette durant une période de stabilité atmosphérique favorable à l'accumulation des polluants atmosphériques (juillet 2008) (fig. 7).

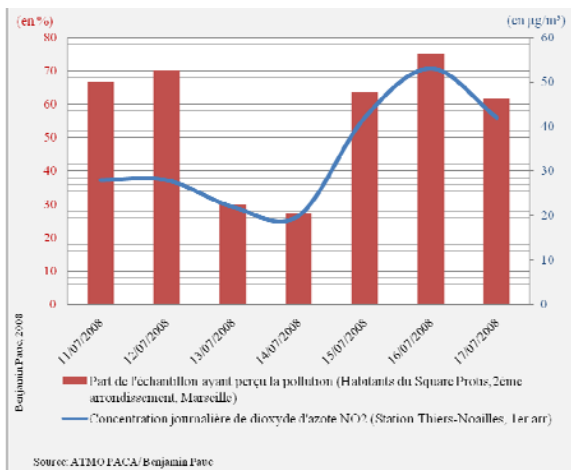


Figure 7. Pollution atmosphérique perçue et mesurées dans le centre ville de Marseille entre le 11 et le 17 juillet 2008

La comparaison avec les données de pollution issues du réseau ATMOPACA montre une remarquable corrélation entre les mesures et le ressenti des personnes enquêtées. Ces personnes vivent toutes dans un ensemble immobilier donnant directement sur le terminal de la Joliette.

Discussion

Les polluants portuaires concurrencent en tonnage l'ensemble du trafic autoroutier marseillais, mais se concentrent sur quelques centaines de mètres de quai. Les brises thermiques sont susceptibles de transporter ces polluants dans les terres le long des vallées (notamment la vallée des Aygalades) où sont concentrés les secteurs les plus construits.

Les personnes vivant à proximité ressentent très nettement les fluctuations des niveaux de polluants mesurés par ATMOPACA (NO₂) alors même qu'elles ne disposent pas de mesures précises. L'exposition est donc suffisamment forte pour être perçue clairement par ces populations limitrophes.

Conclusion

Bien que nous n'ayons pas réalisé de mesures directes de la pollution d'origine portuaire, nous avons collecté suffisamment d'éléments pour mettre en évidence des cooccurrences spatiales tendant à mettre en évidence des influences marquées entre le site, les vecteurs de transport des polluants portuaires, et les effets directs sur le ressenti (voir la santé) des personnes vivant dans la proximité du terminal Joliette.

Les émissions vont croître dans l'avenir aux vues des prévisions de trafic de l'Organisation Maritime Internationale (OMI) et de la volonté de la ville de Marseille de développer ce secteur au plus près du centre ville (doublement du nombre de croisiéristes d'ici à 2011 dans le port de la Joliette).

Certaines villes ont d'ores et déjà interdit les moteurs à quai (Los Angeles, Göteborg, Stockholm, Bruges-Zebrugge) car les prévisions montrent que dans un avenir très proche plus de 60% du smog présent dans l'atmosphère d'une ville côtière sera d'origine maritime et portuaire.

Bibliographie:

Anair, Don., Monahan, Patricia., 2004: « *Sick of soot : reducing the health impacts of diesel pollution in California* », *Union of Concerned Scientists*, 54 p.[en ligne].URL :

http://www.ucsusa.org/assets/documents/clean_vehicles/sick_of_soot_full_report.pdf

Bridier, S., QUENOL, H., 2006 : Climat et mesures de la pollution en ville, une forte variabilité spatio-temporelle. In « *Ville et environnement.* » Editions SEDES (FR), pp. 315-344.

Trozzi, C., Vaccaro, R., « *Methodologies for estimating air pollutant emissions from ships* », Techne report MEET. RF98.

URL: <http://www.inrets.fr/infos/cost319/MEETdel25-ship.PDF>

Accès en ligne aux données climatologiques réalisées dans le cadre du projet-CLU/RESEAU :

Pigeon, G., et Long, N., 2001 : <http://escompte.mediasfrance.org/>

Atmo Paca: *Normes de concentrations de polluants dans l'air et effets sur la santé* : http://www.atmopaca.org/html/polluants_seuils_effets_sur_la_sante.php

European Commission : *Emissions des navires à l'horizon 2020* :

<http://ec.europa.eu/environment/air/transport/ships.htm>

ANOMALIES CLIMATIQUES ENREGISTREES DANS LE SUD-OUEST DE LA ROUMANIE DANS LE CONTEXTE D'UNE ANNEE TRES CHAUDE

CRISTINA BURADA, OANA SANDU, ADRIANA BACESCU

*CMR Olténie (Centre Météorologique Régional Olténie), 3A Rue Brestei, Craiova, Dolj, Roumanie,
tel. +40729053053, burada_cristina@yahoo.com; oana_ssandu@yahoo.com ;
adriana_bacescu@yahoo.com*

Résumé. Dans ce travail est présentée une analyse des phénomènes extrêmes en Olténie (sud-ouest de la Roumanie) au cours de l'année 2007. L'année 2007 a été marquée par des phénomènes météorologiques extrêmes : inondations atypiques, canicule prolongée, tempêtes, etc. Les inondations, les sécheresses, les vagues de chaleur et les tempêtes font partie des variations climatiques naturelles et ne peuvent pas être considérées comme des changements climatiques directs. Pourtant, de telles situations météorologiques extrêmes sont en concordance avec les prédictions sur les phénomènes qui pourraient se produire dans l'hypothèse d'une augmentation des températures globales. Les variations du régime climatique font partie du contexte global, tout en tenant compte des particularités géographiques de la Roumanie. L'analyse des données effectuée ajoute de nouveaux éléments au tableau de la variabilité climatique en Roumanie en ce qui concerne le régime thermique et les phénomènes extrêmes associés.

Mots-clés : Roumanie, phénomènes météorologiques extrêmes, températures élevées, sécheresse

Abstract. *Climate anomalies measured in the South Western Romania in the context of a very hot year.* This paper analyzes the extreme phenomena in Oltenia (south-west of Romania) during 2007. 2007 was marked by extreme meteorological phenomena: atypical floods, prolonged heat wave, storms etc. The extreme weather have occurred in the entire world. Floods, droughts, heat waves and storms are part of natural climatic variations and can not be considerate as a direct climate change. However, such extreme weather situations are consistent with the predictions of the phenomena taking place if global temperatures increase. Changes in the climate system are part of the overall context, but considering the geographical particularities of Romania. This analyze adds more elements of the climatic variability panel in Romania concerning the thermal regime and the extreme phenomena associated.

Keywords: Romania, extreme meteorological phenomena, high temperatures, drought

Introduction

La région d'Olténie est délimitée à l'est par la rivière Olt, au sud et au sud-ouest par le Danube et dans sa partie de nord-ouest par la vallée de Cerna, limite qui s'étend au nord sur l'axe des montagnes Mehedinți, Vâlcan, Parâng. Grâce à son emplacement géographique au sud-ouest de la Roumanie (figure 1), la région d'Olténie diffère du point de vue climatique d'autres régions du pays. Elle est située à l'intérieur de la chaîne montagneuse carpatobalkanique, qui, à cause de sa disposition en arc, a une majeure influence sur le déplacement des masses d'air sur des trajectoires méridiennes.

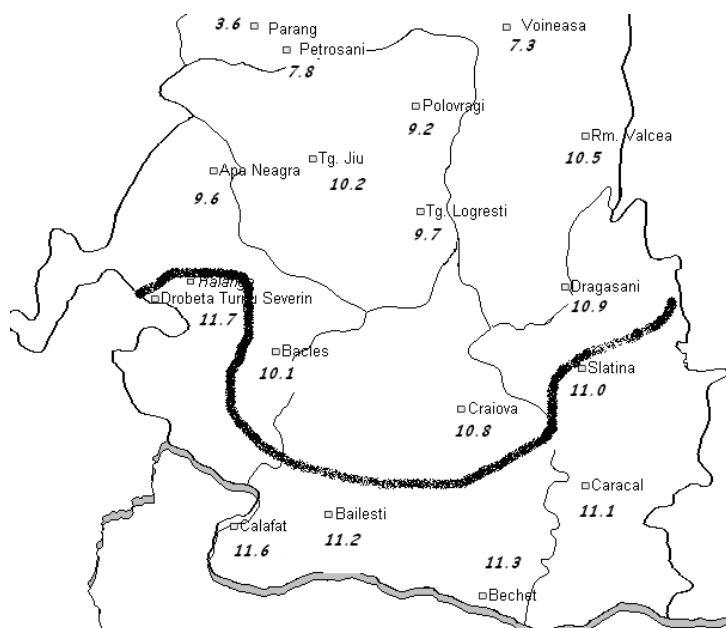


Figure 1. Localisation de la région d'étude

La différenciation des éléments climatiques d'Olténie est due tant à son emplacement géographique qu'au caractère complexe et varié du relief. Trois grandes catégories de formes du relief, disposées en escalier, donnent les caractéristiques fondamentales du relief :

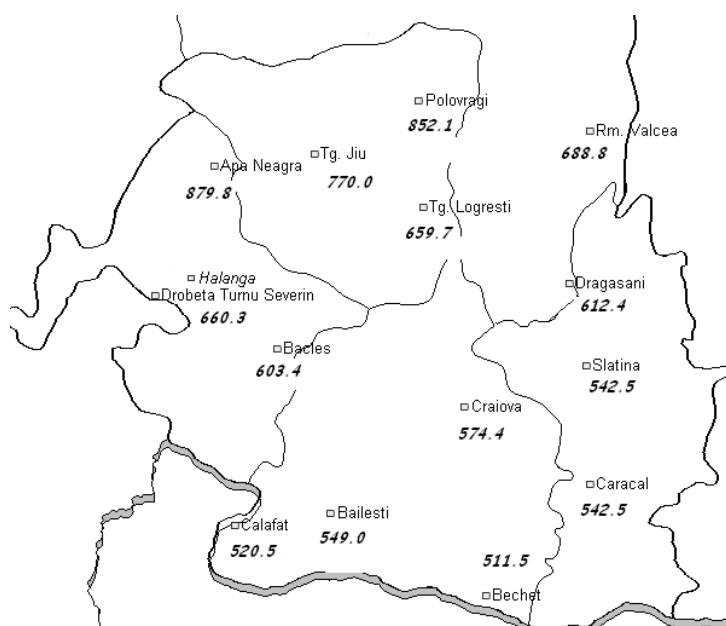
- ◆ La zone montagneuse au nord (haute altitude) ;
- ◆ Les collines et les plateaux (moyenne altitude) ;
- ◆ La plaine bordée au sud par la vallée de Danube (basse altitude).

La fragmentation et la complexité du relief sont les causes principales de la différenciation des conditions du développement des phénomènes atmosphériques à diverses échelles temporelles ce qui se répercute sur des variations du climat.



Les températures moyennes annuelles varient entre 9,6⁰ C (à Apa Neagră) et 11,7⁰ C (à Drobeta Turnu Severin). Les stations situées le long du Danube (Drobeta Turnu Severin, Calafat, Băilești et Bechet) ont les valeurs supérieures à 11⁰ C, ce qui correspond à un climat très chaud. Les valeurs sur la carte inférieures à 9,6⁰C correspondent aux zones collinaires et montagneuses (voir aussi figure 1).

Figure 2. Région d'Olténie : la répartition territoriale des températures moyennes annuelles de l'air (1961-2004)



Le régime des précipitations, moyennes pour la même période varie de 512 mm (pour Bechet) et 880 mm (pour Apa Neagra). Les valeurs les plus significatives sont dans les régions collinaires et montagneuses (à cause de l'obstacle orographique représenté par les Carpates). La variabilité spatiale et temporelle du régime pluviométrique est conditionnée aussi par l'altitude du lieu, les microformes de relief, la disposition et l'orientation des versants etc. L'activité humaine et surtout les processus d'urbanisation et d'industrialisation ont abouti dès la 2^{ème} moitié du XX^e siècle, à une augmentation des noyaux de condensation et à une croissance de la fréquence des précipitations (ANM, 2008).

Figure 3. Région d'Olténie : la répartition territoriale des valeurs moyennes annuelles des précipitations (1961-2004)

Généralement, le changement du régime thermique de l'air en Roumanie a pour principale cause météorologique les processus advectifs qui sont en étroite liaison avec la circulation générale de l'atmosphère à une grande échelle (Ion-Bordei 1988). Du point de vue climatologique, la variation annuelle de la température de l'air a un minimum de température enregistré en janvier et un maximum de température en juillet (Stăncescu 1983, ANM 2008). Mais aux caractéristiques de temps extrême, il faut ajouter aussi le nombre de jours pendant lesquels les températures sont extrêmes (Michna et Schuepbach, 2003), surtout si elles ont des conséquences fortes négatives sur la population et l'économie (Bălteanu, 1992).

1. Données et méthodes utilisées

Les données utilisées dans ce travail sont les données quotidiennes observées dans 17 stations météorologiques de la région d'Olténie. Nous avons utilisé les cartes issues des centres nationaux et européens de prévision (modèle AVN, données de sol et géopotential moyennées du point de vue climatologique à l'aide de CDL, NOAA) (ne figurent pas dans ce travail).

La méthode consiste à mettre en évidence les valeurs et la durée des températures extrêmes, à partir du contexte synoptique dans lequel elles se produisent, et à simuler, à l'aide des ordinateurs, les températures minimales et maximales quotidiennes de chaque station météorologique. Aussi, nous avons comparé les quantités mensuelles et annuelles des précipitations enregistrées avec les moyennes mensuelles, respectivement annuelles, calculées pour 1961-2004. Les diagrammes obtenus rendent la variation des éléments autour des moyennes quotidiennes annuelles, pour tout le territoire, on montre à l'aide d'un graphique la signification spatiale des écarts par rapport à la normale.

2. L'analyse météorologique de l'année 2007

L'évolution du temps en 2007 en Roumanie a été marquée par de hautes températures par rapport aux normes climatologiques et le caractère pluviométrique fut excédentaire.

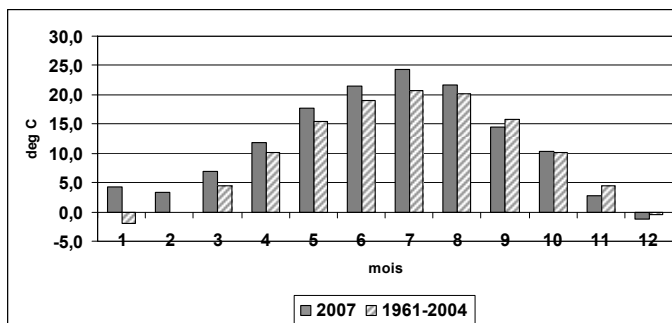


Figure 4. Température moyenne mensuelle en Olténie pour l'année 2007 par rapport aux normes climatologiques (1961-2004).

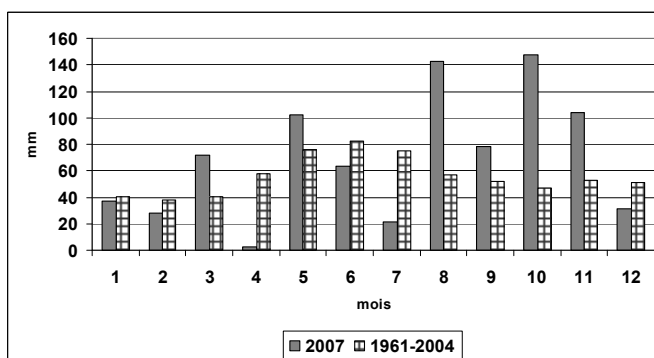


Figure 5. Quantité moyenne mensuelle de précipitations en Olténie pour l'année 2007 par rapport aux normes climatologiques (1961-2004).

En 2007 le régime thermique moyen en Olténie a été plus chaud de $1,6^{\circ}\text{C}$ par rapport aux normes climatologiques. Mis à part, septembre, novembre et décembre, tous les autres mois ont eu un écart positif (entre $0,2^{\circ}\text{C}$ pour octobre et $6,3^{\circ}\text{C}$ pour janvier). Les mois les plus chauds de 2007 (janvier, février et août) ont eu un écart positif supérieur à 3°C .

La quantité moyenne de précipitations enregistrées en 2007 a été de 832 mm. Les déficits de précipitations des mois de janvier, février, avril, juin, juillet et décembre et les excédents de mars, mai, août, septembre, octobre et novembre, ont abouti à un écart annuel positif de 24% par rapport aux normes climatiques, donc un régime pluviométrique excédentaire.

Pendant les mois excédentaires du point de vue pluviométrique, les écarts par rapport aux normes climatologiques représentait entre 34 % (pour le mois de mai) et 215,4% (pour octobre), tandis que pour les mois déficitaires les écarts ont oscillé entre 7,9% (pour janvier) et 95,4% (pour avril).

Le régime thermique de l'hiver 2007 (janvier et février) a été beaucoup plus chaud que les normes climatologiques; les écarts, étant strictement positifs (même pour les hautes montagnes), se sont situés entre 3,5⁰C à Parang et 8,3⁰C à Calafat. Des écarts supérieurs à 8⁰C ont été enregistrés dans la moitié sud de l'Olténie (départements Dolj et Olt). Le régime pluviométrique fut légèrement déficitaire (14%).

Les anomalies thermiques et le déficit pluviométrique de l'hiver 2007 s'expliquent par la dominance de la circulation zonale qui prédomine tant au niveau de la mer qu'à 500 hPa. Ainsi, la moitié sud de l'Europe a été sous l'influence des masses d'air maritime apportées des latitudes moyennes par l'anticyclone des Açores, centre d'action dominant pour les deux mois (les cartes ne figurent pas dans ce travail). De même, la NAO a été en phase positive cet hiver-là (le signe de NAO est plus fort à l'extérieur des Carpates, qui encore une fois agissent comme une barrière complexe pour la circulation de l'atmosphère).

Le plus chaud jour de l'hiver a été le 21 janvier, la température maximale enregistrée étant de 20,5⁰C à Bailesti (valeur proche de la température maximale absolue du mois janvier pour la Roumanie, 22,2⁰C à Oravita le 07.01.2001). Aussi, ce jour-là, 15 autres stations météorologiques ont eu la température maximale $\geq 15^{\circ}\text{C}$ (ce qui correspond à 78,9% du territoire d'Olténie).

Le printemps 2007 a été caractérisé par un régime pluviométrique fort déficitaire (24,2%) (l'excédent de mars et de mai étant nettement inférieur au grand déficit d'avril) et un régime thermique plus chaud que les normes climatiques 1961-2004. Les écarts de température ont été positifs et situés entre 0,8⁰C à Târgu Logrești et 3⁰C à Târgu Jiu.

En mars 8 stations météorologiques ont dépassé les valeurs maximales de précipitations mensuelle (47% du territoire d'Olténie), tandis qu'en mai la quantité maximale de précipitations mensuelle a été dépassé pour 5 stations (30% du territoire).

L'été 2007 s'est manifesté par un écart de température de 1,1⁰C à 4,4⁰C par rapport à la normale 1961-2004 et un régime pluviométrique très excédentaire (94,2%). En août 12 stations météorologiques ont dépassé la quantité maximale des précipitations mensuelle (71% du territoire d'Olténie).

La caractéristique dominante de cet été, fut la longueur des intervalles caniculaires, ainsi que l'intensité de la chaleur. La période caniculaire débuta à la mi-juin et dura presque tout l'été, juillet étant le mois le plus chaud. De même, les phénomènes orageux qui ont suivis, ont été très violents, l'intensité des précipitations marquant de nouveaux records dans la région.

L'indice humidex a fréquemment atteint et dépassé localement le niveau critique de 80 unités (43 jours, dont 3 intervalles compacts ont dépassé 1 semaine) et les températures maximales ont souvent dépassé 40⁰C (pour de longs intervalles compacts).

L'automne 2007 le régime thermique s'est situé pour la majorité des valeurs au dessous des normes climatologiques (l'écart thermique allant de -2,4⁰C Craiova jusqu'à 0,5⁰C à Ramnicu Valcea) et le pluviométrique fort au-dessus (tous les mois étant excédentaires, octobre le plus). En septembre seulement 3 stations météorologiques ont dépassé la quantité maximale mensuelle, en octobre pour toutes les stations la quantité maximale mensuelle fut dépassé, pendant qu'au novembre 13 stations ont suivi la même tendance (76,4% du territoire).

3. Discussion

L'évolution du temps à long terme, d'un jour à l'autre et d'une région à l'autre, décrit le climat. À son tour, le signal du changement climatique global a des projections régionales et locales très différentes. Les débats actuels qui se déroulent dans la communauté scientifique internationale ne se concentrent pas seulement sur l'existence de ce signal, mais surtout sur les incertitudes concernant son ampleur et ses projections régionales. On ne peut pas lier directement les phénomènes

météorologiques extrêmes aux changements climatiques, mais ajoutés aux observations des dernières décennies, ils sont en accord parfait avec la tendance d'accentuation du caractère extrême des phénomènes météorologiques. Cette tendance est mise en évidence aussi par les simulations numériques dans les conditions de l'accroissement des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre, de même que par les données d'observation de nombreuses régions du monde. Mais du point de vue socio-économique c'est justement ces projections climatiques régionales du changement climatique global qui intéressent.

En Roumanie, l'année 2007 a été marquée par des vagues successives de chaleur et par la sécheresse, malgré son caractère pluviométrique excédentaire. Elle est considérée comme la plus chaude depuis 1901, l'écart thermique observé varie de 1,3°C à Voineasa et 1,9°C à Calafat. Du point de vue thermique, on a remarqué un réchauffement surtout pendant l'hiver et l'été, mais aussi un raccourcissement des saisons de transition (plus chaudes elles aussi). L'hiver 2006-2007 a été le plus chaud dans toute la période d'observations en Roumanie. L'été 2007 a été similaire à celui de 1946, mais les jours caniculaires furent plus nombreux ($T_{\max} > 35^{\circ}\text{C}$).

Du point de vue agricole, l'année 2006-2007, a été excessivement sèche, les déficits de précipitations étant plus accentués par rapport à l'année 1945-1946.

Les températures maximales pendant l'été ont atteint 44°C, ce qui correspond aux plus hautes températures enregistrées dans la région depuis 1901. Si on y ajoute en même temps la sécheresse et les chutes d'énergie électrique, le résultat abouti à une agriculture affectée en Roumanie, en Ukraine, en Moldavie et en Bulgarie, mais le tourisme de Croatie et de Grèce est également touché. Les effets à court terme de la crise climatique régionale ont affectés aussi des pays comme l'Albanie, la Bosnie-Herzégovine, la Macédoine, le Monténégro et la Serbie.

Cet été 2007 a encore battu d'autres records de chaleur en Olténie :

- La température maximale absolue pour le mois de juillet fut dépassée à Calafat (44,3°C le 24.07) ;
- La température maximale absolue mensuelle pour le mois de juillet fut dépassée pour 3 stations (Calafat, Bechet et Băilești) ;
- Le nombre record de températures maximales quotidiennes supérieures à 40°C a atteint 36 cas ;
- Le nombre record des jours consécutifs caniculaires (températures maximales quotidiennes supérieures à 35°C) a atteint 10 jours (Băilești, Calafat, Caracal, Bechet, Drobeta Turnu Severin, Craiova) ;
- Le nombre record des nuits consécutives de type tropical (températures minimales supérieures à 20°C) est de 10 nuits (Drăgășani, Halânga, Bâcleș, Craiova) ;
- La température minimale la plus élevée est observée le 23.07.2007 à Calafat (25°C) et le 24.07 à Caracal (24,6°C).

La chaleur de l'année 2007 s'est également accompagnée d'une période de sécheresse jamais vue depuis 1946, malgré quelques orages violents (152 mm le 10 août et 137 mm le 23 mars à Malaia, 134 mm le 11 août à Drăgănești-Olt, 113 mm le 26 août à Runcu, 82 mm le 23 mars à Apa Neagră, le 5 juin à Prunișor et le 23 octobre à Târgu Jiu, 68 mm le 10-11 août à Râmnicu Vâlcea et Caracal et le 18 novembre à Drobeta Turnu Severin etc.). Pendant l'orage du 11 août l'intensité record des averses a été de 42 mm en 25 minutes à Malaia. Ces mesures d'intensité des précipitations à une échelle de temps aussi fine par les stations automatiques n'existent que depuis 2001 en Olténie. Une telle intensité reste évidemment assez modeste comparativement aux pays tropicaux.

Cette chaleur inhabituelle en Olténie n'a pas seulement affecté la population mais également la faune et la flore. Certains arbres ont perdu prématurément leurs feuilles pour limiter les pertes d'eau par évapotranspiration, sans parler des incendies de forêts (dans les départements Dolj, Olt et Valcea, d'après l'Inspection pour les Situations d'Urgence). La chaleur excessive a assuré complètement les unités thermiques pour le développement des plantes agricoles, mais a causé de grandes périodes sans aucune précipitation (10 jours ou plus) l'agriculture a finalement achevé par se compromettre. La

distribution inadéquate des pluies à travers la saison de végétation par rapport aux exigences des plantes agricoles donne à l'année 2007 le caractère de sécheresse.

Conclusions

Les données climatiques du dernier siècle mettent en évidence un réchauffement progressif de l'atmosphère. Le phénomène de réchauffement global a mené à l'augmentation de la fréquence des événements extrêmes, c'est-à-dire des situations plus fréquentes avec des températures extrêmes, notamment les vagues de chaleur, l'aggravation de la sécheresse dans certaines régions, des précipitations plus abondantes dans d'autres, la fusion des glaciers et des glaces de l'Arctique et aussi l'augmentation globale du niveau moyen de la mer. Au cours de la période de référence 1961-2004 plusieurs événements extrêmes ont été observés :

- La diminution de la fréquence des jours froids pendant l'hiver (T_{\max} quotidienne $< 0^{\circ}\text{C}$) ;
- L'augmentation de la fréquence annuelle des jours tropicaux ($T_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) ;
- L'augmentation au cours de l'été de la température minimale moyenne ;
- L'intensification du phénomène d'aridité dans la moitié sud de l'Olténie (départements Dolj, Olt et la plaine de Mehedinți), augmentée aussi par le pourcentage réduit de boisement ;
- L'augmentation pendant l'hiver de même que pendant l'été de la température maximale moyenne.

L'accroissement de l'intensité, de la durée et de la fréquence des phénomènes météorologiques extrêmes (vagues de chaleur, inondations, sécheresses, orages violents, vents extrêmes, etc.) au cours des dernières décennies est, d'après nombre de scientifiques, la preuve du réchauffement climatique. C'est aussi le cas de l'année 2007 en Roumanie, au cours de laquelle de longues périodes chaudes et déficitaires du point de vue pluviométrique ont alterné avec des pluies intenses, mais de courte durée.

L'année 2007 a été marquée en Roumanie comme dans la plupart des régions du monde par des phénomènes météorologiques extrêmes : inondations atypiques, canicule prolongée, tempêtes, etc. Les inondations, les sécheresses, les vagues de chaleur et les tempêtes font partie des variations climatiques naturelles et ne peuvent pas être considérées comme des changements climatiques directs. Pourtant, de telles situations météorologiques extrêmes sont en concordance avec les prédictions sur les phénomènes qui auront lieu au cas où les températures globales augmentent. Les variations du régime climatique font partie du contexte global, tout en tenant compte des particularités géographiques de la Roumanie.

Ces résultats confirment l'une des conclusions du 4^{ème} Rapport du GIEC, selon laquelle on observe une augmentation de la fréquence et de l'intensité des phénomènes météorologiques extrêmes en raison de l'intensification du phénomène de réchauffement climatique global.

Bibliographie

ANM, 2008 : *Clima Romaniei*. Ed. Academiei Române, 365 p.

Bălteanu D., 1992: Natural hazards in Romania. *Revue Roumaine de géographie*, **36**, 47-57.

Ion-Bordei N., 1988: *Fenomene meteo-climatice induse de configurația Carpaților în Câmpia Română*, Ed. Academiei Române 174p

IPCC, (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Leroux M., 2000 : *La dynamique du temps et du climat*, Dunod, Paris 367p

Michna P. et Schuepbach E., 2003: *Changes in temperature extreme indices in Switzerland 1958-2000*. Stardex D9 Unibe Contribution 5 November 2003, 1-9.

Stăncescu I., 1983 : *Carpații, factori modificatori ai climei*, Ed. Științifică și Enciclopedică București, 92-113.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DES QUANTITÉS DE PRÉCIPITATIONS EN 24 HEURES DANS LES CARPATES ROUMAINES

CROITORU ADINA¹, F. MOLDOVAN¹, CARMEN DRAGOTĂ²

¹Université "Babeş-Bolyai", Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie

²Institut de Géographie de l'Académie Roumaine, 12, rue D. Racoviţă, Secteur 2, 023993 Bucarest, Roumanie

croitoru@geografie.ubbcluj.ro, moldovan@geografie.ubbcluj.ro, dragotacarmen@yahoo.co.uk

Résumé. Cet article présente une étude des quantités de précipitations tombées en 24 heures à 6 stations météorologiques des Carpates Roumaines. Pour chaque station météorologique considérée, on a analysé 17 séries de mesures pluviométriques couvrant une période de 47 ans (1961-2007) et représentant les quantités de précipitations maximales mensuelles, saisonnières et annuelles tombées en 24 heures. La méthode utilisée pour déterminer les tendances a été le test Mann-Kendall, combiné avec la pente Sen. En général, les quantités maximales tombées en 24 heures dépassent la valeur de 80 mm et elles tendent à diminuer de 1961 à 2007. Les tendances à la baisse les plus accentuées ont été enregistrées à la Station Météorologique Le Pic Omu (Vf. Omu) dans les Carpates Méridionales, qui est la station la plus élevée de Roumanie (2505 m).

Mots-clé : précipitations maximales journalières (en 24 heures), Carpates Roumaines, série de mesures pluviométriques, tendance, intervalle de confiance

Abstract. Considerations on evolution of maximum amount of precipitations fallen in 24 hours in Romanian Carpathians. This paper presents a study of the precipitations amount fallen in 24 hours at 6 weather stations located in the Romanian Carpathians. For each weather station considered, 17 time series of 47 years long (1961-2007) for monthly, seasonal and annual maximum amount of precipitations were analyzed. To identify trends in the dataseries, Mann-Kendall and Sen's slope methods were used. Generally, the amount of maximum precipitations fallen in 24 hours are higher than 80 mm, the trends are negative with the most important slopes recorded at Vf. Omu weather stations in the Southern Carpathians which is the locatad at the highest altitude (2505 m).

Keywords : maximum amount of precipitations fallen in 24 hours, Romanian Carpathians, time series, trend, significance level

1. Problématique

Dans le contexte général des variations climatiques actuelles, la fin du XXe et le début du XXIe siècles sont marqués par des contrastes pluviométriques accentués dans l'espace du climat tempéré continental où est situé également le territoire de la Roumanie. Ainsi, les sécheresses prolongées, aussi bien que les quantités excédentaires de précipitations, engendrent des discontinuités dans le rythme multi annuel du régime pluvial, sur des surfaces plus ou moins étendues. Ces événements peuvent avoir des répercussions désastreuses sur l'environnement naturel et anthropique.

La nécessité de connaître et d'étudier rigoureusement les indicateurs représentatifs des modifications climatiques survenues durant les dernières décennies (la température de l'air et les précipitations atmosphériques), aussi bien que la fréquence et la tendance d'évolution des phénomènes extrêmes sont particulièrement actuelles et très importantes. L'analyse de la tendance des quantités de précipitations maximales enregistrées en 24 heures s'inscrit dans le thème général mentionné ci-dessus.

2. Données et méthodes

Le travail analyse les quantités maximales de précipitations tombées en 24 heures pour 6 stations météorologiques de montagne, situées dans des endroits représentatifs des trois régions des Carpates Roumaines : Iezer et Ceahlău-Toaca dans les Carpates Orientales, Vf. Omu et Parâng dans les Carpates Méridionales, Vlădeasa-1800 et Semenic dans les Carpates Occidentales (tableau 1 et figure 1). La plupart des séries de mesures pluviométriques analysées couvrent la période 1961-2007.

Pour l'identification des tendances à moyen terme, on a utilisé le test Mann-Kendall, combiné avec la pente Sen (Mann, 1945, Kendall, 1975). On a calculé les tendances et les pentes pour 17 séries de mesures pour chacune des 6 stations considérées : 12 séries mensuelles, 4 séries saisonnières et une série annuelle à chaque fois. Les deux méthodes ont également été analysées avec succès dans d'autres études de climatologie (Rebetez et Reinhardt, 2008 ; Holobacă et al., 2008 ; Mureşan et Croitoru, 2009).

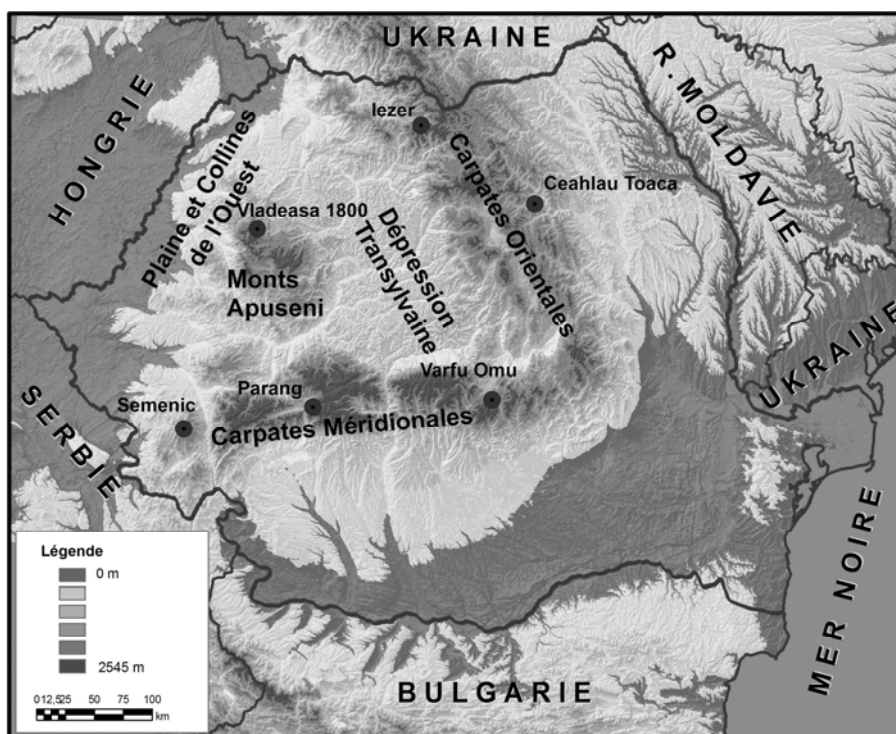


Figure. 1. La position géographique des stations météorologiques

Les coordonnées géographiques des stations et les périodes analysées

Tableau 1.

Station météorologique	Lat. N	Long. E	Altitude (m)	Période
Iezer	47°36'09''	24°38'56''	1837	1961-2007
Ceahlău-Toaca	46°58'39''	25°56'59''	1907	1964-2007
Vf. Omu	45°26'45''	25°27'24''	2505	1961-2007
Parâng	45°23'14''	23°28'47''	1548	1961-2007
Semenic	45°10'53''	22°03'19''	1432	1961-2007
Vlădeasa-1800	45°23'14'	23°28'47''	1836	1961-2007

3. Résultats

Les quantités maximales de précipitations en 24 heures sont comprises entre 80 et 123 mm (tableau 2). La valeur maximale de 122,6 mm a été enregistrée à la station météorologique Semenic.

De même, il faut remarquer que pour 4 des 6 stations les quantités maximales de précipitations en 24 heures ont été enregistrées durant la décennie 1971-1980, très pluvieuse dans tout le pays (Bogdan et Niculescu, 1999 ; Croitoru, 2006 ; Dragotă 2006). Pour les deux autres stations météorologiques, les plus grandes valeurs ont été mesurées au début de la décennie 1961-1970 et durant la décennie 1991-2000. Le plus souvent, les quantités maximales de précipitations en 24 heures ont été enregistrées en été, au mois de juin et d'août, conséquence de l'intense activité convective. Cependant, il y a eu aussi

des situations où celles-ci se sont produites à la fin du printemps, au mois de mai, ou en automne, au mois d'octobre. Les quantités maximales les plus basses sont mesurées dans les stations des Carpates Orientales (Iezer et Ceahlău-Toaca), suite à l'accroissement du degré de continentalisme d'ouest vers l'est de la Roumanie.

Quantités maximales de précipitations en 24 heures

Tableau 2.

Station météorologique	Quantité maximale en 24h (mm)	Année	Mois
Vf. Iezer	83,5	1991	octobre
Ceahlău-Toaca	85,4	1972	août
Vf. Omu	90,4	1961	juin
Parâng	88,0	1973	mai
Semenic	122,6	1974	août
Vlădeasa-1800	88,2	1975	juin

L'analyse des séries de mesures pluviométriques montre qu'on enregistre, en général, une tendance à la baisse des quantités des précipitations maximales enregistrées en 24 heures de 1961 à 2007 pour les régions montagneuses de Roumanie. Ainsi, les 17 séries de mesures mensuelles, saisonnières et annuelles de la station météorologique Vf. Omu présentent des tendances à la baisse et 13 d'entre elles sont statistiquement significatives, avec des niveaux de confiance compris entre 0,001 et 0,1 (tableau 3). Les tendances ne sont pas statistiquement significatives pour les séries de mesures de juillet et d'août, ainsi que pour celle de l'automne.

Les pentes moyennes des tendances calculées pour les quantités maximales de précipitations en 24 heures de 1961 à 2007 (mm/décennie).

Tableau 3.

Série de mesures	Vf. Iezer	Ceahlău-Toaca	Vf. Omu	Parâng	Semenic	Vlădeasa 1800
I	-0,700	-0,714	-2,958**	0,067	1,400+	-0,576
II	-0,091	-0,635	-3,111**	-0,643	-0,350	0,000
III	-1,027	-0,157	-1,952+	1,000	-0,250	0,364
IV	-1,053	-0,044	-2,563**	-0,179	-0,786	-0,048
V	0,286	-1,638*	-4,048**	-2,467+	0,000	-0,571
VI	-1,875+	-0,629	-3,912*	-3,484**	-3,000	0,588
VII	-0,263	1,366	-3,056	-0,966	-2,439	-0,800
VIII	-1,258	0,590	-1,000	-0,667	-0,750	-0,842
IX	2,857+	-0,362	-2,388	1,486	0,677	2,640*
X	1,269	-0,489	-2,556+	-0,500	1,086	0,833
XI	-1,486	-0,571	-3,016*	-1,333	-1,194	-0,368
XII	1,444	-0,500	-3,162**	-0,475	-1,067	-0,056
§11°~#	1,528	-0,708	-6,878*	-1,649	-2,250	-1,385
Printemps	-0,750	-1,523**	-3,500**	-0,333	-0,067	-0,042
<i>Été</i>	-0,037	-0,454	-5,766*	-2,808	-2,950	-0,793
<i>Automne</i>	1,579	-0,371	-2,372	-0,571	0,000	0,591
<i>Hiver</i>	0,500	-1,100+	-4,200***	-1,174	-1,105	-1,083

La légende du niveau de la signification statistique: *** - $\alpha = 0.001$; ** - $\alpha = 0.01$; * - $\alpha = 0.05$; + - $\alpha = 0.1$

Pour les autres stations, les précipitations maximales en 24 heures tendent également à diminuer pour la plupart des séries de mesures mensuelles, saisonnières et annuelles (entre 10 et 15), mais le nombre de celles présentant une tendance à la baisse statistiquement significative est bien plus petit, entre 1 et 4 pour chaque station. De même, on remarque une tendance à la hausse significative des précipitations maximales en 24 heures pour une ou 2 séries de mesures au Pic Iezer, à Semenic et Vlădeasa. Les pentes des tendances pour les 5 autres stations varient entre +3,162 mm/décennie et -3,484 mm/décennie ; elles sont bien plus petites que celles de la station de Vf. Omu.

Les tendances à la hausse les plus accentuées pour les précipitations maximales en 24 heures se rencontrent pour les stations météorologiques des Carpates Occidentales (Semenic, Vlădeasa-1800) et du côté nord des Carpates Orientales (Vf. Iezer), où les advections d'air humide venant de l'Océan Atlantique sont plus fréquentes. Dans ces zones, les pentes des tendances varient entre 1.400 mm/décennie et 2.640 mm/décennie.

Conclusions

Dans les Carpates Roumaines, les quantités maximales de précipitations en 24 heures dépassent, en général, 80 mm. Ces quantités tendent à diminuer partout durant la période 1961-2007, surtout à la station Vf. Omu (la plus haute de Roumanie), où toutes les séries de mesures analysées (annuelle, saisonnières, mensuelles) indiquent une tendance à la baisse. Parmi celles-ci, 13 présentent une tendance négative significative. Pour les 5 autres stations météorologiques analysées, la plupart des séries de mesures indiquent également une tendance à la baisse des quantités maximales des précipitations en 24 heures, mais le nombre de tendances négatives statistiquement significatives est nettement inférieur à celles de Vf. Omu. Aussi, on peut remarquer que, sur un fond général de baisse des quantités maximales de précipitations en 24 heures, 2 stations analysées (Semenic et Vlădeasa) présentent également des séries de mesures avec une tendance à la hausse statistiquement significative.

Les tendances négatives les plus marquées sont enregistrées à la station météorologique Vf. Omu et elles varient entre -1.000 mm/décennie et -7.000 mm/décennie. Les tendances à la hausse les plus importantes se rencontrent pour les stations météorologiques des Carpates Occidentales, où les advections d'air humide d'origine Atlantique sont plus fréquentes. Ici, les pentes de ces tendances positives sont comprises entre 1.400 mm/décennie et 2.640 mm/décennie.

Bibliographie

- Bogdan O., Niculescu E., 1999 : *Riscurile climatice din Romania*, Editura SAGA International, București, 280p.
- Croitoru A.E., 2006 : *Excesul de precipitații din Depresiunea Transilvaniei*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 264p.
- Dragotă C., 2006 : *Precipitațiile excedentare în România*, Editura Academiei Române, București, 175p.
- Holobacă I.H., Moldovan F., Croitoru A.E., 2008 : Variability in Precipitation and Temperature in Romania during the 20th Century, *Fourth International Conference, Global Changes and Problems, Theory and Practice, 20-22 April 2007, Sofia, Bulgaria, Proceedings, Sofia University "St. Kliment Ohridski", Faculty of Geology and Geography, "St. Kliment Ohridski" University Press, Sofia: 438-443.*
- Kendall M.G., 1975 : *Rank Correlation Methods*, 4th Edition, Charles Griffin, London, 202 p.
- Mann H.B., 1945 : Non-parametric tests against trend, *Econometrica*, **13**, 245-259.
- Moldovan F., 2003 : *Fenomene climatice de risc*, Editura Echinox, Cluj-Napoca: 209p.
- Mureșan T., Croitoru A.E., 2009 : Consideration on Fog Phenomenon in North-Western Romania, *Studia UBB, Geographia*, **LIX**, 1: 35-44.
- Rebetez M., Reinhard M., 2008 : Monthly air temperature trends in Switzerland 1901–2000 and 1975–2004. *Theor. Appl. Climatol.* **91**, 27–34, DOI 10.1007/s00704-007-0296-2.

ANALYSE STATISTIQUE DES CHAMPS DE PRECIPITATIONS PENDANT 30 ANS SUR LE VERSANT ADRIATIQUE DE LA REGION MOLISE (ITALIE CENTRALE). PREMIERS RESULTATS

A. CARDILLO¹, S. DIPILLA¹, M. FAZZINI²

¹ Regione Molise – Dipartimento della Protezione Civile – Centro funzionale Campochiaro

² Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della terra – Via Saragat, 1 44100 Ferrara

E-mail: fzmsm@unife.it

Résumé. Le But de la recherche est de réaliser une première étude sur la climatologie des précipitations dans le territoire de la Région Molise, qui présente quelques caractéristiques climatiques et hydrologiques très particulières. On passe, en quelques dizaines de kilomètres, de 400 mm des Iles Tremiti à plus de 2000 mm dans le massif de Matese, sans que le territoire présente une orographie particulièrement accidentée et complexe. On a caractérisé, grâce aux données de précipitations totales - pour la période 1976-2005 - la distribution spatiale, altitudinale et on a calculé les régimes pluviométriques dans la partie du territoire (plus de 75%) qui appartient au versant adriatique. Enfin, l'application d'une analyse en régression multiple a permis de rechercher une relation entre paramètres morphologiques et géographiques à différentes échelles spatiales et pour différents cumuls annuels.

Mot-clés: Molise, précipitations, régime méditerranéen, orographie, régression multiple

Abstract. Statistical analysis of the fields of relative rainfall in the last thirty years in the Adriatic Mountain side of the Molise Region. Aim of the research was to achieve a preliminary study on the climatology of precipitation in the region of Molise. This sector presents very special hydrological and climatic features. In fact it comes in a few tens of kilometres, from average annual rainfall of about 400 mm in the Tremiti island and about 2000 mm of the Matese mountains, in mountain range that despite the difficult terrain is not particularly complex. Spatial, altitudinal and seasonal distribution of total precipitation for the period 1976-2005, along the Adriatic sector of the Molise territory has been characterised. Finally, by applying a multi regressive analysis a relationship between morphological parameters at different spatial scales and overlapping annual precipitation was search.

Keywords: Molise, precipitations; mediterranea régime orography, multi regression analysis

Introduction

La région Molise, ayant été créée récemment (1963), s'étend sur presque 4500 km² et appartient pour la plupart de son territoire au versant moyen adriatique de la péninsule italienne. L'orographie générale est assez complexe ; le cadre physique est surtout collinaire (43%) et de moyenne montagne apenninique (35%). Les altitudes s'accroissent d'une manière absolument irrégulière de la côte – qui s'étend sur moins de 40 kilomètres au nord-ouest du promontoire du Gargano (Apulie) et qui comprend aussi le petit archipel des îles Tremiti – jusqu'au massif calcaire du Matese, le plus important « château d'eau » de l'Italie centrale et méridionale – qui dépasse légèrement 2000 m (fig. 1 et 2).

La climatologie régionale a été actuellement encore peu étudiée, bien qu'elle présente des caractères très intéressants, de transition entre le domaine méditerranéen *ss* et celui plus continental des Apennins. Selon la classification de Köppen, modifiée par Pinna, le territoire analysé appartient au domaine climatique du moyen Adriatique, avec des hivers modérément froids et pluvieux sur la côte qui deviennent très rigoureux à l'intérieur ; des été nettement chauds et plutôt secs sur le secteur côtier et collinaire et agréables sur les reliefs et des saisons intermédiaires humides. En janvier, les températures moyennes varient de 7°C à Termoli à 4°C à Campobasso – chef-lieu régional – et -1°C à 1500 mètres d'altitude. Au point de vue pluviométrique, les variations spatiales sont très importantes ; sur la côte et les collines les plus voisines à la mer Adriatique, les cumuls annuels ne dépassent les 700 mm et atteignent 1100 mm dans les Monti Frentani et l'alto Molise. Seulement en proximité des grand massifs du Matese et de la Meta (bassin du fleuve Volturno – versant Tyrrhénien), le gradient pluviométrique s'élève rapidement et on y dépasse les 1500 mm pour atteindre localement les 2000

mm. Donc, le climat varie entre le type Cfa du secteur côtier et collinaire jusqu'à Cfb dans la moyenne et haute montagne.

1. Méthode de travail

Pour chercher à tracer les caractères généraux des précipitations, on a analysé les données mensuelles, saisonnières et annuelles de 47 stations, qui présentent des séries historiques complètes pour la période 1976-2005. Les postes de relief sont bien distribués, à des altitudes comprises entre 2 et 1455 mètres dans la partie de la région drainée vers la mer Adriatique et comprenant le bassin des fleuves Trigno, Biferno et Fortore (fig.1)

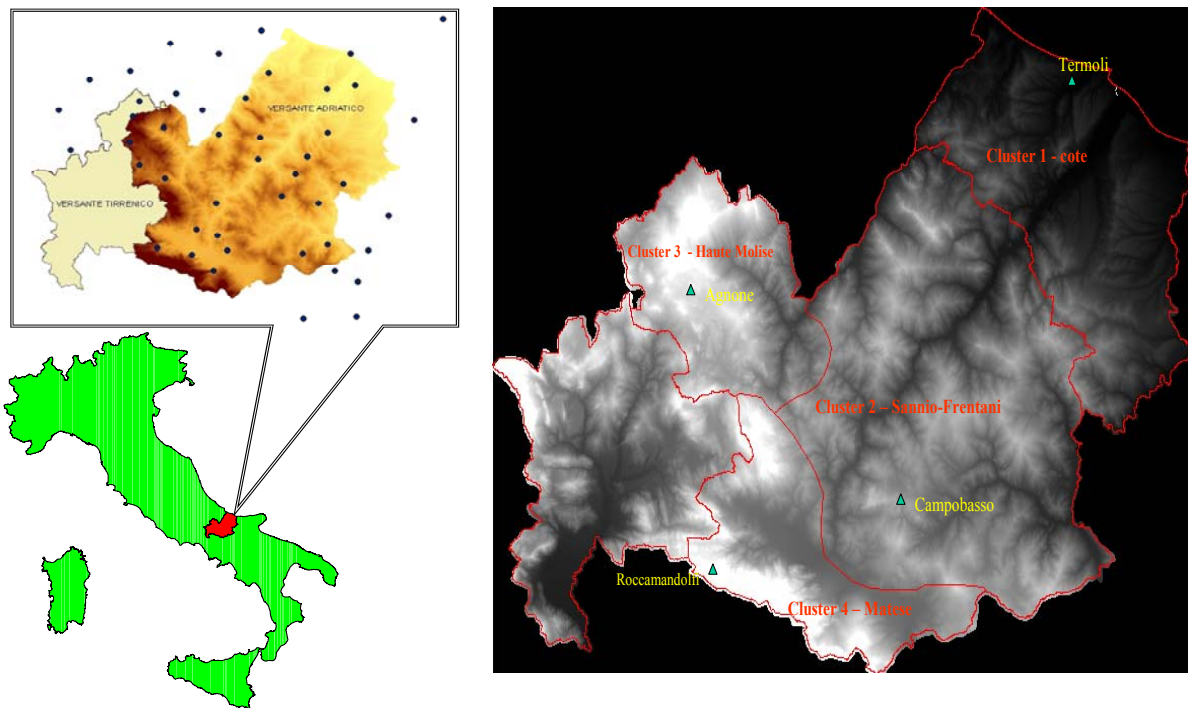


Figure 1a. Caractérisation géographique de la région Molise et localisation des postes utilisés pour l'analyse et 1b. Délimitation géographique des Clusters pluviométriques identifiées dans l'aire d'étude

On a cherché à comprendre la distribution spatiale et altitudinale des précipitations totales dans un territoire qui est intéressé surtout par des flux perturbés provenant du premier et du deuxième quadrant. Les précipitations les plus abondantes et étendues dérivent du passage de fronts chauds ou d'occlusions chaudes liées au déroulement des talwegs méditerranéen vers la Grèce. Cette situation est plus fréquente entre la fin de l'automne et le début de l'hiver. Durant le trimestre janvier-mars, on observe assez fréquemment des advections d'air très froid et relativement instable qui arrive de l'anticyclone thermique situé sur les Balkans ou sur la Mer Noire. Elles apportent des précipitations plus irrégulières et intermittentes, à caractère orageux, neigeuses aussi à altitudes modestes et parfois sur la côte (Fazzini et al 2001). Dans les deux cas, l'épaisseur de la masse d'air perturbée est limitée et donc il est très important de comprendre la relation entre l'orographie et les cumuls pluviométriques. Tout d'abord on a cherché de diviser le territoire analysé en quelques aires où les précipitations sont homogènes.

On a ensuite analysé le signal pluviométrique saisonnier et annuel des derniers trente ans. Enfin, à travers l'application de l'analyse en régression mutiple, on a recherché une relation satisfaisante entre les paramètres géographiques et morpho métriques à différentes échelles et les précipitations annuelles.

2. Analyse des données

2.1. Distribution spatiale et altitudinale des précipitations

La distribution spatiale des précipitation annuelles montre une évidente irrégularité, pas du tout corrélée avec la complexité orographique et hydrographique. En effet, dans la zone de collines et de basse montagne, les isohyètes ne suivent plus la présence des reliefs, qui ne dépassent pas 1000-1200 mètres et qui se présentent plutôt isolés et pas organisés en plis ou en massifs.

Seulement à proximité du massif du Matese, situé dans l'extrême portion méridionale de la région, un fort rapprochement des isohyètes, avec un gradient pluviométrique très marqué (fig. 2 et 3).ressort nettement.

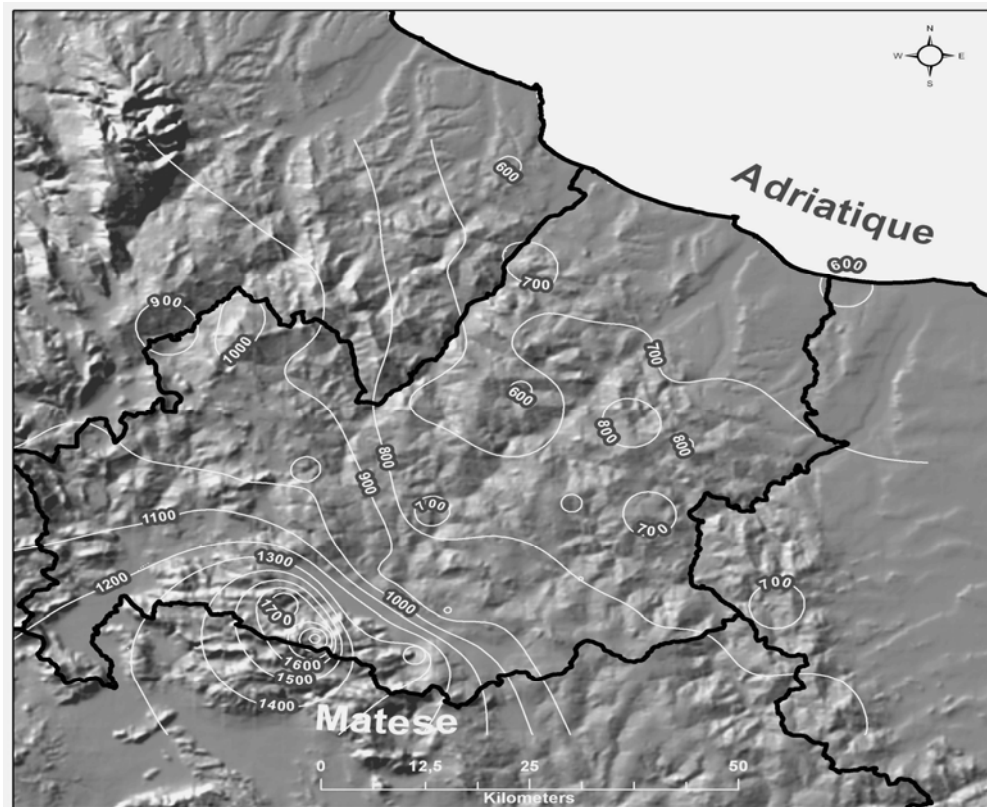


Figure 2. Carte des isohyètes pour la période 1976-2005 – élaboration A.Cinnirella

Sur le graphique cartésien altitude-précipitation annuel suivant, il apparaît de façon tout-à-fait évident qu'il y a une faible relation entre les deux variables, on y observe une variance élevée des valeurs aussi à la même altitude, surtout entre 400 et 800 mètres. Les « *outlayers* » sont relatifs à des stations situées sur la pente du massif du Matese (Guardiaregia, Boiano, Roccamandolfi) exposées aux vents liés aux flux de Sirocco et à l'advection d'air continental provenant des Balkans. Cette évidence confirme encore une fois que, au versant adriatique centro-septentrionale de la péninsule italienne, l'aspect orographique est très important seulement en proximité des chaînes de montagne organisée (Fazzini, 1997 ; Bisci et al 2001). Le coefficient de détermination R^2 est de 0,31 (fig.3). La tendance moyenne montre aussi un léger « *optimum pluviométrique* » autour de 900 mètres. En réalité, cette indication est probable seulement pour le Matese, tandis que dans les autres reliefs du territoire (Frentani), les précipitations s'élèvent constamment jusqu'aux altitudes les plus élevées.

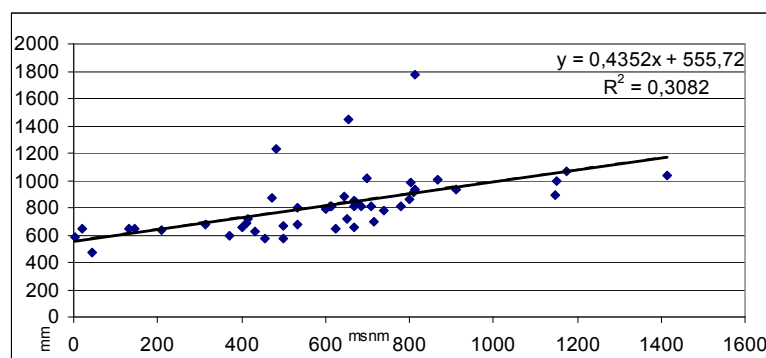


Figure 3. Relation entre précipitations moyennes annuelles et altitude

Du point de vue de la distribution annuelle des précipitations, le territoire présente des caractéristiques méditerranéennes (fig.4) ; chacune des courbes représente la station la plus représentative des quatre aires individuéés médiane une *cluster analyse* de type *k-means* (fig.1). La station de Termoli représente le cluster 1 qui comprend à la côte et à l'arrière-pays ; Campobasso représente le cluster 2 – de haute colline et de moyenne montagne (Sannio-Frentani) ; Agnone identifie le cluster 3 – moyenne montagne - haute Molise ; Roccamandolfi le cluster 4 – qui comprend la dépression tectonique de Boiano et la chaîne du Matese. Sans considérer les différences dans les cumuls de précipitations ; il faut souligner que ces quatre aires présentent le même signal ; avec un régime bimodal et un fort maximum principal à la fin de l'automne ; un très léger maximum secondaire durant le printemps ; un minimum modéré, en proportion plus évidente sur le Matese, durant les mois de juillet et août et une faible tendance à un minimum secondaire en mars.

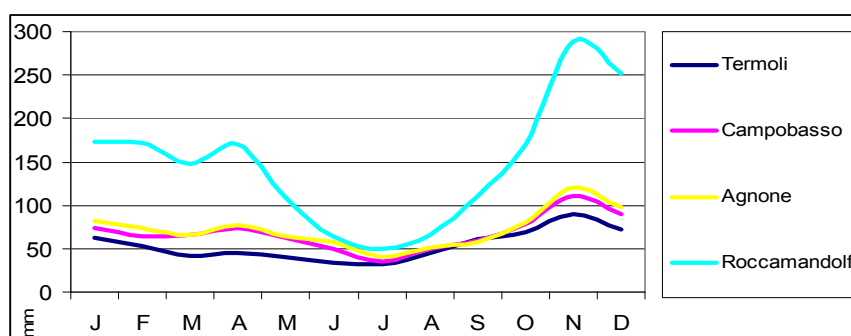


Figure 4. Distribution moyenne mensuelle de quelques stations pluviométriques représentatives des quatre aires climatiques

Selon la classification des régimes pluviométriques de Fazzini et Giuffrida (2005), on passe d'un type *subméditerranéen* dans le cluster 1 (îles Tremiti comprises) au régime *sublitoranéen adriatique* dans le cluster 2 et dans l'aire de basse montagne du cluster 3 ; au *subapenninique* de la portion la plus élevée du cluster 3 (zone de Capracotta et Vastogirardi) à l'*apenninique* du cluster 4. Il faut brièvement rappeler qu'au-dessus de 1000 mètres, durant la période décembre-mars, une grande partie des précipitations tombe sous forme de neige. A ce propos, la moyenne saisonnière des cumuls neigeux, pour la période 1981-2000, atteint 403 cm à Capracotta (1395 m) ; dans cette station, on a observé une chute maximale de neige de 175 cm en 24 heures en janvier 1985.

2.2 Analyse par régression linéaire multiple

Après avoir calculé les régimes pluviométriques et les tendances climatiques. Une relation entre précipitations et les principaux paramètres géographiques et morphologiques a été recherchée, en utilisant, tout d'abord, de simples fonctions linéaires, puis en cherchant aussi de calculer, à l'aide d'une analyse multivariée, des relations complexes avec des mesures morphométriques à différentes échelles, qui décrivent bien l'environnement morphologique de chacune des 47 stations pluviométriques considérées.

On a alors appliqué la méthode de régression multiple linéaire du type «*stepwise*» (*Forward*) en utilisant les variables topographiques (tab.1) comme indépendantes et les précipitations n annuelles moyennes normalisées comme variable dépendante.

L'analyse des données a permis d'établir une régression linéaire multiple qui décrit la distribution des précipitations. Les signes qui précèdent les régresseurs indiquent la corrélation directe (signe +) ou inverse (signe -) avec la variable dépendante en relation avec la complexité de la zone étudiée.

Variables indépendantes utilisées dans l'analyse

Tableau 1.

Long	Longitude – mt
Lat	Latitude – mt
Quota	Altitude - mt
Sin esp	Sinus de l'exposition de la pente
Cos esp	Cosinus de l'exposition de la pente
Sin accl	Sinus de l'inclinaison de la pente
Cosacl	Cosinus de l'inclinaison de la pente
LV	Largueur de vallée - mt
Hfv	Hauteur du fond de vallée - mt
Hpe	Hauteur de la pente supérieure à la station - mt
Dsppr	Distance de la ligne de partage principale des eaux - mt
Dtv	Distance du débouché de la vallée - mt
Sinaztv	Sinus de l'azimut du débouché de la vallée
Cosaztv	Cosinus de l'azimut de la culée de la vallée
Sinsbv	Sinus de l'ouverture de la vallée dans la plaine ou sur la côte
Cossv	Cosinus de l'ouverture de la vallée dans la plaine ou sur la côte
Sinav	Sinus de l'axe de la vallée près de la station
Cosav	Cosinus de l'axe de la vallée près de la station
Dmare	Distance de la mer Adriatique - mt

Cette méthodologie a été appliquée sur quelques territoires des Alpes orientales et des régions voisines de la Marche et des Abruzzes soit pour les précipitations totales (Bisci et al. 2000; Fazzini et al., 2002; Fazzini, 2005), soit pour les températures (Bisci et al 2000) avec des résultats excellents. L'équation de régression multiple ci-dessous nous permet de calculer - avec une précision très remarquable - les valeurs de la variable dépendante dans tous les points du territoire, surtout en considérant la complexité orographique dans le territoire des Appenins.

$$Y (\text{Prec an}) = 27722,87 + 3,99 \text{ dmer} + 337,89 \text{ hsppr} + 0,49 \text{ alt} - 0,013 \text{ lat} + 6,49 \text{ dsppr}$$

Résultats de l'analyse par régression multiple de type *stepwise*

Tableau 2.

Riepilogo Regressione Variabile Dipendente:prec an (base cluj sta)						
Var.dep.	Beta	Err.Std.	B	Err.Std.	t(34)	p-level
Intercetta			27722,87	10966,33	2,52800	0,016284
dmer	0,302962	0,234166	3,99	3,09	1,29379	0,204458
hsppr	0,438403	0,089228	337,89	68,77	4,91330	0,000022
alt	0,575552	0,133463	0,49	0,11	4,31246	0,000131
lat	-0,436930	0,172262	-0,01	0,00	-2,53642	0,015959
dsppr	0,399974	0,242898	6,49	3,94	1,64668	0,108838
var.dep.	Passo	Multiplo	R-quadro	F - per	p-level	Variabili
dmer	1	0,441643	0,441643	34,17565	0,000001	1
hsppr	2	0,685765	0,244122	30,82069	0,000002	2
alt	3	0,734138	0,048373	5,57708	0,022797	3
lat	4	0,784490	0,050352	6,63300	0,013621	4
dsppr	6	0,812229	0,036476	5,09707	0,029494	6

3. Discussion

Les résultats de l'analyse montrent des pourcentages de variance expliquée très élevés de 82,1% - avec un $p\text{-level} < 0,05$ et en considérant seulement les contributions des singles régresseurs > de 3%. Même si on considère de nombreux paramètres à l'«*échelle fine*», l'explication statistique de la distribution des précipitations dépend évidemment des paramètres à *méso-échelle* : la distance de la mer (directement corrélée) qui apparaît comme le paramètre dominant expliquent 44% ; l'altitude (directement corrélée) et la latitude (inversement corrélée) expliquent chacune 5% . Les seules mesures remarquables à l' *échelle fine* se rapportent à la ligne de partage des eaux (altitude locale et distance) toutes les deux directement corrélées, qui expliquent respectivement 24 % et 4% . Ces résultats confirment ceux calculés pour la portion de territoire du versant adriatique centre-septentrional, où la variable « distance à la mer » « ou, aux Abruzzes du nord, la variable « distance de la ligne de partage des eaux » qui représentent le facteur le plus significatif pour expliquer la distributions des pluies. Des résidus positifs apparaissent au pied de la chaîne du Matese, où le soulèvement forcé des masses d'air provenant de la mer Adriatique est le plus intense. Les résidus négatifs à proximité des collines aux confins de l'Apulie, à une distance de la mer de près de 15 kilomètres.

Conclusion

L'analyse des données a montré, dans le territoire analysé, un panorama pluviométrique très complexe, surtout au point de vue de la distribution spatiale et altitudinale des cumuls pluviométriques, tandis que - au point de vue de la répartition saisonnière - le territoire montre une évidente homogénéité, en présentant des caractères évidemment méditerranéens . Les cumuls annuels sont compris entre 400 mm des Iles Tremiti jusqu'à 1900 mm sur le massif du Matese. Le maximum principal tombe à la fin de l'automne tandis qu'une sécheresse faible ou modérée apparaît durant l'été. Par conséquent, on observe des ambiances physiques qui varient, en quelques dizaines de kilomètres, entre le steppique de la côte et l'hyperhumide des reliefs les plus organisés et élevés. La distribution spatiale des précipitations on ne présente pas de relations remarquables entre précipitations et altitude, mais plutôt une relation évidente avec la distance de la côte adriatique. L'analyse de régression multiple confirme que les précipitations augmentent en s'éloignant de la côte adriatique et seulement à proximité des chaînes de montagne les plus organisées, en fonction des altitudes.

Bibliographie

- Bisci C., Dramis F., Fazzini M., Gaddo M., 2000: Definition of geographical parameters describing the spatial distribution of temperature and rainfall in three sectors of the Italian Eastern Alps " ICAM 2000 - *Actes 26th International Conference on the Alpine Meteorology* – Innsbruck – 11-15 september 2000 (CD ROM – session 5 - 12 pp.)
- Bisci C., Dramis F., Fazzini M., 2001: "Topo geographic parameters and Spatial Distribution of precipitation : First Results in Northeast Italy" Fifth international Conference on Geomorphology 24-26 august 2001 Tokio – Special Publication in *DEM's and Geomorphology* – GISA 2001, 66-71
- Fazzini M., Bisci C., Dramis F., Pambianchi G., 2002: Paramétrisation topo-géographique et situations météorologiques locales dans les Alpes orientales italiennes Applications de la climatologie aux échelles fines, *Actes XV colloque de l'AIC – Besançon*, 25-29
- Fazzini M. & Giuffrida A., 2005 : "Une nouvelle proposition quantitative des regimes pluviométriques dans le territoire de l'Italie : premiers resultats » in « Climat Urbain, Ville et Architecture » *Actes XVIII Colloque Internationale de Climatologie* – Genes – 361-364.
- Rossetti R, Bisci C., Dramis F., Fazzini M., Speranza A., 1997 : "Etude de la distribution des précipitations en fonction des caractères géographiques et morpho métriques de la région Marche (Italie centrale, cote adriatique) – *Ext. Abs. Colloque Assoc. Intern. de Climatologie*, Quebec (Canada), 87-88.
- Giorgio Tecilla, Massimiliano Fazzini con la collaborazione di Mirko Sebastiani 2006 : « Monitoraggio dei parametri nivologici : *Documento di analisi sull'attuale quadro di settore con riferimento alla rete dei centri funzionali* » Dipartimento Nazionale della Protezione Civile-Aineva ed. 121 pp.

RETROACTIONS DES INCENDIES DE FORET SUR LE VENT : EXEMPLES MESURES SUR PARCELLES VEGETALES EXPERIMENTALES DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

P. CARREGA, D. FOX, N. MARTIN, J. MORSCHEL, C. YOHIA

*Université de Nice, Equipe GVE de l'UMR Espace/CNRS.
98 bd E. Herriot, 06204 Nice cedex 3, France
Tel : 33- 4 93 37 54 61 carrega@unice.fr*

Résumé. *Le vent propage les incendies de forêt, mais ces derniers rétroagissent également sur le vent, en accélérant les vitesses dans les parages des flammes. Ce fait connu des pompiers mais non quantifié, est ici précisément mesuré et analysé au cours d'expériences de terrain en grandeur réelle, qui ont montré également que les vitesses verticales se renforcent lorsque les flammes approchent, ascendances liées à la convection provoquée par le feu.*

Mots-clés : *Vent, Incendie, forêt, rétroaction, anémomètre 3D.*

Abstract. *Relationships and feed-back between wind and forest fires: examples on experiments conducted on vegetated plots, in South-East France. It is well known that wind plays a major role in forest fire propagation. However, the fire itself strongly influences wind characteristics by accelerating wind speeds near the flames. This phenomenon has been observed by fire fighters but rarely quantified. The objective of the study was to measure changes in wind characteristics during field scale experiments. It was observed that not only does wind speed pick up in proximity to the fire front but strong convective currents generated by the fire reinforce vertical wind speeds as well.*

Keywords : *Wind, fire, forest, feedback, 3D anemometer*

Les incendies de forêt en méditerranée constituent bien une manifestation à risque du climat, car les plus catastrophiques d'entre eux se produisent par conditions météorologiques extrêmes, phénomène bien connu et établi depuis fort longtemps. Une fois que s'est produite la mise à feu initiale (d'origine naturelle ou anthropique), le devenir du feu dépend de la présence de biomasse qui constituera le « fuel » (combustible), mais aussi des conditions météorologiques.

Les conditions d'une bonne combustion sont un combustible bien déshydraté (toute eau à évaporer consommant de l'énergie prélevée sur le pouvoir calorifique), une température élevée, un air relativement sec, de l'énergie solaire et du vent.

On sait que ce dernier va agir sur la propagation du feu en l'alimentant en oxygène, et en inclinant - sinon couchant- le panneau radiant constitué par la flamme, et les gaz brûlants, ce qui préchauffe le combustible proche. Le vent est considéré comme un facteur majeur de risque d'incendie au point qu'il est présent dans tous les indices de risque météorologique de feu de forêt, et pris comme variable majeure dans tous les modèles de propagation empiriques ou déterministes.

Le problème est que les relations entre propagation des flammes et vent ne sont pas étudiées dans le détail, ce qui empêche de prendre en compte deux faits pourtant majeurs : le vent doit être caractérisé par sa vitesse moyenne mais aussi par sa variabilité (liée à sa turbulence), et il existe une rétroaction du feu sur le vent. Certes le vent commande le feu, mais ce dernier génère aussi son propre vent, par la chaleur qu'il dégage. Ce constat explique pourquoi notre équipe de recherche s'est engagée depuis plus de 10 ans sur des expérimentations sur le terrain, en grandeur réelle, et nous exposons ici l'un des enseignements novateurs de ces expériences : la rétroaction du feu sur le vent.

1. Protocole expérimental

1.1. Le cadre des mesures

Nous présentons ici le protocole suivi durant trois hivers, en 2004, 2005, 2006, au cours desquels ces incendies expérimentaux se sont faits dans le cadre des campagnes de « brûlages dirigés » de l'Office National des Forêts – Force 06 visant à maintenir un minimum de surface pour les pâturages et à limiter l'extension de la forêt.

Le cadre est l'arrière-pays montagneux de la Côte d'Azur, vers 900-1200m d'altitude, sur des adrets aux pentes de 15 à 25°, et une végétation de garrigue d'altitude –parfois boisée de *Pinus sylvestris*- à *Genista cinerea*, *Buxus sempervirens* *Spartum junceum*, *Juniperus oxycedrus*. Une condition essentielle recherchée est une bonne correspondance entre orientation de la pente et du vent (vent de sud sur une pente orientée au sud), deux facteurs majeurs de la direction des flammes.

Le protocole retenu, relativement « léger », est incomplet quant à la somme des variables mesurées souhaitées par les modélisateurs physiciens, mais il présente l'avantage de donner lieu à beaucoup moins d'expériences ratées que les protocoles lourds. En effet, ces derniers exigent des journées de préparation et aboutissent très rarement à la nécessaire adéquation entre position des instruments de mesure et propagation effective des flammes, condition plus facile à obtenir si les instruments ont été mis en place durant l'heure qui précède la mise à feu de la parcelle expérimentale. Malgré la collaboration amicale des forestiers, nos expérimentations sont néanmoins difficiles et stressantes à mettre en œuvre, ce qui explique probablement que très peu d'équipes dans le monde aient pu organiser de tels travaux et surtout en tirer des conclusions exploitables...

1.2. Les mesures effectuées

La propagation des flammes est repérée avec des piquets de 2m coiffés d'une petite banderole, séparés de 5 ou 10m sur des parcelles de 30 à 50 m de longueur, la pente, la densité de couverture végétale, la stratification, nature des essences, sont relevées, ainsi que le taux de déshydratation des plantes (pesage au laboratoire avant et après dessiccation). Une station automatique Davis et un anémomètre 3D (à 3 hélices) Young sont installés en dehors de la zone d'influence du feu, en site similaire. Pour comparaison avec le vent « naturel » mesuré en A, le vent modifié par le feu est mesuré par B positionné en bordure du parcours attendu des flammes ... (figure. 1).

L'intérêt de ces anémomètres est leur capacité de mesurer les vitesses verticales du vent, et d'être certain du parfait accord entre vitesse et direction, au pas de temps d'une seconde car les hélices utilisées sont très sensibles, et ce sont en fait les vitesses dans 3 composantes de direction orthogonales (U, V, W) qui sont mesurées (figure. 2). Enfin, un opérateur mobile mesure en permanence avec un anémomètre portatif à coupelles la vitesse du vent, sur les bords du front de flammes

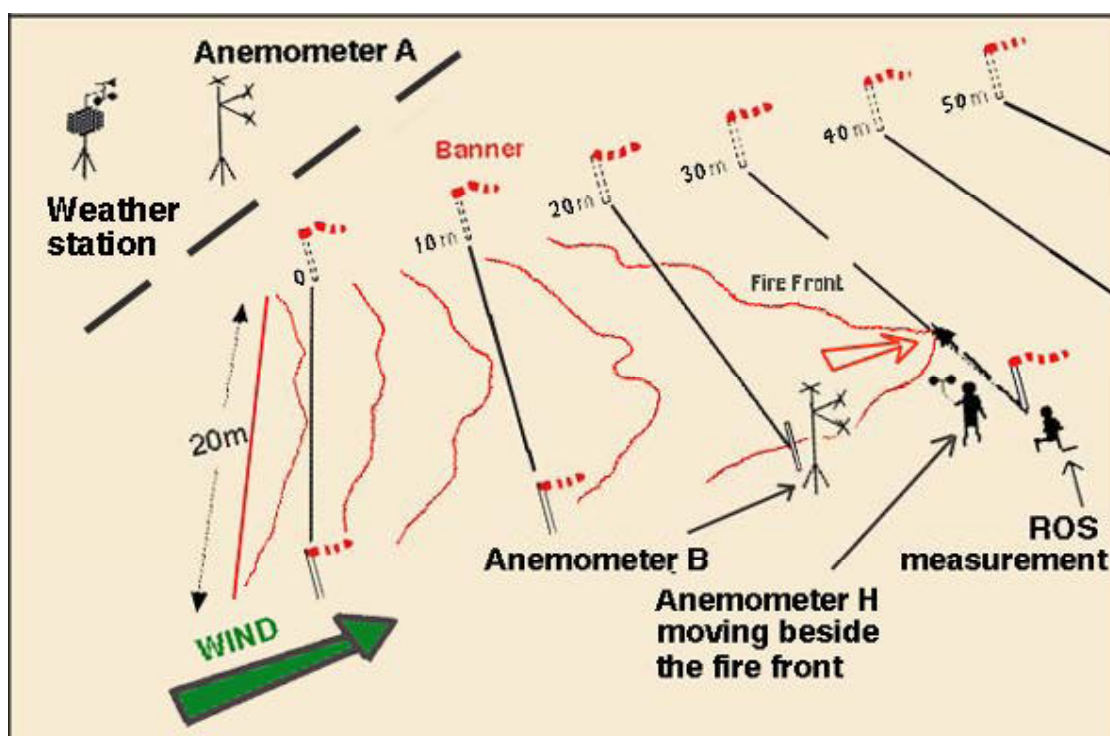


Figure 1. Protocole de mesures pour expérimentations (d'après Carrega & al. modifié).

Au total, nous avons pu exploiter les résultats de 7 parcelles de manière satisfaisante, d'autres cas ayant été abandonnés pour diverses raisons, dont principalement le changement de vent en cours de brûlage, l'arrêt des mesures car l'évacuation des appareils devient obligatoire (!), des problèmes techniques divers dans l'allumage, ou autres...



Figure 2. Expérience en cours à Escragnoles (1150m), le 13 mars 2006 dans une garrigue à genêt cendré d'1m50 de hauteur. Les flammes qui arrivent dépassent 10 m de hauteur. A droite l'anémomètre B., et à gauche l'un des repères décimétriques.

2. Résultats

2.1. Standardisation des variables comparées

Dans un souci de généralisation des observations et relations mises en évidence, on note :

- Les vitesses et directions comparées du vent naturel (A) et perturbé par le feu (B), pendant toute la durée de l'expérience - 2 à 10 minutes- (moyenne, écart-type, coefficient de variation).
- Les vitesses et directions des deux vents quasiment instantanés pendant les 15 secondes qui entourent le moment où le feu passe au plus près de l'anémomètre B (15 valeurs permettent un lissage de l'extrême irrégularité du vent).

Ces données permettent de construire un indice de survitesse du vent en B, exprimé en % :

$$\text{Survitesse en B} = ((B - A) / A) \times 100$$

- Vitesse du vent mesurée près du feu pendant toute l'expérience, à l'aide d'un anémomètre portable H.
- Temps mis par le feu pour couvrir l'intervalle de 5 ou 10 mètres séparant les piquets, dont on déduit la vitesse de propagation (Rate Of Spread - ROS). Les parcelles ne sont pas comparables entre elles, mais elles sont chacune assez homogènes pour pouvoir attribuer des différences de ROS à des différences de vent exclusivement.

2.2. Principales conclusions

- le vent naturel peut être très différent en vitesse et direction à quelques dizaines de mètres de distance et au même moment (fig. 3).
- pendant toute la durée de l'expérience (quelques minutes) la vitesse moyenne du vent est supérieure en B (fig. 4). Le cas n°5 (en abscisse de cette figure 4) est une anomalie due à la protection exercée par une forêt proche qui dévente B. Ces survitesses en B, près du passage des flammes, sont probablement dues au renforcement de la convection par le feu, ce qui accroît l'aspiration.

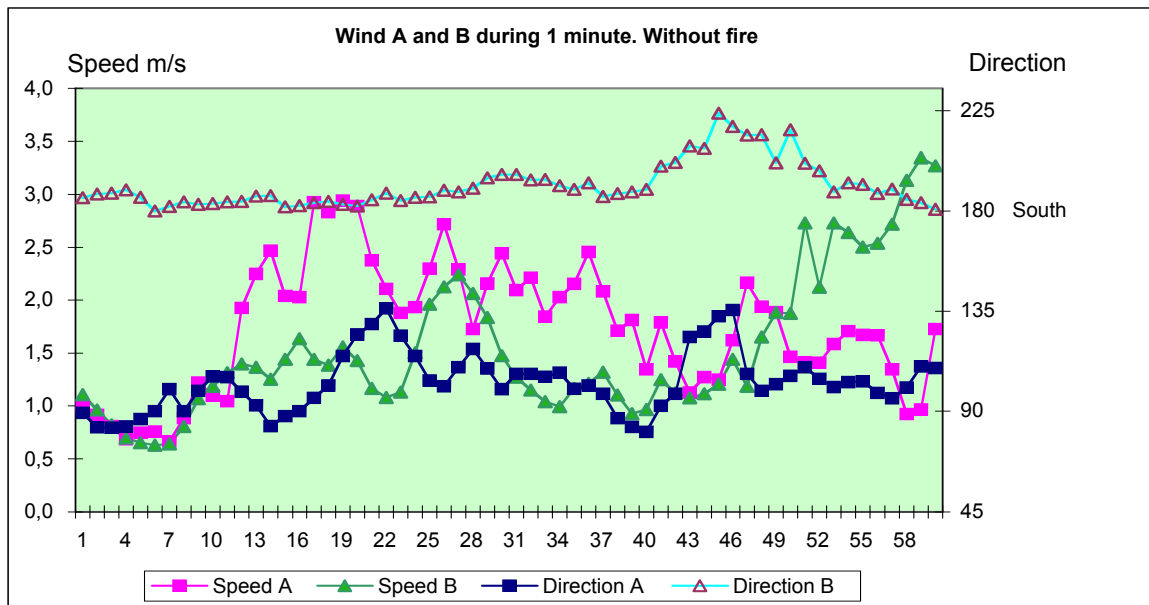


Figure 3. Comparaison du vent aux anémomètres A (vent naturel) et B (influencé par le feu) distants de 60 m en site comparable, entre 13h51 et 13h52 le 21 mars 2005 à Saint-Vallier.

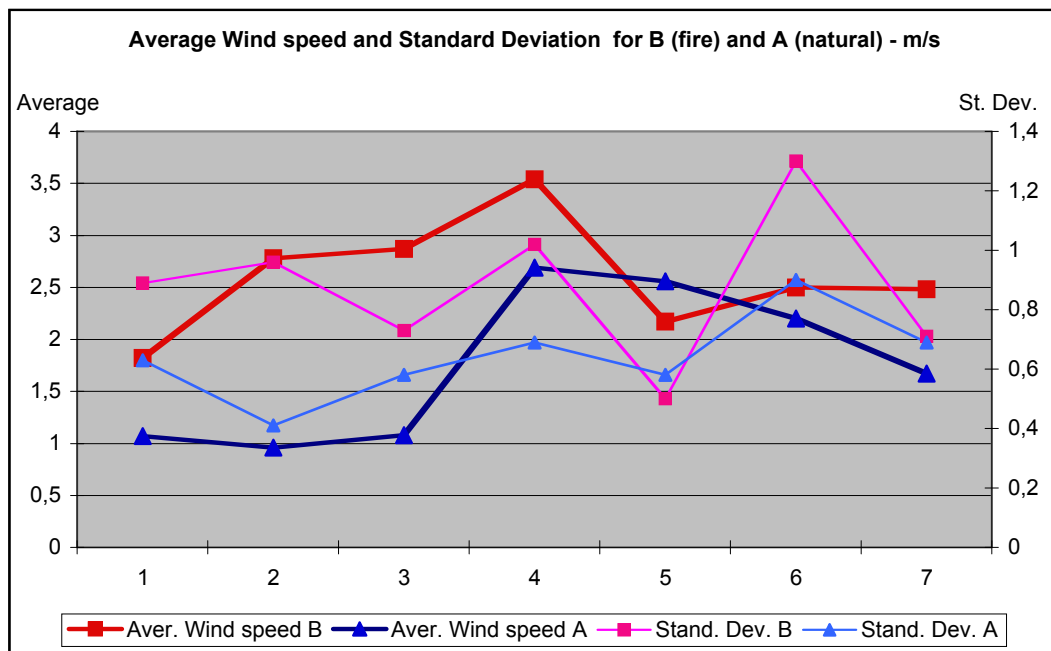


Figure 4. Vents comparés en A et B : vitesses moyennes et écart-type de 7 expériences.

- pendant la période standardisée de 15 secondes de passage des flammes au plus près de l'anémomètre B, on observe une relation entre le ratio h/d et la survitesse en B (fig. 5) : plus le rapport h/d diminue, et plus la survitesse augmente.

h est la hauteur moyenne des flammes (estimée par observation directe, photos, et vidéo), et d est la distance séparant B des flammes les plus proches. Cela signifie que pour une hauteur de flamme donnée, plus la distance séparant les flammes de l'anémomètre augmente, et plus la survitesse augmente aussi (constat valable à l'intérieur de l'échantillonnage). Plus on s'approche des flammes, plus l'excès de vitesse en B par rapport à A diminue et tend vers zéro (il peut même prendre des valeurs négatives) ! Ce résultat n'était pas vraiment attendu ...

Inversement, on observe que la vitesse du vent vertical augmente quand le rapport h/d augmente, c'est à dire quand on s'approche des flammes ou que leur taille s'accroît (fig. 6).

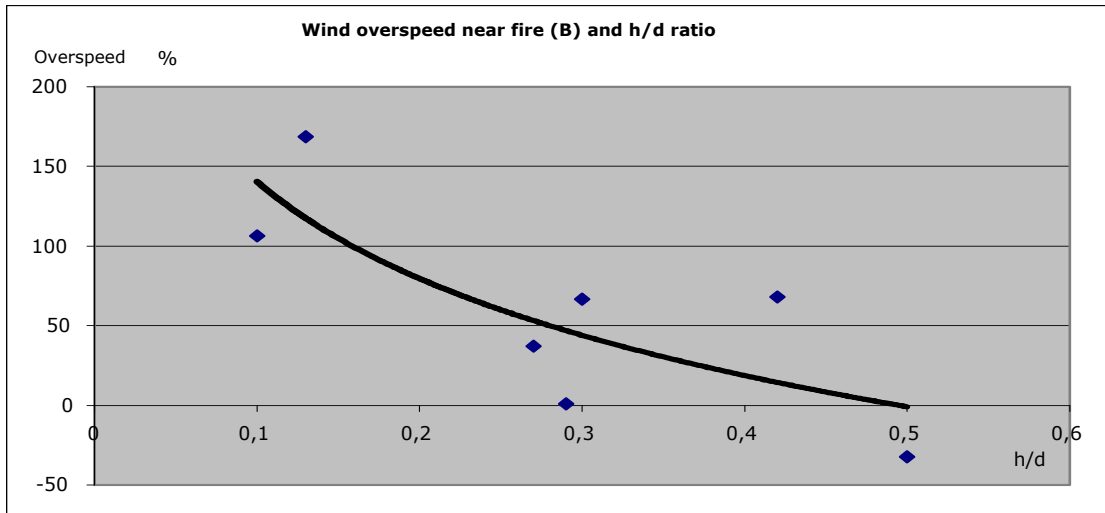


Figure 5. Relation entre survitesse ((B-A)/A) en ordonnée, et rapport h/d (hauteur des flammes / distance entre flammes et B) pendant les 15 secondes au cours desquelles le feu passe au plus près de l'anémomètre B.

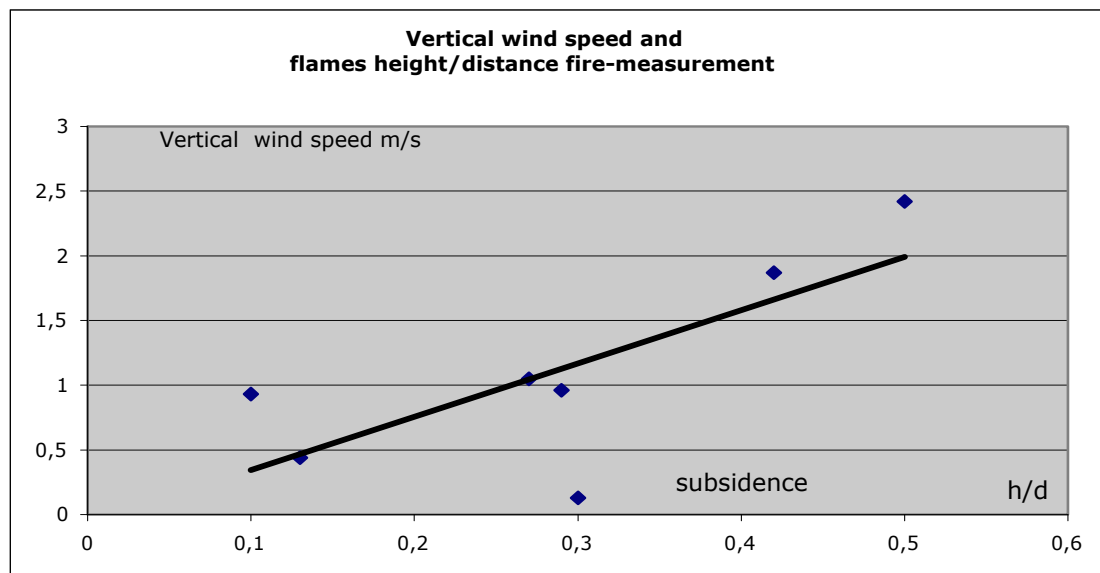


Figure 6. Relations entre vitesses verticales positives et ratio h/d.

Parfois de fortes perturbations du vent peuvent ainsi être mesurées. Ainsi, le 9 mars 2006 à Ilonse, on note une bonne similitude de direction des vents en A et B jusqu'au moment où le feu parvient à environ 15 m en dessous de l'anémomètre situé en haut de la parcelle à 45 m du départ (fig. 7). Là, la direction s'inverse totalement et de Sud-est, le vent passe au nord. Dans le même temps, les vitesses de vent qui augmentaient progressivement avec la montée du feu vers B, s'effondrent avec la rotation du vent.

La figure 8 montre que de manière synchrone les vitesses verticales augmentent très fortement en B, dépassant 4 m/s, alors qu'en A elles oscillent autour d'1 m/s. A une certaine proximité des flammes, le flux horizontal devient donc oblique puis vertical, phénomène évidemment provoqué par la forte convection générée par chaleur du feu.

Conclusion

Ces expérimentations demandent à être répétées pour qu'un certain nombre de règles sinon de lois puissent être tirées, mais malgré la « légèreté » du protocole elles sont difficiles à mettre en oeuvre, les parcelles convenables ne sont pas aisées à trouver (végétation non homogène, pas d'accessibilité) ou à incendier : interdiction préfectorale de brûler ou inversement impossibilité par excès de pluie ou de neige. Pour cette dernière raison, nous n'avons pu réaliser une seule expérience au cours de cet

hiver 2008-2009, mais nous espérons pour l'an prochain. Malgré son ingratitude, ce type d'étude constitue une vraie recherche, fondamentale et utile pour mieux comprendre la physique du feu, et par là-même permettre de meilleures tactiques de lutte.

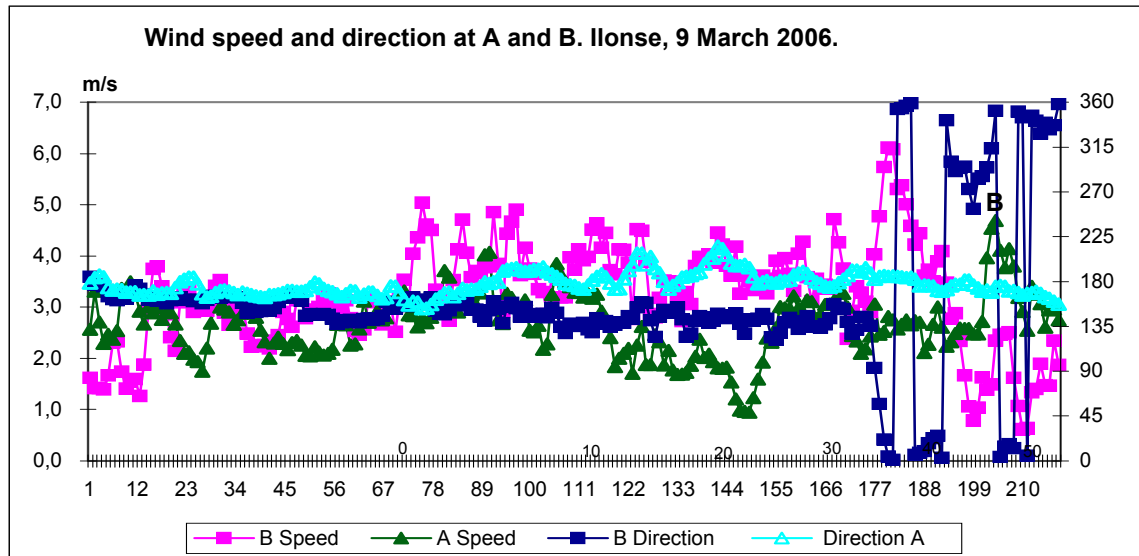


Figure 7. Perturbation exercée par le feu sur le vent au passage des flammes près de B.

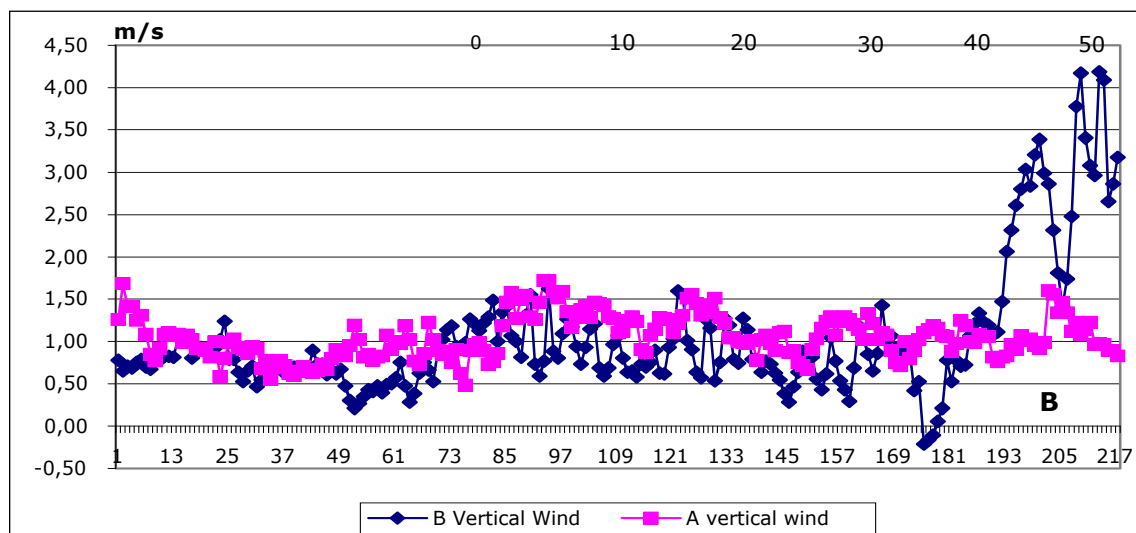


Figure 8. Forte accélération des vitesses verticales en B, à l'approche du feu.

Bibliographie

Carrega P., Napoli A., 1998 : *A Quick Protocol of in-the-field measurement for the study of forest and bush fire spread*. Proceedings of the 3rd International Conference on Forest Fire Research and 14th Conference on Fire and Forest Meteorology, Coimbra (Portugal). Novembre 1998, Vol. 1, pp. 565-582.

Carrega P., Fox D. : Detailed measurements of natural and fire generated winds in the field. First conclusions of experiments conducted in Alpes-maritimes (France) 2004-2006. **Vth International Forest Fire Conference**. Coimbra (Portugal). *Forest Fire Research & Wildland Fire Safety*. Cd Rom. Millpress, Rotterdam

Morvan D., Tauleigne V. Dupuy J.L., 2002: *Wind effects on wildfire propagation through a Mediterranean shrub*. IVth International Forest Fire Conference. Coimbra (Portugal). *Forest Fire Research & Wildland Fire Safety*. Cd Rom. Millpress, Rotterdam.

Viegas D.X., Cruz M.G., and al., 2002: "Gestosa fire spread experimentations". IVth International Forest Fire Conference. Coimbra (Portugal). *Forest Fire Research & Wildland Fire Safety*. Cd Rom. Millpress, Rotterdam.

DES RUPTURES CLIMATIQUES DANS TROIS STATIONS DE TRANSYLVAINIE ET LEUR RELATION A EAWR

B.S. DAVID, I. HAIDU

Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie: e-mail : bogd_si@yahoo.com ; ionel_haidu@yahoo.com,

Résumé. Dans cette étude, nous essayons de modéliser l'influence des teleconnexions sur la température, en se référant aux données thermiques mensuelles de 3 stations en Roumanie, en vue d'essayer de comprendre et d'expliquer les scénarios complexes du changement climatique. Des corrélations significatives ont été mises en évidence entre l'Oscillation Atlantique Est /Russie Ouest (EAWR) et les séries de température des stations de Cluj-Napoca, Sibiu et Bistrita pour la période 1950-2004.

Mots clé. EAWR, teleconnexions, température, ondelettes, rupture climatique

Abstract: *Climate breackpoints in three stations of Transsylvania and their relationship with EAWR.* In this study, an attempt was made to model the influence of teleconnections upon temperature based on the properties of the monthly values from 3 temperature stations of Romania within the complex scenario of climate change. Significant correlations were found between East Atlantic / West Russia Oscillation and the temperature records form Cluj-Napoca, Sibiu and Bistrita for the period 1950-2004.

Key words: EAWR, teleconnections, temperature, wavelets, climate breckpoint

Introduction

Les processus météorologiques intéressant les régions de l'Europe du Sud-est sont largement liés à ceux régnant sur l'Eurasie, avec ses deux configurations de teleconnection prédominants : l'*Oscillation Nord Atlantique* (ONA) et l'*Oscillation Atlantique Est /Russie Ouest* (EAWR) (Barnston et Livezey, 1987; Jones et al. 1997). Bien que l'ONA soit active tout au long de l'année, elle est particulièrement significative en hiver. Les périodes positives et négatives de l'ONA sont caractérisées par des orientations spécifiques des écoulements d'air. En effet, les périodes ONA-négatives d'hiver se caractérisent par une humidité supérieure à la normale sur l'Europe occidentale ainsi que les marges septentrionales de l'Europe du Sud-est.

Quant à l'oscillation Atlantique Est (EA), elle représente le deuxième mode prédominant de variabilité de basse fréquence sur l'Atlantique Nord et apparaît comme un principal mode de circulation pour tous les mois. La configuration d'EA est structurellement semblable à celle de l'ONA. Elle se compose d'un dipôle nord-sud avec des centres d'anomalie s'étendant sur l'Atlantique Nord, s'orientant d'est en ouest. Les centres d'anomalie du schéma d'EA sont décalés vers le sud-est des lignes nodales approximatives du dessin d'ONA. C'est pour cette raison que le schéma d'EA est souvent interprété comme un dessin d'ONA déplacé vers le sud. Pourtant, le système est plus décalé vers les latitudes subtropicales. Cette position subtropicale rend le schéma d'EA distinct de son homologue ONA. Notons à ce propos que le schéma d'EA est semblable à celui démontré dans l'étude de Barnston et Livezey (1987), mais se distingue nettement du celui d'EA défini à l'origine par Wallace et Gutzler (1981).

La phase positive de la configuration d'EA est associée à des températures de surface supérieures à la moyenne en Europe, à l'échelle de tous les mois. Elle correspond également à des précipitations supérieures à la moyenne sur l'Europe septentrionale et Scandinavie et inférieures à la moyenne en Europe du sud. Le schéma d'EA montre une très forte variabilité pluri-décennale au cours de la période 1950-2004, avec une phase négative marquant particulièrement la période 1950-1976 et une phase positive se produisant essentiellement de 1977 à 2004. En particulier, les années 1997-2004 étaient marquées par une phase positive du schéma d'EA, avec des moyennes glissantes (de l'ordre de 3 mois d'intervalle) supérieures à la moyenne de 1.0 à 2.0 écart-types.

Le deuxième système d'anomalie prédominant en Europe, celui d'EAWR (Barnston et Livezey, 1987) joue aussi un rôle significatif dans la détermination des processus météorologiques sur l'Europe. En hiver, deux centres principaux d'anomalie, identifiés sur la Mer Caspienne et l'Europe occidentale,

comprennent l'EAWR. Les phases (négatives) positives du EAWR sont caractérisées par les anomalies de pression (positives) négatives partout dans l'ouest de l'Europe et la Russie sud-ouest et des anomalies de pression (négatives) positives sur l'Europe du nord-ouest. Les phases EAWR négatives sont plus humides que les conditions météorologiques ordinaires. On les observe souvent sur une grande partie du Sud-Est d'Europe. Inversement, pendant les phases positives du EAWR, des périodes sèches sont souvent observées sur une grande partie de la région.

Pour la Roumanie, des études ont été effectuées par certains auteurs dont nous citons Boroneant C. et Rambu N. (1992), Busuioc Aristita et Von Storch H (1995). Ils ont étudié plusieurs séries des précipitations en Roumanie, identifiant des points d'inflexion et ont révélé l'influence d'ONA sur les stations roumaines. Pourtant, la relation entre les données de température/précipitation dans les stations roumaines avec EA ou EAWR est encore peu étudiée (un article David 2007).

1. Données et méthodes

Compte tenu de tous ce qui a été évoqué plus haut, nous nous sommes concentrés sur l'analyse des températures hivernales pour la période 1950-2004 par rapport aux phases d'hiver (le plus pertinent pour la Roumanie) d'ONA, EA et EAWR. Trois stations de Transylvanie ont été prises en considération: Cluj-Napoca (46.8N, 23.6E, altitude 415 m), Sibiu (45.8 N, 24. 2 E, 452 m) et Bistrita (47.1N, 24.5E, 366 m). Pour éliminer l'influence du relief et de la topographie, nous avons calculé la température potentielle pour les mois décembre, janvier et février (DJF) en Roumanie par référence à l'historique des données de pression (SPL) des mêmes stations.

La température potentielle d'un fluide est celle qu'il aurait si on compressait/décompressait celui-ci adiabatiquement vers un niveau de pression standard. Dans le cas de l'atmosphère, on effectue le calcul pour trouver la température qu'aurait la particule d'air à la pression de 1000 hPa, pression proche de la normale à la surface de la Terre.

$$\theta = T \left(\frac{P_{standard}}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

Où : T est la température du fluide au niveau de pression p , R la constante universelle des gaz parfaits et c_p la chaleur massique à pression constante.

Et on utilise $\frac{R}{c_p} = 0,286$ et $P_{standard} = 1000$ hPa

Le rapport $\frac{c_p}{R} = \frac{7}{2} = 1/0.286$ est justifié par l'analyse des degrés de liberté d'un gaz parfait diatomique en physique statistique.

Les séries nouvellement créées ont été alors normalisées en les divisant à leurs écart-types et en soustrayant les moyennes des séries. Les résidus ont été testés pour identifier les erreurs possibles en utilisant le test de SNHT (Alexandersson 1986, 1995) d'AnClim (v.5.04. Stepanek 2007).

$$T_0 = \max_{1 \leq a \leq n} T(a) = \max_{1 \leq a \leq n} \{ a z_1^{-2} + (n-a) z_2^{-2} \} \quad a = 1, \dots, n$$

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{a} \sum_{i=1}^a (Y_i - \bar{Y}) / s \quad \bar{z}_2 = \frac{1}{n-a} \sum_{i=a+1}^n (Y_i - \bar{Y}) / s$$

où \bar{Y} est la moyenne et s l'écart type.

Nous avons ensuite dépouillé les dossiers des stations pour dégager les événements de forçage naturel et exclure les erreurs humaines possibles.

2. Résultats et discussion

Les phases négatives les plus prononcées et persistantes de EAWR ont tendance à se produire en hiver et au début du printemps avec, particulièrement, de grandes phases négatives observées en hiver et au printemps des années 1969/70, 1976/77 et 1978/79. Des phases positives plus prononcées sont moins communes, avec la phase positive la plus saillante mise en évidence à la fin d'hiver / au début du printemps de l'année 1992/93. Pendant cet hiver, des anomalies négatives/ positives ont été observées partout dans l'ouest et le sud-ouest de la Russie. D'importantes anomalies positives ont été également observées partout en Europe et dans l'Atlantique Nord-Est. Ces aspects ont été accompagnés par des conditions plus chaudes et plus humides que la normale sur de grandes portions de la Scandinavie et de la Russie du nord-ouest. En revanche, les conditions ont été plus froides et plus sèches que la normale sur la Méditerranée orientale et le Moyen-Orient. Ces conditions ont favorisé une atmosphère plus chaude (ou plus froide) que la normale en Scandinavie (ainsi que la Méditerranée orientale) et plus sèche dans la plupart de l'Europe.

L'analyse statistique des données a permis d'identifier les anomalies correspondantes aux années suivantes: Cluj-Napoca: 1980, 1994, 1997; Sibiu : 1981, 1994, 1998; Bistrita: 1980, 1994 et 1999. Ces années de transition ne peuvent pas être liées à des erreurs humaines. D'autant plus, une coïncidence évidente s'observe entre les années de rupture et les grandes phases négatives d'EAWR. C'est pour cela que nous avons cherché à vérifier si cette coïncidence est accidentelle ou dépendante de facteurs plus profonds.

Station	Test	ONA	EA	EAWR
Cluj	Pearson Correlation	-.173	-.035	-.247
	Kendall's tau_b	-.130	-.025	-.222(*)
	Spearman's rho	-.189	-.043	-.329(*)
Sibiu	Pearson Correlation	-.236	.145	-.430(**)
	Kendall's tau_b	-.190(*)	.083	-.332(**)
	Spearman's rho	-.260	.142	-.492(**)
Bistrita	Pearson Correlation	-.020	.087	-.292(*)
	Kendall's tau_b	-.066	.068	-.210(*)
	Spearman's rho	-.080	.088	-.310(*)

Tableau 1. ** La corrélation est significative au niveau 0.01 (2-tailed).

* La corrélation est significative au niveau 0.05 (2-tailed).

Pour ce faire, nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les séries de données des températures potentielles et les 3 séries des stations roumaines avec EA, ONA et EAWR. Les tests de corrélation ont été calculés en utilisant les 3 types de coefficients couramment utilisés : r de Pearson, le tau_b de Kendall, le rho de Spearman (Buishand, 1982). Bien que les corrélations présentées dans le Tableau 1 soient faibles elles sont significatives au seuil 0.01 et 0.05. On peut donc confirmer l'hypothèse que les ruptures observées dans les stations roumaines sont provoquées par EAWR.

Pour vérifier nos résultats, nous avons poussé l'analyse statistique par d'autres indices de corrélation. En l'occurrence, la cohérence carrée Fourier (Fourier squared coherency) est utilisée pour identifier des bandes de fréquence dans lesquelles deux séries ont une covariance commune. Ici, l'ondlette à cohérence carrée (wavelet squared coherency CTW) est utilisée pour identifier les bandes de fréquence à intervalles de temps dans lesquelles EAWR et les stations roumaines sont en covariance. Les équations pour calculer la cohérence des ondelettes et la phase sont données ci-dessous.

L'ondelette *cross wavelet transform* (XTW) de deux séries X_n et Y_n avec leur transformantes $W_n^X(s)$ et $W_n^Y(s)$ sont définies comme $W_n^{XY}(s) = W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)$, où * exprime la conjugaison complexe, n , l'index temporel et s l'échelle (Grinstedt et al, 2004).

Nous définissons le pouvoir de XTW comme $|WXY|$. L'argument complexe $\arg(Wxy)$ peut être interprété comme la phase relative locale entre X_n et Y_n dans l'espace de fréquence de temps. La distribution théorique du pouvoir de XTW de deux séries avec les spectres de pouvoir de base PX_k et PY_k est donnée par Torrence et al., 1998.

Le XTW de Sibiu et d'EAWR est montré dans la Figure 1. Ici, nous remarquons que les caractéristiques communes ressortent comme étant significatives au seuil de 5 %. Nous notons qu'il y a aussi un pouvoir commun significatif dans la bande de 8-16 années correspondant à la période 1970-1990.

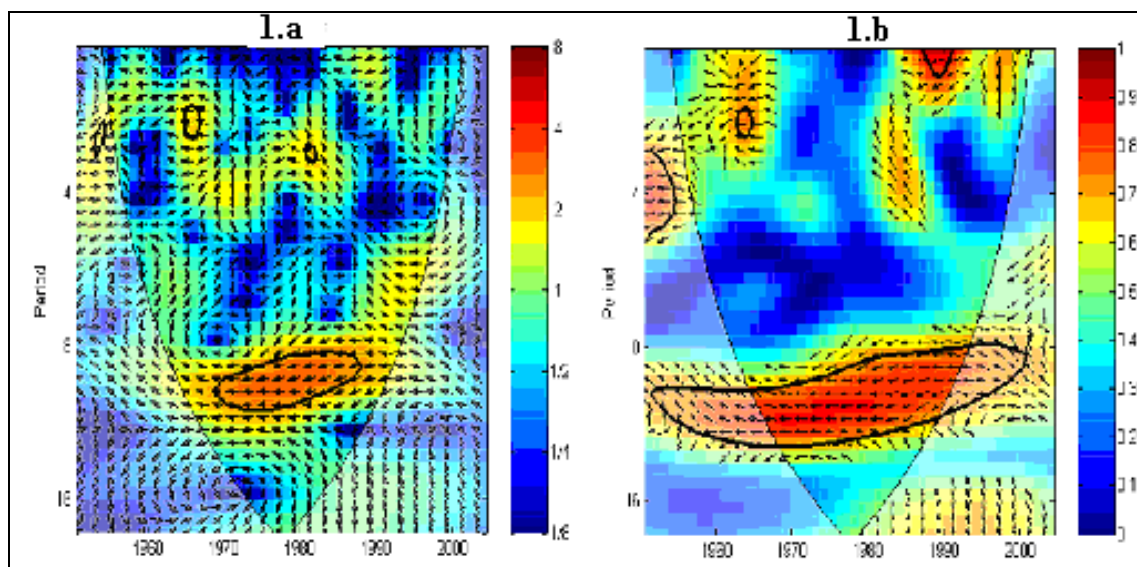


Fig. 1. a) XTW de Sibiu standardisé et de série de temps EAWR. Le seuil de signification de 5 % contre le bruit rouge est montré comme un contour épais. Le rapport de phase relatif est montré comme les flèches (avec le droit montrant dans-phase, l'antiphase montrant à gauche, et EAWR menant Sibiu par 90 degrés montrant directement en bas) ; b) CWT entre EAWR standardisé et la série de temps de Sibiu. Le niveau de signification de 5 % contre le bruit rouge est montré comme un contour épais. Toutes les sections significatives montrent la conduite d'antiphase.

Pour admettre une relation de cause à effet entre les phénomènes observés dans les séries chronologiques, nous nous attendons à ce que les oscillations soient communes en phase. Ainsi, il est clair que les XTW montrent que les séries sont dans anti-phases dans tous les secteurs avec un pouvoir commun significatif. Etant donné que la station de Sibiu et EAWR sont dans l'antiphase à travers toute la balance, nous pouvons conclure que Sibiu reflète dans une large mesure l'EAWR. En dehors des régions avec un effet significatif, le rapport de phase est aussi essentiellement l'anti-phase. Nous supposons donc que Sibiu est plus fortement corrélée avec EAWR qu'avec le pouvoir XTW.

Une autre mesure utile consiste à chercher la cohérence de la XTW dans l'espace de fréquence de temps. Après Torrence et Webster (1998) nous définissons la cohérence de XTW de deux séries comme étant :

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)},$$

où S est un coefficient de pondération. Cette définition ressemble de près à celle d'un coefficient de corrélation traditionnel et il est utile de considérer la cohérence de ondelettes comme un coefficient de corrélation limité dans l'espace -fréquence de temps (Grindstedt et al, 2004).

La relation entre CTW et EAWR dans la série de Sibiu est montrée dans la figure 1.b. Par rapport au XWT, une plus grande section significative se dégage, reflétant un rapport d'antiphase entre Sibiu et EAWR. L'espace de fréquence de temps au-dessus du niveau de signification de 5 % n'est pas une indication sûre de causalité. Même si les échelles ont été pondérées de façon appropriée pour le calcul de leur moyenne, il est possible pour deux séries d'être tout à fait corrélées à une échelle spécifique pendant que l'intervalle de corrélation significative est inférieur à 5 %. Pourtant, la partie significative représentée sur la figure 2 est si étendue qu'il est très improbable que ce soit simplement une question d'hasard. Les oscillations dans EAWR se manifestent à Sibiu sur les longueurs d'onde variant de 8-16 ans, en suggérant que Sibiu reflète passivement EAWR. Les régions avec la cohérence basse coïncident avec le pouvoir d'ondelette bas dans l'EAWR et sont donc attendues. Quant aux ondelettes observées sur les XTW et CTW pour Cluj-Napoca / Bistrita et EAWR, elles ne peuvent être présentées ici, faute d'espace éditorial.

Conclusions

L'analyse de données a permis d'identifier les années de ruptures suivantes après le changement : Cluj-Napoca : 1980, 1994, 1997; Sibiu : 1981, 1994, 1998; Bistrita : 1980, 1994 et 1999. Ces ruptures de série moyenne montrent une corrélation significative mais faible à EAWR pour les mois d'hiver entre 1950-2004. Ces pauses ne peuvent pas être estimées par des forçages humains comme il est signalé par les archives des stations, mais par des phénomènes naturels. La relation entre EAWR et les trois stations roumaines est toujours une antiphase, ce qui veut dire que les phases négatives d'EAWR expliquent les anomalies des hivers chauds enregistrés au cours des trois dernières décades.

Bibliographie

- Alexandersson A., 1986: A Homogeneity Test Applied to Precipitation Data. *J. Climatol.*, 6, 661-675.
- Alexandersson A. 1995: Homogeneity Testing, Multiple Breaks and Trends. In: *Proc. 6th Int. Meeting on Stat. Climatology*, Galway, Ireland, 439-441.
- Barnston A., Livezey R.E., 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency circulation patterns. *Mon Wea Rev* 115: 1083-1126
- Boroneant C., Rambu N., 1992: Contributions to the study of climatic changes occurring at some representative stations in Romania. *5th Int. Meeting on Statistical Climatology*, 22-26 June 1992, Toronto, Canada, 61-64
- Buishand T.A., 1982: Some Methods for Testing the Homogeneity of Rainfall Records. *J. Hydrol.*, 58, 11-27.
- Busuioc Aristita, Von Storch H., 1996: Changes in winter precipitation in Romania and its relation to the large scale circulation, *TELLUS* ISSN 0280-6495
- David B.S., 2007: Analiza corelatiei dintre precipitatiile lunare ale unor statii romanesti si indicele oscilatiei Est-Atlantice/Vest Rusia cu ajutorul metodei wavelet, *Lucrarile Seminarului Geografic "Dimitrie Cantemir"* nr. 28/2007, pp 85-92
- Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S., 2004: Application of the cross-wavelet transform and wavelet coherence geophysical time series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 561-566
- Haidu I., Magyari-Saska Zs., 2009: Animated Sequential Trend Signal Detection in Finite Samples. *Proceedings of the ITI 2009 Conference. IEEE Catalog Number CFP 09498-PRT*: 249-254.
- Hurrell J.W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys Res Lett* 23(6): 665-668
- Hurrell J.W., Van Loon H., 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36: 301-326

Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int J Climatol* 17: 1433–1450

Štěpánek P., 2005: AnClim - software for time series analysis. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.

Torrence C., Webster P. J., 1998: The annual cycle of persistence in the El Niño–Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 12: 76

Torrence C., Compo G.P., 1998: A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61-78

Torrence C., Webster P., 1999: *Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System*, *J.Clim.*, 12, 2679-2690

Wallace J.M., Gutzler D.G., 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812

VARIATIONS DE LA PHÉNOLOGIE VÉGÉTALE ET RELATIONS AVEC LA VARIABILITÉ PLUVIOMÉTRIQUE ET LA CROISSANCE DÉMOGRAPHIQUE DANS LE NORD DU CAMEROUN

VIVIANE DJOUFACK-M¹, B. FONTAINE¹, M. TSALEFAC³, T. BROU²

(1) Centre de Recherches de Climatologie, 6 boulevard Gabriel, 21000-Dijon ; email :

(2) Dynamique des Réseaux et territoires, EA 2468, université d'Artois, 9 rue du temple, 62030 Arras

(3) Département de Géographie, université de Yaoundé I (LERDYS), BP 755-Yaoundé

E-mail : vi3433dj@u-bourgogne.fr, vmdjoufack@yahoo.fr, fontaine@u-bourgogne.fr, mtsalefac@hotmail.com, broutelesphore@yahoo.fr

Résumé : La variabilité des précipitations dans le Nord du Cameroun (entre 6°N-13°N et 12°E-16°E), au cours de la période 1982-2002 et leur relation avec l'évolution de la phénologie végétale et la croissance démographique est étudiée. Dans un premier temps, l'on présente le cycle annuel et la variabilité interannuelle des pluies à partir des données de 31 stations inégalement réparties sur la région. L'évolution du couvert végétal et la densité de la population sont ensuite présentées à partir de synthèses bimensuelles d'indice de végétation normalisée (NDVI) à 8km de résolution d'une part, et de données de densité de population de 79 unités administratives d'autre part. Afin de les rendre comparables, les données pluviométriques et démographiques ont été calibrées suivant une grille régulière de 8km suivant des méthodes d'interpolation (krigeage) et cartographiques. Il ressort que l'intégration des données démographiques permet ici de mieux évaluer l'impact des facteurs de l'évolution du couvert végétal dans cette région qui, bien que fortement dépendante du climat subit également une emprise humaine considérable.

Mots clés : variation climatique, couvert végétal, croissance démographique, Nord-Cameroun

Abstract: Evolution of vegetation cover and relationships to rainfall variability and population growth in the North part of Cameroon. This paper presents trends in rainfall variations in relation to land cover and demography over Northern Cameroon (between 6°N-13°N and 12°E-16°E) between 1982 and 2002. First, climate variation has been investigated through daily rainfall data of 31 stations distributed over the area. Land cover and demography evolutions are then taken into account based on Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) at 8Km spatial resolution and population density of 79 administrative units respectively. Statistics and cartographic methods permit to gauge demographic and rainfall data on a regular grid of 8km, in accordance with NDVI data. Results show that the integration of demographic parameter allowed to better evaluate the impacts of land cover evolution over the region, which strongly depends both on climate and human activities.

Keywords: Climatic variation, land cover, population growth, North-Cameroon

Introduction

Les changements qui affectent le couvert végétal sont des réponses – parfois subtiles – résultant de la combinaison de plusieurs facteurs. En Afrique tropicale, la variabilité de la phénologie végétale est très souvent mise en relation avec les éléments du cycle de l'eau. Ces études s'appuient essentiellement sur les indices de végétation (l'indice de végétation normalisé (NDVI), indice de recouvrement végétal (Fcover), indices foliaire (LAI) etc.) qui semblent bien corrélées à la biomasse verte (Tucker et al, 1983 ; Prince et al, 1986 ; Diallo et al, 1991). Ainsi, que ce soit en Afrique de l'ouest (Davenport et al, 1993 ; Prince et al., 1998 ; Tucker et al, 1999 ; Eklundh et al, 2003 ; Stefanie et al, 2005 ; Martiny et al., 2005), de l'est (Nicholson et al., 1990), du sud (Richard et al., 1998) ou centrale (Bigot, 1997), les études se sont intéressées à la durée de la période végétative, la sensibilité de la végétation par rapport aux aléas climatiques, le temps de réponse de la végétation à la pluie, les phénomènes de persistance, d'hystérésis ou de seuils etc. Plus récemment, l'on a noté un intérêt pour la prise en compte dans les études, des paramètres de l'environnement physique comme les types et les propriétés des sols (Taylor et al., 2002 ; Camberlin et al., 2007 ; Seghieri et al., 2009), sachant que ceux-ci sont susceptibles de participer, directement ou indirectement à l'évolution de la phénologie végétale. S'il est démontré que les changements d'occupation du sol dans les régions tropicales sont en nette progression (Houghton, 1994 ; Turner et al, 1994) par rapport aux autres régions du monde, les questions restent posées sur le « où », le « quand » et le « pourquoi » de l'occurrence de ces rapides changements. Dans ces latitudes à forte croissance démographique où les populations vivent

essentiellement des activités agro-pastorales, l'intégration du paramètre « population » semble intéressant pour améliorer les connaissances sur les mécanismes de la variabilité du couvert végétal. Malheureusement, peu d'études ont intégré jusqu'ici les facteurs démographiques dans l'évolution du couvert végétal en Afrique. Par ailleurs, les résultats élaborés très souvent à partir de modèles empiriques, restent souvent imprécis et diffus en raison d'une approche spatiale trop large qui ne peut tenir compte de processus de sous-échelle propres à chaque région. La présente étude, fait l'hypothèse que la population rurale influence la phénologie végétale via les activités agricoles et pastorales. L'objectif de cette étude est donc d'évaluer l'impact des facteurs climatiques (précipitations) et anthropiques (densités rurales) sur l'évolution de la phénologie végétale dans le Nord du Cameroun.

1. Contexte climatique, physique et démographique

La région de l'étude, le Nord du Cameroun, s'étend entre le 6° et 13° degré de latitude nord et entre le 11° et le 16° degré de longitude est. Il englobe du sud au nord, les provinces de l'Adamaoua, du Nord et de l'extrême-Nord pour une superficie d'environ 163513Km² (figure2).

Au plan climatique, le profil pluviométrique est unimodal (figure1). La saison des pluies (avec $P > 50\text{mm}$) s'échelonne *grosso modo* des mois de mai à octobre avec un maximum d'août (250mm). Par ailleurs, la forte variabilité interannuelle des pluies observée est caractéristique des stations de ces latitudes. En général, les cumuls annuels oscillent en moyenne entre 700 et 1100mm (figure1), es années 1983 et 1994 se présentant respectivement comme les moins pluvieuses et les plus pluvieuses de la période 1982-2002. En revanche, les boxplots (médianes, minimums, maximums) témoignent d'une grande variabilité pluviométrique entre les stations, aussi bien à l'échelle annuelle qu'interannuelle.

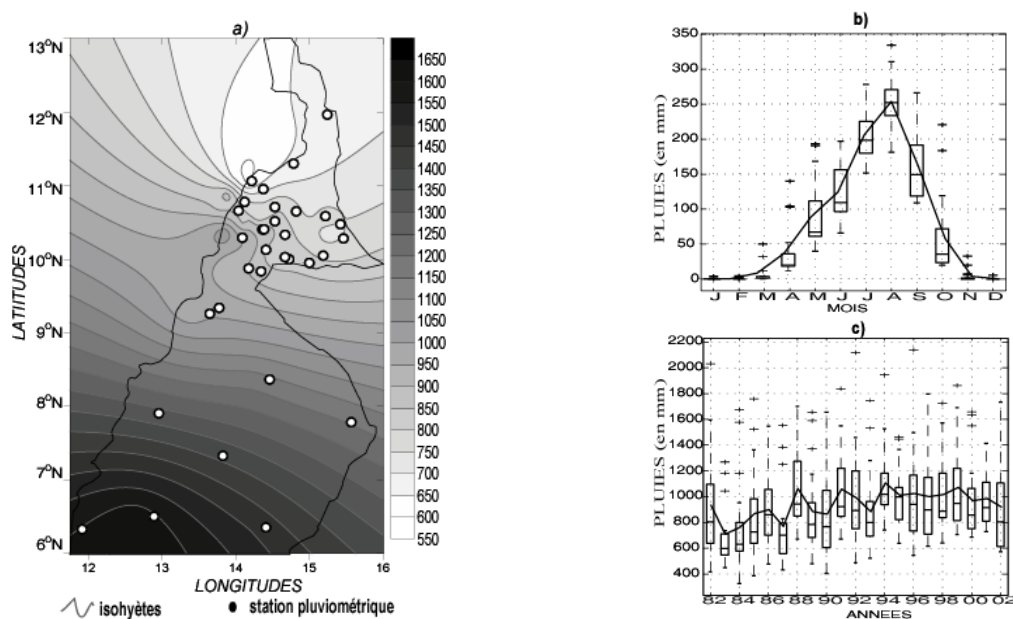


Figure1. a) spatialisation des précipitations dans le Nord-Cameroun (moyenne1982-2002) ; b) et c) : boîtes à moustaches représentant respectivement le cycle annuel et la variabilité interannuelle des précipitations dans les stations du Nord-Cameroun. Les courbes représentent respectivement les moyennes annuelles et interannuelles de l'ensemble des stations de l'étude.

Cette variabilité suit essentiellement un gradient Nord/Sud, incliné nord-ouest/sud-est, avec des précipitations qui diminuent au fur et à mesure que l'on va vers des latitudes plus septentrionales. En effet, la région de l'Adamaoua (6°N-8°N), est le domaine du climat tropical de type soudano-guinéen avec une saison humide ($P > 50\text{mm}$) assez longue (avril à octobre) qui enregistre près de 80% des cumuls annuels. Au nord, domine le climat soudano-sahélien (ou tropical sec suivant les auteurs) avec deux saisons plus tranchées : la saison des pluies s'échelonne sur 5 à 6 mois seulement (mai-septembre) pour un cumul annuel qui varie de 1000 mm autour du 9° parallèle à moins de 600mm vers le 13°N et où la saison sèche contribue à moins de 5% du total pluviométrique annuel.

La répartition spatiale de la population du Nord du Cameroun présente de grandes disparités (figure 2a). En 2001, la province de l'Extrême-Nord est la plus peuplée du Cameroun et représente 17% de la population totale du pays (annuaire statistique 2004). Ces taux sont de 8% et de 5% dans les provinces du Nord et de l'Adamaoua, respectivement. Les grands foyers de peuplement se situent dans les chefs-lieux de province (Garoua, Maroua et Ngaoundéré) mais aussi dans les secteurs propices à l'agriculture comme les piémonts des monts Mandara, les plaines du Diamaré et de la Bénoué (figure 2b). Par ailleurs, les vastes plaines de l'Adamaoua sont les régions les plus faiblement peuplées. En 2005, la population rurale de l'ensemble du Nord-Cameroun occupe près de 70% de la population totale (BUCREP), et présente toujours de grandes disparités d'une circonscription à une autre. En raison de la crise économique du début des années 90, les zones rurales se sont considérablement dépeuplées au profit des villes mais, l'on observe une stabilisation du taux de ruralisation depuis le début des années 2000.

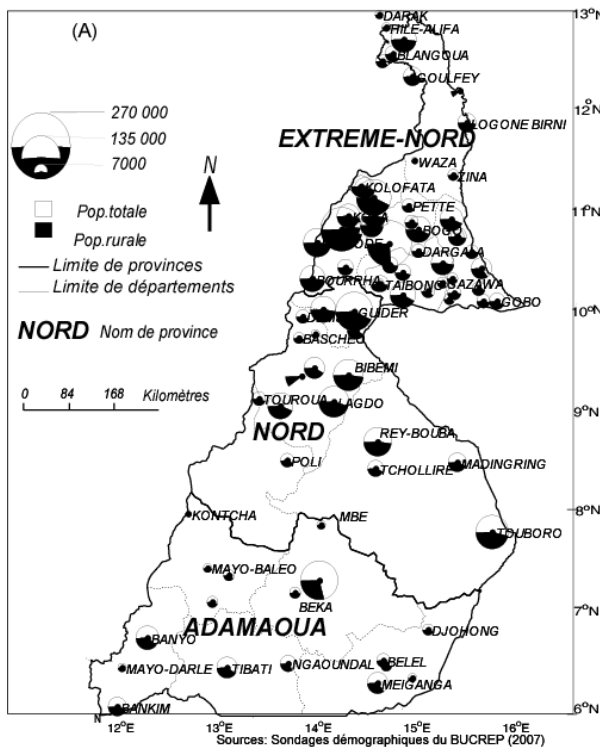


Figure 2a : Part de la population rurale dans la population totale du Nord du Cameroun en 2005

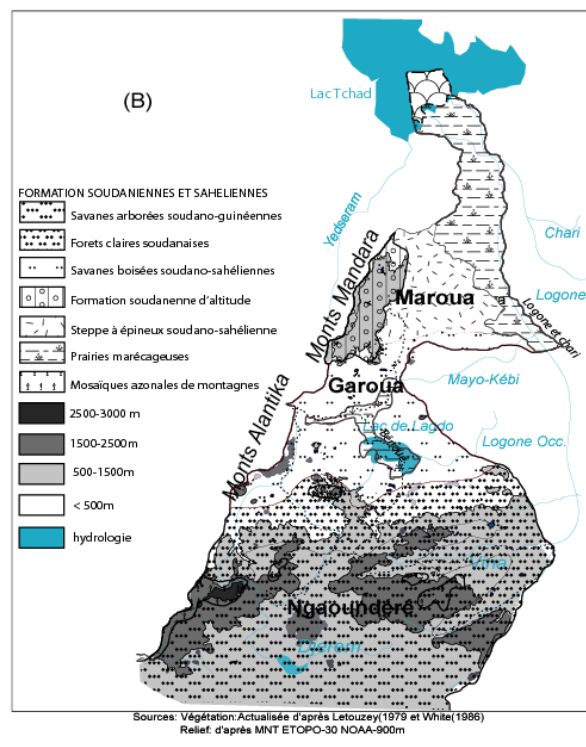


Figure 2b: Relief et principales formations végétales du Nord du Cameroun

La végétation comprend du nord vers le sud les steppes à épineux et des prairies périodiquement inondées par les eaux provenant essentiellement des débordements du fleuve Logone et des cours d'eaux torrentiels des monts Mandara. Ces formations encore appelées Yaérés se développent sur des vertisols topomorphes et hydromorphes (Braband et al, 1985) et présentent un aspect dégradé en raison du pâturage intensif des feux de brousse ou de la riziculture industrielle autour de Yagoua (Beauvilain, 1990, Sighomnou, 2003). Autour du 9^e parallèle, l'on rencontre les formations soudanaises d'altitude sur les Monts Alantika (1880m) et Mandara (1442m) dont les versants sont de plus en plus cultivés en raison de la forte anthropisation dans les plaines et les piémonts (Donfack, 1998). L'Adamaoua est une vaste région de plateaux essentiellement pastorale, qui assure la transition entre les régions forestières du Sud du pays et les formations sahéennes du Nord. Le nord de l'Adamaoua est constitué par des formations soudanaises plus ou moins arbustives alors que le sud est le domaine des savanes boisées et des forêts claires soudano-guinéennes. Si les savanes arbustives sont bien adaptées au fire-climax, le couvert herbacé quant à lui est très sensible aux surcharges saisonnières dues au surpâturage permanent, au piétinement et à la pâture de saison sèche (Rippstein, 1985). En général, l'on y rencontre 15 unités de végétation ligneuse et 13 unités de végétation herbacée dont les potentialités agricoles varient suivant l'intensité de l'anthropisation (Yonkeu, 1993).

En somme, le couvert végétal du Nord du Cameroun est tributaire du climat et notamment des précipitations. Il s'agit également de formations ouvertes qui sont emprises aux activités agricoles industrielles (coton, riz), de substance (sorgho, mil etc.) ainsi qu'à l'élevage. Face à la croissance naturelle de la démographie, la cohabitation entre agriculteurs et éleveurs est malheureusement à l'origine de nombreuses tensions foncières. Pour la seule province de l'Extrême-Nord, l'on compte entre 10 et 30% de paysans sans terres (Gonné et al, 2006).

2. Données et méthodes

2.1. Les données de précipitations

Il s'agit de données journalières de 31 stations inégalement réparties sur la région de l'étude entre 1982 et 2002 (figure1). La plupart de ces stations appartiennent au réseau de la Sodecoton, mais, certaines données proviennent du service de la direction de la météorologie nationale ainsi que des services départementaux de météorologie.

2.2. Les données de NDVI

Elles proviennent du capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Elles couvrent la surface continentale à l'échelle globale et sont disponibles à partir d'avril 1981. Cet indice est obtenu en faisant le rapport normalisé de la différence entre le canal proche infra-rouge et le canal visible du capteur. La base de données utilisée dans cette étude est diffusée par le Global Inventory Monitoring and Modeling Systems (GIMMS) et comprend les cartes de synthèse bimensuelles (15 jours) de NDVI à 8km de résolution. Ces données ont été redimensionnées sur la fenêtre du Nord Cameroun pour un ensemble de 5141 points (97latitudes et 53 longitudes) et entre 1982 et 2002.

2.3. Les données de population

Il s'agit des données de population totale et rurale des 79 circonscriptions administratives (arrondissements, départements et districts) que comprend le Nord du Cameroun. Elles proviennent du recensement de la population de 1987, ainsi que des sondages démographiques effectuées par l'Institut National de Statistiques (INS), de la DSCN (Direction de la Statistique et de la Comptabilité Nationale) et du Bureau Centrale du Recensement et des Etudes de la Population (BUCREP) en 1998, 2001 et 2005. A partir des données de ces 4 années (1987, 1998, 2001 et 2005), ainsi que des taux d'accroissement de la population totale et rurale de chacune de ces circonscriptions, des projections démographiques ont été effectuées pour les années intermédiaires. Dans cette étude, les densités rurales sont calculées non pas par rapport à la surface de chaque circonscription, mais suivant une superficie régulière de 8Km (64Km²), conformément à la matrice de NDVI. Ainsi, l'on considère que les populations d'un lieu exercent leurs activités sur un rayon de 8Km².

2.4. Méthodes : Carroyage des données de précipitations et de population sur grille de 8 Km

Les données de NDVI et de précipitations sont considérées sur la saison des pluies (mai-septembre) qui recueille l'essentiel de pluies annuelles. Ces données ont été ré-échantillonnées sur la période 1987-2002, puisque les données de populations sont disponibles seulement à partir de 1987. Premièrement, les données de précipitations et de population (densités rurales) sont interpolées suivant la méthode de krigeage « ponctuel » (Gratton, 2002) à 8km de résolution, tout en conservant les points extrêmes en latitude et en longitude. Ensuite, dans un SIG, un carroyage de 8Km est effectué sur chacune des données, conformément à la résolution spatiale du NDVI. Enfin, l'ensemble des données est redimensionné suivant la matrice des précipitations, étant donné que c'est celle-ci qui est peu représentée dans l'espace. Au final, l'on obtient pour chacune des 16 années (1987-2002), une grille comprenant à tous les 8 Km, des valeurs de pluies, de NDVI et de densités rurales, comparables entre elles. Les corrélations spatiales entre NDVI/densités rurales et entre NDVI/pluies sont calculées sur les tendances annuelles. Seules les corrélations significatives au test de Monte Carlo à 95% sont présentées dans ce travail.

3. Résultats et discussion

3.1. Variabilité temporelle des relations pluies/ NDVI et densités/NDVI

L'analyse des corrélations entre NDVI/pluies et NDVI/densités rurales part du fait qu'il existe une relation réflexive de cause à effet entre les deux paramètres. Même si en Afrique sub-saharienne, un cumul annuel de 900mm a été défini comme seuil au-delà duquel les activités agro-pastorales s'affranchissent de la contrainte pluviométrique (Le Blanc, 2008), il demeure qu'il n'existe pas a priori de relation directe entre la variation des précipitations et celle des densités rurales. Ainsi, la figure 3(A et B) montre les moyennes spatiales de corrélations entre densités rurales/NDVI et précipitations/NDVI au cours de la période 1987-2002. Il en ressort que la courbe des valeurs de corrélations entre le NDVI et les densités rurales est décroissante entre 1987 et 2002 : l'année 1988 présente la plus forte corrélation de la période (0,67) et l'année 2001 en présente la plus faible (0,37). La distribution du nuage de point entre le cumul annuel de pluie et les densités rurales de l'année 1988 montre une baisse de la valeur de NDVI au fur et à mesure de l'augmentation des densités (figure3C). En effet, les fortes valeurs de NDVI se regroupent dans des pixels où les densités rurales sont inférieures à 1000 habitants au Km² mais, le coefficient de corrélation de la droite de tendance reste faible (0,26). Au cours de l'année de la plus faible corrélation (2001), l'évolution du NDVI semble constante (environ 0,6), même pour des régions à fortes densités (figure3D).

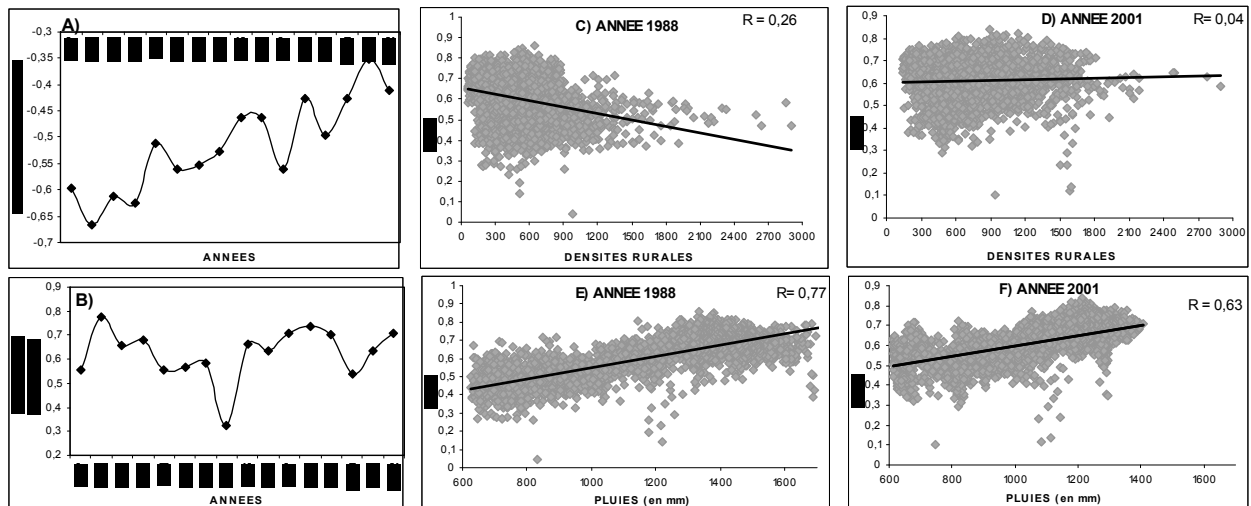


Figure3 : corrélations NDVI/densités rurales (A) et NDVI/pluies (B) dans le Nord du Cameroun entre 1987-2002 ; (C,D) : répartition des champs densités/NDVI en année de fortes (1988) et de faibles (2001) corrélations ; (E,F) : distribution de la relation pluies/NDVI en 1988 et 2001 respectivement ; R = coefficient de corrélation de la droite de tendance

Pour essayer de trouver une explication à ce résultat, les corrélations spatiales entre pluies/NDVI ont été calculées au cours de ces années extrêmes (1988 et 2001) afin d'évaluer les interactions entre ces trois paramètres. Il en ressort que l'année 1988 présente également la plus forte corrélation pluies/NDVI de la période 1987-2002 (figure3B). Le NDVI au cours de cette année varie de 0,5 dans les régions recevant 600mm de pluies à 0,8 autour de 1200mm, où il atteint son maximum (figure3E). Au-delà de ce seuil de pluies, le NDVI atteint son point de saturation et sa valeur demeure constante. En 2001 (année de la plus faible valeur de corrélation NDVI/densités rurales), le coefficient de corrélation entre pluies/NDVI reste supérieur à 0,6. En général, les corrélations interannuelles entre pluies/NDVI dans le Nord du Cameroun sont en général fortes (> 0,5) en dehors de l'année 1994 où sa valeur descend en-dessous de 0,4. En revanche, les corrélations entre NDVI/densités rurales sont décroissantes au cours de la période 1987-2002 et sont décorrélatées. Autrement dit, une forte valeur de corrélation entre pluies/NDVI est associée à une forte corrélation NDVI/densités de sens contraire. Ainsi, le NDVI croît avec la pluie et décroît avec de fortes densités rurales.

3.2. Evolution spatiale des tendances interannuelles entre pluies/ NDVI et densités/NDVI entre 1987-2002

Rappelons qu'en raison d'une faible couverture de données pluviométriques, la région ouest de l'Adamaoua et la pointe nord de la zone de l'étude ne sont pas prises en compte dans cette étude (voir cadre en tirets, figure4). Les corrélations sont calculées sur les tendances interannuelles, c'est-à-dire la différence de la distribution entre l'année i et l'année $i-1$. Chaque corrélation est calculée en considérant le NDVI d'abord en synchrone et ensuite, avec un décalage de 1 an. Dans le premier cas, on considère que les pluies et les densités d'une année donnée sont susceptibles d'influencer le couvert végétal de la même année. A prise en compte du décalage se fait suivant l'hypothèse que les précipitations et les densités rurales d'une année donnée sont susceptibles d'influer sur le NDVI de l'année suivante.

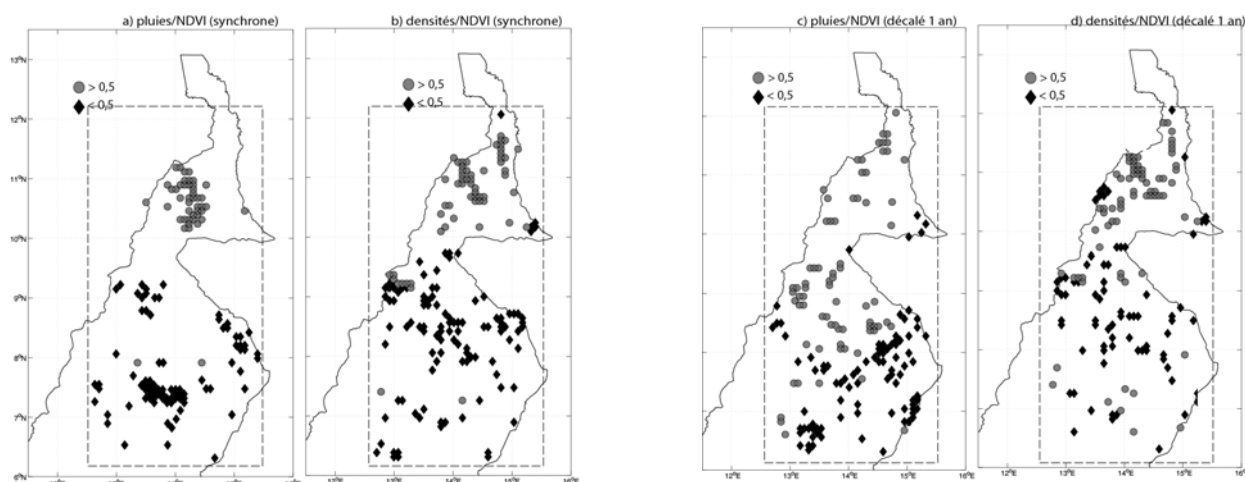


Figure 4. Corrélations pluies/NDVI (a) et densités rurales/NDVI (b) en synchrone ; (c, d) le NDVI est considéré sur l'année suivante (décalage d'un an) ; les pixels (de 8km²) en « rond » sont corrélés positivement et en « losange » sont corrélés négativement. Seules les corrélations significatives au test de Monte-carlo à (95%) sont affichées.

Le champ de corrélation pluie/NDVI de la même année montre une bipolarisation de part et d'autre du 10^e parallèle (figure4a). Le même constat est fait lorsque l'on considère la relation NDVI/densités rurales (figure4b). Les pixels corrélés positivement appartiennent grossièrement au domaine de steppe soudano-sahélienne (figure2B) alors que dans les domaines savaniques situées au sud de Garoua et dans d'Adamaoua, les corrélations évoluent en sens contraire. Ce résultat traduit d'une part, la plus grande dépendance des formations végétales situées dans l'extrême-Nord vis-à-vis des précipitations par rapport aux formations savaniques et d'autre part, la sensibilité de ces dernières face à la croissance démographique.

Lorsque l'on étudie les champs de corrélations en considérant le NDVI de l'année suivante (corrélations décalées), on constate que pour la relation pluies/NDVI, environ 90% des pixels situés au sud du 7^e parallèle sont corrélées négativement, ce qui signifie que les précipitations de l'année précédente et le NDVI évoluent en sens opposée dans cette région (figure4c). Cela est sans doute dû à la plus forte pluviométrie cette région et à la faible évaporation qui sont capable d'entretenir régulièrement la réserve utile du sol indépendamment des précipitations de l'année précédente. En revanche, au nord du 7^e parallèle, la végétation est plus dépendante des conditions pluviométriques antérieures. Ces résultats s'accordent avec ceux trouvées à l'échelle régionale et traduisent l'effet mémoire des écosystèmes des régions semi-arides vis-à-vis des précipitations de l'année précédente (Martiny et al, 2005, Schwinning et al, 2004).

Les champs de corrélations densités rurales/NDVI présentent quant à elles quasiment la même distribution que ce soit en synchrone ou en décalé (figure4d). Ce qui traduit le fait que les activités effectuées par les populations rurales au cours de l'année précédente ont une moindre influence sur le couvert végétal au cours de l'année suivante. En effet, l'évolution de la population entre deux années consécutives se faisant de manière graduelle, l'on ne note pas un boom démographique pouvant

modifier de manière significative le couvert végétal d'une année à l'autre. Par ailleurs, le fait que l'indice de végétation augmente (diminue) avec les densités rurales dans le Nord du 10^e parallèle est tout en fait en contradiction avec la réalité, quand on sait que cette région est la plus peuplée du Cameroun, avec des crises foncières récurrentes entre la population. Ce résultat peu être dû à l'utilisation de la moyenne interannuelle du NDVI qui est une valeur synthétique ne tenant compte ni des modulations intra-saisonnières de la phénologie, ni ses variations interannuelles. Il serait par ailleurs plus intéressant de prendre en compte les disparités phénologiques entre les régions situées de part et d'autre du 10^e parallèle.

Conclusion

Dans cette étude, il était question d'étudier les facteurs climatiques et anthropiques de la variation du couvert végétal dans le Nord du Cameroun qui se situe en domaines soudanien (partie australe) et soudano-sahélien (partie septentrionale). Comme facteur climatique, nous avons pris en compte les précipitations alors que les densités rurales étaient considérées comme un indicateur d'occupation du sol et/ou d'évolution du couvert végétal. L'étude de l'évolution du couvert végétal s'est faite à travers le NDVI à qui est un bon indicateur de la biomasse verte. L'analyse a été réalisée au cours des saisons de pluies de mai à septembre 1987-2002. Les données de densités rurales et de précipitations ont été krigées à une résolution de 8km, conformément à la résolution spatiale du NDVI. A l'aide d'un SIG, un carroyage a permis d'agréger toutes les données suivant des pixels de 8Km de côté. Les corrélations entre densités rurales/NDVI et précipitations/NDVI ont ensuite été calculés sur le plan spatial et temporel.

A l'échelle temporelle, il ressort des fortes valeurs de corrélations entre la pluie et le NDVI tout au long de la période 1987-2002 ($>0,5$). Par contre le NDVI et les densités rurales sont anti-corrélées (corrélées négativement) et leurs valeurs présentent une tendance négative au cours de la période. La comparaison de la distribution des nuages de points au cours des années de plus forte et de plus faible corrélation amène à conclure que **dans le Nord du Cameroun, le NDVI croit avec la pluie et décroît avec de fortes densités rurales**. Afin de visualiser spatialement ces résultats, les corrélations pluies/NDVI et densités rurales/NDVI ont été calculées en considérant le NDVI au cours de la même année et au cours de l'année suivante. Les corrélations significatives au test de Monte Carlo à 95% montrent que le NDVI et les densités rurales sont corrélés (positivement) au nord du 10^e parallèle alors qu'au sud de cette latitude, le NDVI évolue en opposition de phase par rapport à la croissance démographique. C'est donc **essentiellement dans la région située au sud du 10^e parallèle que la diminution de la biomasse verte est associée la croissance des densités rurales**. Les variations de la phénologie végétale plus au nord est plus dépendante des conditions pluviométriques. Par ailleurs, contrairement à la corrélation pluies/NDVI, il n'existe pas d'effet mémoire entre les densités rurales et le NDVI.

En somme, le couvert végétal du Nord du Cameroun est extrêmement sensible aux variations du climat et les rendements agricoles dépendent de la « qualité » de la saison des pluies. Ainsi, une année exceptionnellement pluvieuse est associée à une forte activité végétative, ce qui induit implicitement de bons rendements agricoles. A l'inverse, en années sèches les conséquences du stress hydrique entraînent une baisse de la biomasse végétale et les fortes densités rurales contribuent à accroître d'avantage cette vulnérabilité. Toutefois, les mécanismes varient de part et d'autre du 10^e parallèle. Il serait par conséquent intéressant de prendre en compte ces disparités spatiales dans les prochaines études.

Bibliographie :

Annuaire statistique du Cameroun, 2004: Institut National de la Statistique -Cameroun, 272P;

Bigot S., 1998 : les précipitations et la convection profonde en Afrique centrale : cycle saisonnier, variabilité interannuelle et impacts sur la végétation, *Th. doct. Univ. Bourgogne*, 282P

Davenport M. L., Nicholson S. E., 1993: On the relation between rainfall and the Normalized Difference Vegetation index for diverse vegetation types in east Africa, *int.J. Remote Sensing*, 2. 2369-2389

- Diello P., Mahe G. Patuere J-E., Dezeter A., Delclaux F., Servat E., Ouattara F., 2005 : Relations indices de végétation-pluies au Burkina-Faso : cas du bassin versant du Nakambé, *Journal des sciences hydrologiques*, 14p
- Eklundh L. & Olsson L., 2003. Vegetation index trends for the African Sahel 1982-1999. *Geophysical Research Letters*, 30: 1430, 10.1029/2002GL016772
- Gonné B., Seignobos C., 2006 : des questions foncières dans le Nord du Cameroun, *grain de sel N°36-inter-réseaux*
- Gratton Y., 2002: le krigeage : la méthode optimale d'interpolation spatiale, *Inst. d'Ana.e Géog.*, 4P.
- Houghton J., Meira Filho L.G., Callander B.A., Harris N. , Kattenberg A. and MASKELL K. 1996: *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Le Blanc D., Perez R., 2008 : The relationship between rainfall and human density and its implications for future water stress in Sub-saharan Africa, *Ecological Economics* 66, PP319-336
- Letouzey et al., Flore du Cameroun. Documents phytogéographiques No 1 et 2. *Muséum National d'Histoire Naturelle et CNRS*
- Martiny N., Richard Y., Camberlin P., 2005: Interannual persistence effects in vegetation dynamics of semi-arid Africa, *Geophysical Research Letters*, Vol.32, L24403.
- Nicholson S. E., Davenport M. L, Malo, A.R., 1990: A comparison of the vegetation response to rainfall in the sahel and east Africa, using Normalized Difference Vegetation Index from NOAA AVHRR. *Climatic Change*, 17, 209-241
- Prince S.D.E., De colstoun B., Kravitz L.L., 1998 : evidence from rain-use efficiencies does not indicate extensive sahelian desertification, *Global Change Biol.*, 4, 359-374
- Schwinnig S., Sala O.E., 2004: Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems, *oecologica*, 141, 211-220
- Seghieri J., Vescovo A., Padel K., Arjounin M., Boulain N., de Rosnay P., Galle S., Gosset M, Mouctar H., Peugeot C., Timouk F., 2009 : Relationships between climate, soil moisture and phenology of the woody cover in two sites located along the West African latitudinal gradient, *journal of hydrology in press*
- Shinoda M., 1995: seasonal phase lag between rainfall and vegetation activity in tropical Africa as revealed by NOAA satellite data, *Int. Journ. of Clim.* Vol 15, 639-656
- Stefanie M., Hermann, Anyamba A., Tucker C.J., 2005: recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate, *Global env.Changes*, 15, PP. 394-404
- Taylor C.M., Lambin E.F., Stephenne N., Harding, R.J., Essery R.L.H, 2002: The influence if land use change on climate in the sahel, *American Meteor.Soc.*, PP 3615-3629
- Tucker, C. J., Pinzon, J., Brown, M. E., Slayback, D., Pak, E. W., Mahoney, R., et al. (2005): an extended AVHRR-8km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(30), 4485-4498
- Turner, I.M., Tan, H.T.W., Wee, Y.C., Ali Bin Ibrahim, Chew, P.T., Corlett, R.T. 1994: A study of plant species extinction in Singapore: Lessons for the conservation of tropical biodiversity, *Conservation Biology*, vol. 8(3), 705-712
- White F., 1983: The vegetation of Africa, a descriptive memoir to accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa. UNESCO, Natural Resour. Res. 20:1-356

BILAN D'UN SIECLE D'OBSERVATION DES SECHERESSES ET DES TYPES DE CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES ASSOCIEES A RENNES

V. DUBREUIL, O. PLANCHON

*COSTEL LETG UMR 6554 CNRS – FR/IFR CAREN - Université Rennes 2
Place du Recteur H. Le Moal 35043 RENNES CEDEX, France
Vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr, olivier.planchon@univ-rennes2.fr
Tél. : +33 (0) 299 141 838 ; Fax. : +33 (0) 299 141 895*

Résumé. Cette étude vise à montrer la relation entre les données du bilan de l'eau à Rennes (Bretagne, France de l'ouest) et les types de situations atmosphériques observées sur la région. On utilise pour cela dans un premier temps les données homogénéisées de températures, précipitations et insolation disponibles pour la station de Rennes de 1880 à 2004 : le calcul de l'ETP Turc au pas de temps mensuel permet de montrer la variabilité interannuelle du bilan de l'eau. Les types de circulations atmosphériques ont été définis en utilisant la méthode de classification des types de circulations de Hess et Brezowsky. Les types anticycloniques représentent 47% des situations météorologiques avec un record de 71% en 1921. En été les types anticycloniques représentent 49% des situations en moyenne avec 10 années où la fréquence a dépassé 70%. Au total les corrélations entre les déficits annuels et la fréquence des situations anticycloniques sont significatives mais modestes : elles atteignent 0,51 pour l'année, 0,59 pour l'été, 0,46 pour le printemps et seulement 0,44 pour l'automne.

Mots clés : sécheresse, bilan de l'eau, types de circulation, Bretagne

Abstract. Secular observations of droughts and associated weather patterns in Rennes. The aim of this study is to show the relations between the water balance calculated in Rennes (Brittany, western France) and the weather patterns. Homogenized data series of temperature, precipitation and sunshine duration recorded at the weather station of Rennes for the 1880-2004 period were obtained in order to calculate the evapotranspiration according the Turc's formula at a monthly time-scale, and to show the interannual variability of the water balance. The atmospheric circulation patterns were identified using the Hess-Brezowsky classification. The results show that 47% of all circulation types were anticyclonic situations, including 71% of cyclonic situations in 1921. The proportion of anticyclonic situations was 49% in summer, including 10 years with a proportion of above 70%. Significant but small correlations were shown between water deficits and frequency of anticyclonic situations (year: 0.51; summer: 0.59; spring: 0.46; autumn: 0.44).

Key Words: drought, water balance, circulation types, Brittany

La sécheresse est une contrainte climatique sérieuse dans les régions de l'Ouest de la France, où l'agriculture a un poids économique important. Les sécheresses de la dernière décennie du XXème siècle, en particulier, ont mis en évidence la vulnérabilité des économies européennes en cas de déficits en eau (Lloyd-Hughes 2002). En Bretagne, par exemple, les principales activités agricoles (maïs et fourrages) ont été gravement affectées par les sécheresses des années 1989, 1990 et 2003. Des programmes internationaux tels que ARIDE (Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe : Stahl 2001) et WRINCLE (Water Resources: Influence of Climate change in Europe : Kilsby 2001) ont fait ressortir la nécessité d'une meilleure compréhension de la genèse des sécheresses en Europe. Cette contrainte est d'autant plus forte depuis une vingtaine d'années que la demande en eau a considérablement augmenté et que, certaines années (1989, 2003) le déficit en eau a été particulièrement marqué.

La reconstitution de séries historiques homogénéisées de données climatiques permet d'envisager une meilleure approche de la variabilité interannuelle du bilan de l'eau. En outre, la confrontation entre ces données hydriques et les types de configurations atmosphériques devrait permettre de mieux comprendre le lien entre la fréquence des épisodes secs et les situations synoptiques dans le cadre des études sur les changements globaux. Cette étude vise à préciser la relation existant entre les données du bilan de l'eau à Rennes et les types de situations atmosphériques observées sur la région pour la

période commune d'observation, soit 1881-2004. Elle s'inscrit dans le cadre des travaux réalisés au sein des programmes RICLIM (Les risques liés au Climat, GDR 2663 CNRS : http://www.uhb.fr/sc_sociales/riclim/), Fondation MAIF (Dynamique des masses d'air et risques climatiques) et PSDR-Climaster (<http://www.rennes.inra.fr/climaster/>).

1. Reconstitution historique du bilan de l'eau à Rennes

Le calcul du bilan de l'eau suppose de disposer de paramètres climatiques nombreux : températures, précipitations, rayonnement, vent, humidité sont notamment nécessaires pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Penman. De tels paramètres ne sont disponibles que pour un nombre limité de stations et sur des périodes relativement courtes. Pour une étude sur une longue période, il est nécessaire d'avoir recours à une méthode de calcul de l'ETP plus simple mais suffisamment représentative des conditions agro-météorologiques. Notre choix s'est donc porté sur la méthode de Turc qui permet un calcul de l'ETP à partir des seules données de températures et d'insolation. Ces deux types de données (ainsi que les précipitations) présentent l'intérêt d'avoir été déjà testées et homogénéisées sur de longues périodes et, pour les données manquantes (d'insolation notamment) une reconstitution statistique est possible.

Nous avons donc utilisé les données homogénéisées de températures et précipitations disponibles pour la station de Rennes de 1881 à 2004 (Moisselin et al., 2002). Pour l'insolation, la série homogénéisée ne débute qu'en 1923 et nous avons reconstruit la série 1881-1922 à partir de la formule suivante :

Durée mensuelle d'insolation (en heures) = $26.88 \cdot (T_x - T_n) - 963$

Avec T_n : moyenne mensuelle des températures minimales et T_x : moyenne mensuelle des températures maximales. Cette relation a été obtenue en comparant les données d'insolation mesurées pour la période 1961-1990 avec celles estimées, la corrélation entre les deux séries étant très élevée ($R^2 = 0.85$).

Le calcul du bilan de l'eau a ensuite été réalisé en prenant un modèle de réserve utile unique fixée à 125 mm et en appliquant une décroissance logarithmique classique de la réserve utile au cours de la période déficitaire. Le calcul de l'ETP Turc au pas de temps mensuel permet de montrer la variabilité interannuelle du bilan de l'eau ainsi que la fréquence et l'intensité des périodes de déficit hydrique (définies par la différence entre l'ETP et l'ETR). Cet indicateur de sécheresse permet de caractériser non seulement chacun des mois mais aussi les saisons et les années en cumulant les valeurs mensuelles.

La figure 1 montre la chronologie des déficits de 1881 à 2004. La moyenne du déficit annuel s'établit à 178mm avec un maximum de 418mm en 1989 et un minimum de 23mm en 1882. La saison où le déficit est le plus intense est bien sur l'été avec un déficit moyen de 128mm (de 8 mm en 1882 à 272 mm en 1949). Le printemps présente des valeurs légèrement plus faibles (moyenne de 20mm avec un maximum de 105mm en 1893) que l'automne (déficit moyen de 30mm avec un record historique de 136mm en 1921). Pendant cette période, 12 années ont connu un déficit supérieur à 300mm et 4 un déficit estival supérieur à 250mm. On peut différencier les années où le déficit a plutôt été un déficit précoce (printemps-été) comme 1893, 1943 ou 1976, de celles où la sécheresse a été plutôt tardive (été-automne) comme 1959 ou 1985. Certaines années se distinguent plutôt comme des années de sécheresse intense essentiellement estivale (1906, 1949 ou plus récemment 2003) alors que les années particulièrement remarquables comme 1921 ou 1989 sont marquées par une période de déficit à la fois intense et prolongée.

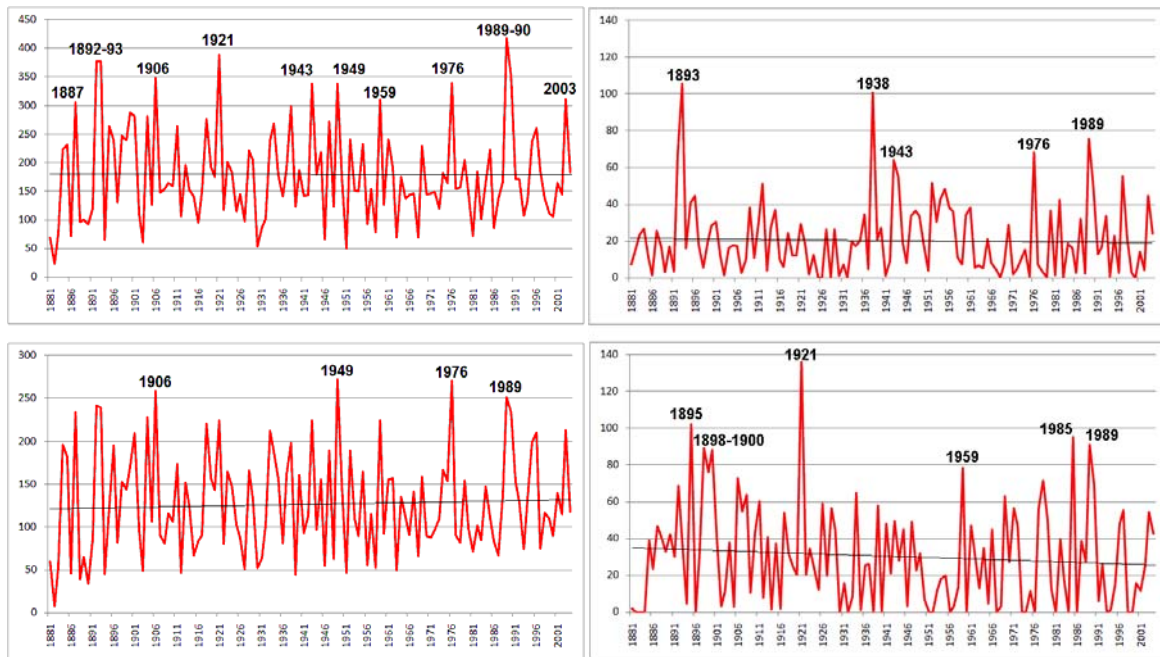


Figure 1 : Déficit d'évaporation annuel et saisonnier ($DE = ETP - ETR$ en millimètres) à Rennes de 1881 à 2004 : cumul annuel en haut à gauche ; cumul printanier (mars, avril, mai) en haut à droite ; cumul estival (juin, juillet, août) en bas à gauche ; cumul automnal (septembre, octobre, novembre) en bas à droite

2. Analyse des types de circulation

On associe généralement les sécheresses dans le nord-ouest de la France à la persistance de zones de haute pression de surface sur l'ouest et / ou l'Europe centrale. Dans ce type de configuration, les perturbations météorologiques sont déviées vers le nord et l'absence ou la rareté de passages pluvieux entraîne un déficit plus ou moins prolongé. Une première étude (Dubreuil, 2004) avait ainsi montré (pour la période 1951-1980) une coïncidence particulièrement nette (plus de trois cas sur quatre) entre conditions anticycloniques et décades sèches pour les mois de juin, septembre et octobre. Au contraire, la présence anticyclonique était proportionnellement moins forte en juillet et en août. Basée sur une définition subjective des types de temps et sur une période réduite, une autre approche a été retenue pour cette étude.

A cette échelle régionale, l'étude statistique de la succession des types de circulations atmosphériques et de son évolution depuis un siècle a été menée en utilisant la méthode de classification des types de circulations de Hess et Brezowsky. Cette méthode est fréquemment utilisée pour caractériser la circulation atmosphérique et sa variabilité sur l'Océan Atlantique Nord et l'Europe: Gerstengarbe et Werner (2005), Kyselý et Huth (2006). Le catalogue des Grosswetterlagen (GWL) quotidiens a été utilisé pour diverses études statistiques (Bárdossy et Caspary 1990 ; Klaus 1993), mais aussi plus spécifiquement sur des recherches portant sur les sécheresses en Europe (Stahl 2001). Cette méthode repose sur la distribution du champ de pression au niveau de la mer et du géopotential à 500 hPa au-dessus de l'Océan Atlantique Nord et de l'Europe, et identifie trois groupes de types de circulations (zonal, mixte et méridien), divisés en 29 sous-types (Grosswetterlagen ou GWL).

La figure 2 montre la fréquence annuelle des types de situations classées comme anticycloniques par la méthode Hess et Brezowsky. Précisément l'ensemble des situations WA, SWA, NWA, HM, BM, NA, HNA, HB, NEA, HFA, HNFA, SEA et SA ont été rassemblées dans un type « anticyclonique » pour construire cette figure. Ces types anticycloniques représentent en moyenne annuelle 47% des situations météorologiques avec un record de 71% en 1921 et un total de 6 années où ce pourcentage a dépassé 60%. En été les types anticycloniques représentent 49% des situations en moyenne avec 10 années où la fréquence a dépassé 70% dont l'année 2003, la seule où le seuil de 80% a été (de peu) dépassé ! La fréquence des situations anticycloniques est légèrement plus faible au printemps (45%) avec seulement 5 années où le seuil de 70% est dépassé. Enfin, l'automne est marqué

par la fréquence la plus élevée (près de 50% en moyenne) avec 9 années où le taux de 70% a été dépassé dont l'année 1908 où la fréquence a dépassé 82% de situations anticycloniques.

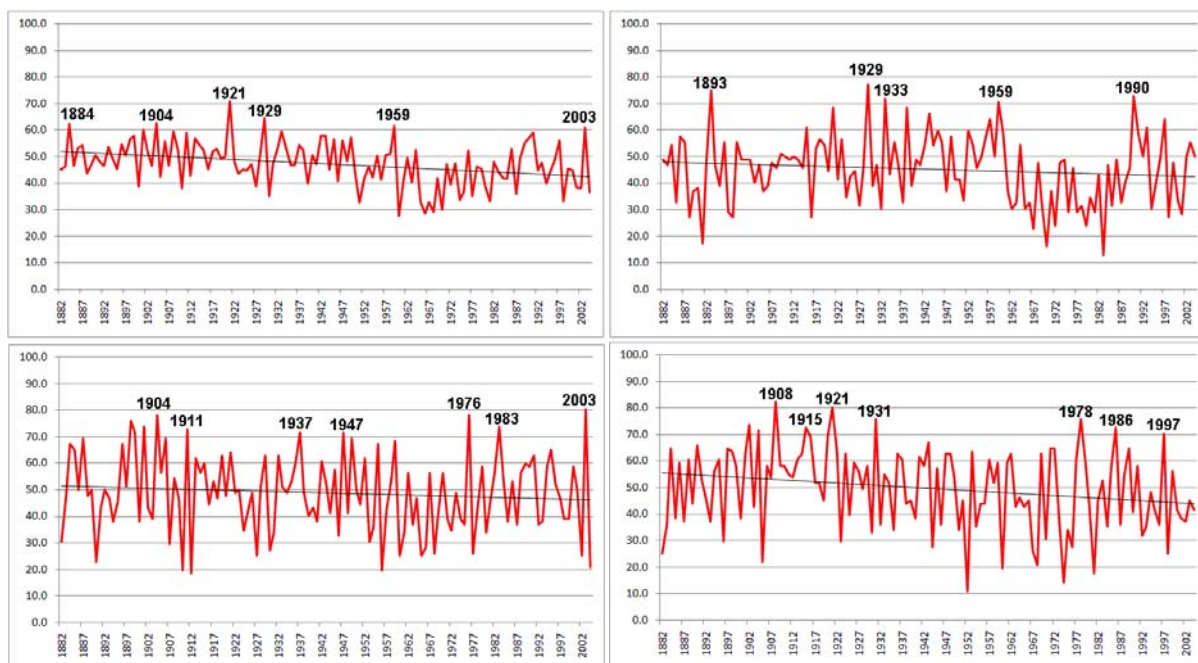


Figure 2 : Fréquence des types de situations anticycloniques (méthode Hess et Brezowsky) de 1882 à 2004 : pourcentage annuel en haut à gauche ; printanier (mars, avril, mai) en haut à droite ; estival (juin, juillet, août) en bas à gauche ; automnal (septembre, octobre, novembre) en bas à droite

3. Années sèches et années anticycloniques : une correspondance partielle

L'analyse individuelle des principales années sèches montre que, globalement, les déficits les plus forts ont coïncidé avec un pourcentage élevé de situations anticycloniques. C'est notamment le cas pour les années et automnes 1921 et 1959, les étés 1976 et 2003, les printemps 1893 ou 1989-1990. Les situations anticycloniques offrent des conditions dynamiques favorables aux temps ensoleillés avec des passages nuageux et des épisodes pluvieux modestes. Ceci est d'autant plus vrai que la localisation des centres d'action anticycloniques favorisent les flux de sud ou d'est sur la région, les faibles pluies s'accompagnant alors de temps chaud et sec favorable à un creusement du déficit hydrique. Il convient également de préciser que, les sécheresses pluri-saisonnières (1921, 1976, 1989) ont été associées à une grande diversité des configurations synoptiques et pas à un seul type de situation anticyclonique.

Cependant certains déficits record ne coïncident pas avec des fréquences très élevées de situations anticycloniques comme les étés 1906 ou 1949. A l'opposé, les étés 1911 ou 1983, fortement anticycloniques apparaissent peu déficitaires. C'est surtout au printemps et en automne que la situation est moins concordante : ainsi les fortes fréquences anticycloniques des printemps 1929 et 1933 ne sont associées qu'à des déficits moyens (moins de 30mm) ; la même remarque vaut pour les automnes 1915 et 1931. Au total les corrélations entre les déficits annuels et la fréquence des situations anticycloniques sont significatives mais modestes : elle atteint 0,51 pour l'année, 0,59 pour l'été, 0,46 pour le printemps et seulement 0,44 pour l'automne.

Bien sur le pas de temps saisonnier retenu ici (pertinent pour le bilan de l'eau) peut masquer une grande diversité de situations synoptiques journalières. Au cours des périodes sèches on note souvent une proportion non négligeable de types de temps perturbés d'ouest ou de sud-ouest : ces situations, même brèves, peuvent apporter des hauteurs d'eau suffisamment importantes pour combler ou masquer le déficit en eau. A l'inverse des périodes prolongées de situations cycloniques peuvent en fait cacher une proportion importante de phénomènes n'apportant qu'une quantité limitée d'eau : la présence de fronts et de traînes peu actifs ne suffisent pas alors à compenser un déficit hydrique préalable.

Enfin, l'étude des tendances entre les deux types de données présente des évolutions contradictoires. Ainsi, les déficits montrent une tendance légère à la diminution pour l'automne, une stabilité au printemps, une légère augmentation pour l'été et un bilan annuel quasiment stable sur plus d'un siècle. L'augmentation du déficit estival souligné par plusieurs études est surtout marquée pour la période récente (1960-2000) et concerne moins les valeurs les plus élevées (qui étaient aussi fréquentes il y a un siècle) que la fréquence des faibles déficits qui tendent à se faire plus rares. Si cette évolution récente du régime hydrique des régions océaniques est liée à une tendance climatique de grande ampleur dépassant le cadre géographique de l'Europe occidentale (comme cela est montré par la plupart des scénarios de changement climatique global : Stahl, 2001 ; IPCC, 2007), ses effets pourraient alors poser de sérieux problèmes sur les espaces voués à l'agriculture intensive.

Cependant la proportion de situations anticycloniques montre en toute saison (comme sur l'ensemble de l'année : -10%) une nette tendance à la baisse ; celle-ci est surtout plus marquée pour l'automne où elle dépasse 10% sur les 120 années d'études. C'est cependant la seule saison où on observe une convergence entre la tendance du déficit et la tendance des situations atmosphériques. Les interprétations peuvent être multiples :

- Tout d'abord, le jeu de données de situations atmosphériques utilisé peut comporter des biais. Dans le cadre du programme COST-733, P. James (2007) a développé une version objective (automatique) de la méthode de Hess et Brezowsky, qui présente notamment l'avantage d'être plus largement utilisable sur l'ensemble de l'Europe et disponible au pas de temps quotidien depuis 1850. Cependant cette dernière classification n'a pas encore pu être utilisée dans cette étude comparative avec les données du bilan de l'eau mais le sera prochainement.
- La méthode Hess-Brezowsky, mise au point en Allemagne et initialement prévue pour l'étude des conditions météorologiques, leur variabilité et leurs impacts sur ce même pays et les pays voisins d'Europe centrale (République Tchèque : Kyselý et Huth, 2006 ; Suisse : Fallot, 2000), est peut être ici aux marges de son domaine de validité. Cette étude sera reprise en utilisant la version objective de P. James, afin d'en vérifier la validité sur l'ouest de la France.
- Ensuite, nous l'avons vu, une situation anticyclonique n'est pas forcément synonyme de déficit hydrique important. Ce qui est vrai à l'échelle d'une année l'est vraisemblablement à l'échelle séculaire et permet de ne pas lier automatiquement les deux phénomènes, surtout lorsque les tendances sont peu marquées. Développée au pas de temps quotidien, la méthode Hess-Brezowsky est efficace pour des études d'événements météorologiques observés et enregistrés au même pas de temps, par exemple les événements pluvieux (Corgne *et al.*, 2007) ou de gel (Quénol *et al.*, 2009), ou encore l'enneigement (Wahl *et al.*, 2009). L'application de la méthode objective de P. James devrait permettre de vérifier si la mauvaise adéquation des pas de temps est une des causes des corrélations faiblement significatives entre les situations anticycloniques et les déficits hydriques mesurés à Rennes.

Conclusion

L'étude des longues séries de données du bilan de l'eau à Rennes couplée à celle des types de circulations atmosphériques sur l'Europe montre la complexité de l'explication des intensités et des fréquences des sécheresses dans la France océanique. Certes, les sécheresses, comme les crues hivernales récentes, s'inscrivent, depuis le milieu des années 70, dans une tendance à l'accentuation du contraste pluviométrique saisonnier, liée à une augmentation des précipitations hivernales et une diminution des pluies d'été observée dans l'ouest de la France (Dubreuil *et al.*, 1998) comme dans les îles Britanniques (Mayes, 1996 ; Kiely, 1999). Durant la période 1961-2003 notamment, les sécheresses sont devenues plus fréquentes en été. Mais le lien entre fréquence des situations anticycloniques saisonnières et ampleur du déficit hydrique mesuré est loin d'être aussi simple et nécessite des études complémentaires sur d'autres stations (plus intérieures) et d'autres pas de temps (mois, décades).

Bibliographie:

- Bardossy, A., Caspary, H.J. 1990: Detection of climate change in Europe by analysing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and Applied Climatology*, **42**, 155-167
- Corgne, S., Quénot, H., Planchon, O., and Corpetti, T. 2007: Climate impact on the winter land use and land cover management in Brittany. In Dobesch, H., Dumolard, P. and Dyras, I.: *Spatial Interpolation for Climate Data, The use of GIS in climatology and meteorology*, chap. 18. ISTE Ltd, London (UK), 227-241
- Dubreuil, V., Mounier, J., Lejeune, C., 1998: L'accentuation récente du déficit estival dans la France océanique. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **11**, 151-157
- Dubreuil, V., 2005 : Un risque climatique à géographie variable : la sécheresse dans la France de l'ouest. In *Les risques climatiques*, sous la direction de D.Lamarre, Belin-Sup, GDR RICLIM, 147-173
- Fallot, J.M., 2000: Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20^e siècle. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 100-109
- Gerstengarbe, F.W., Werner, P.C., 2005: *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2004)*. PIK Report, **100**, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, 153 p.
- IPCC, 2007: *Climate change 2007. The physical science basis*. Cambridge University Press, 996 p.
- Hess, P., Brezowsky, H., 1952: *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, **33**, 39 p.
- James, P.M., 2007. An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **88**, 17-42
- Kiely, G., 1999: Climate change in Ireland from precipitation and streamflow observations. *Advances in Water Resources*, **23**, 141-151
- Kilsby, CG. (editor), 2001: *Water Resources: Influence of Climate change in Europe ENV4-CT97-0452*. Water Resource Systems Research Laboratory, University of Newcastle, Newcastle-Upon-Tyne, UK, 96 pp.
- Klaus, D., 1993: Zirkulations- und Persistenzänderungen des Europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Grosswetterlagenstatistik. *Erdkunde*, **47**, 85-104
- Kysely, J., Huth, R., 2006: Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theoretical and Applied Climatology*, **85**, 19-36
- Lecerf, R., Planchon, O., Dubreuil, V., Hubert-Moy, L., 2008 : Impact de la variabilité climatique sur la dynamique de la végétation par télédétection moyenne résolution à l'échelle régionale : le cas de la Bretagne. *XXI^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Montpellier, septembre 2008, p.385-390
- Lloyd-Hughes, B., 2002: *The long-range predictability of European drought*. Doctoral thesis, University of London, 203p.
- Mayes, J., 1996: Spatial and temporal fluctuations of monthly rainfall in the British Isles and variations in the mid-latitude westerly circulation. *International Journal of Climatology*, **16**, 585-596.
- Moisselin, J.M., Schneider, M., Canellas, C., Mestre, O., 2002 : Changements Climatiques en France au 20^{ème} siècle. Étude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures. *La Météorologie*, **38**, 45-56
- Planchon, O., Dubreuil, V., Bernard, V., Blain, S., 2008: Contribution of tree-ring analysis to the study of droughts in northwestern France (XIX-XXth century). *Climate of the past Discussion*. **4**, 249-270
- Quénot, H., Planchon, O., Wahl, L., 2009: Méthodes d'identification des climats viticoles. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **51**, 127-137
- Stahl, K., 2001: *Hydrological drought: A study across Europe*. Doctoral thesis, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, 122p.
- Wahl, L., Planchon, O., David, P.M., 2009: Characteristics and seasonal evolution of firns and snow cornices in the High Vosges mountains (eastern France). *Erdkunde*, sous presse

LES TEMPERATURES DANS LES ALPES DU NORD : INFLUENCE DE L'ALTITUDE ET EVOLUTION DEPUIS 1960

D. DUMAS¹, SANDRA ROME¹

¹ Université Joseph Fourier - Institut de Géographie Alpine

Laboratoire PACTE-Territoires (UMR 5194 CNRS/IEP/UJF/UPMF)

14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble - France

Tél. : +33(0)4 76 82 20 66 ; Fax : +33(0)4 76 82 20 01 ; Email : dominique.dumas@ujf-grenoble.fr

Résumé : Caractériser de manière synthétique les températures mesurées en milieu de montagne, n'est pas simple, car les effets locaux, liés à la topographie et l'exposition, viennent perturber la répartition des températures. Localement, ces effets accentuent ou, à l'inverse, affaiblissent, les contrastes thermiques sur des lieux proches. Aussi, afin de cerner l'évolution des températures minimales et maximales dans les Alpes du nord françaises, cette étude utilise deux indicateurs thermiques régionaux calculés, de 1960 à 2007, à partir d'une centaine de postes de mesure : un gradient thermique et une température réduite au niveau de la mer. Le premier permet de suivre l'évolution des températures avec l'altitude. Il montre notamment que les modifications des températures, depuis près de 50 ans, se sont bien opérées sur l'ensemble des tranches altitudinales. Le second indicateur permet d'évaluer les températures moyennes sur l'ensemble des Alpes du Nord, et d'approcher un peu mieux les changements climatiques opérés depuis 1960. Si la hausse des températures annuelles est incontestable, elle demeure cependant à nuancer à l'échelle mensuelle. En effet, si l'analyse de la variabilité thermique saisonnière révèle bien une hausse significative au printemps et en été, en revanche, celle-ci est nettement moins significative en automne et en hiver.

Mots-clés : Alpes, températures, gradients, tendances, signification statistique

Abstract. Temperatures in northern Alps: Altitudinal influence and evolution since 1960. Because of the numerous complexities involved in measuring temperatures in mountain environments such as exposition, topography, wind, and other highly localized factors, a global synthesis of such a campaign is not a simple matter. Locally, such variables could accentuate or, inversely, efface thermal contrasts between points of measure. Furthermore, in order to track the evolution of maximum and minimum temperatures in the northern French Alps, this study uses two calculated regional indicators, from 1960 and 2007, taken from about 100 points of measure: a gradient, and a reduced temperature value at sea level. The former allows us to document the evolution of temperature in function of altitude. Notably, it shows that temperature modifications have indeed taken place, for almost 50 years, across the ensemble of altitudes. The second indicator allows us to evaluate the average temperatures over the ensemble of the northern Alps, and to better understand the climatic changes that have taken place since 1960. The overall rise in temperatures may be incontestable on an annual scale, but the phenomenon remains to be refined on a monthly scale. Analysis of seasonal variability indeed shows a significant rise in spring and summer. However, it is much less so in autumn and winter, where the variations are much less significant.

Key words : Alps, temperature, gradient, trends, statistical signification

Introduction

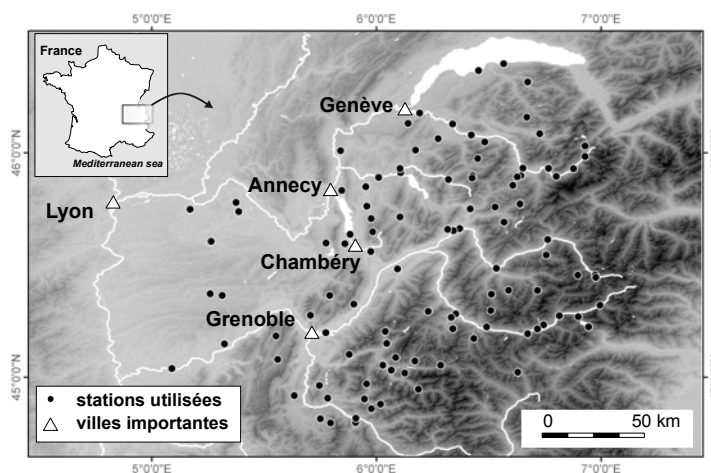
La connaissance des températures en milieu montagnard reste toujours délicate à appréhender. Les études existantes sur les températures montrent bien la complexité de la relation entre la température et le relief (Harding, 1978 ; Douguédroit et Saintignon, 1984 ; Paul, 1997 ; Beniston *et al.*, 1997 ; Böhm *et al.*, 2001 ; Beniston, 2006). Des facteurs locaux, liés notamment à la topographie, viennent brouiller une lecture synthétique conduite à une large échelle. Des vallées très proches les unes des autres peuvent, par exemple, montrer des évolutions climatiques intra-annuelles, ou interannuelles, extrêmement différentes. En région montagneuse de nombreux facteurs peuvent expliquer les observations de température relevées par les stations météorologiques : altitude, orientation, forme de la vallée, position en fond de vallée ou sur le versant. Néanmoins de tous ces paramètres, l'altitude de la mesure reste le principal facteur avec lequel les températures ont une relation très forte, et tout particulièrement au pas de temps mensuel ou annuel. Ainsi, à partir de l'altitude d'une centaine de postes de mesure, il est possible de cerner précisément l'évolution interannuelle des températures sur l'ensemble des Alpes du Nord. Depuis 1960, les modifications des températures sur cet espace alpin

sont décrites à partir de deux indicateurs régionaux ; un gradient thermique et une température réduite au niveau de la mer. Le calcul des températures réduites permet de suivre d'une manière synthétique l'évolution temporelle des températures sur l'ensemble des Alpes du Nord, et l'estimation des gradients thermiques de saisir le comportement des températures avec l'altitude.

1. Données et méthodologie

L'étude est conduite sur les Alpes du nord à partir de données météorologiques relevées dans les départements de l'Isère, la Savoie et la Haute-Savoie (figure 1). Le réseau d'observations a été complété par quatre postes placés en altitude dans les Hautes-Alpes. Sans couvrir la totalité des Alpes françaises, afin de se placer dans une zone relativement homogène sur un plan climatique (Saintignon, 1976 ; Douguédroit et Saintignon, 1981 et 1984 ; Paul, 1997 ; Dumas et Antunes, 2004), l'espace étudié reste cependant suffisamment étendu pour intégrer une variété de situations topographiques (fonds de vallée, versant, zone sommitale). Sur ce secteur des Alpes du nord, plus de 150 postes de mesure Météo France ont été repérés dans un premier temps. Puis, différents critères ont amené à réduire ce jeu de stations : dérives multiples des chroniques, période de mesure inférieure à 8 ans, lacunes trop importantes. Au total, 92 stations ont été retenues. Les postes sélectionnés se caractérisent par des altitudes, des expositions et des contextes topographiques extrêmement variés. Les altitudes sont comprises entre 134 m (Sablons) et 2800 m pour la station la plus haute (St-Martin-de-Belleville), mais 95 % des stations sont situées au-dessous de 2000 m d'altitude, et 15% seulement se placent dans la tranche altitudinale 1500-2000 m.

Figure 1. Position des 92 stations Météo-France utilisées dans cette étude (carte établie avec l'aide de R. Lhotellier).



Afin de construire des indicateurs mensuels sur un jeu de données homogènes, les lacunes ont été comblées. L'homogénéité des séries a été ensuite vérifiée au pas de temps mensuel en utilisant la méthode du cumul des résidus (Bois, 1971 ; Buishand, 1984 ; Hubert *et al.*, 1989 ; Antunes, 2002 ; Didelot, 2004). Au préalable, la détection d'une dérive éventuelle a été améliorée en désaisonnant les températures (Ladiray et Quenneville, 2001). Pour ce faire, les données mensuelles ont été standardisées, c'est-à-dire centrées par rapport à la moyenne puis réduites par l'écart type. Ce travail de contrôle a permis de détecter l'hétérogénéité de plusieurs séries puis de les corriger. Il faut noter que l'impact de cette correction sur les résultats finaux reste relativement modeste dans la mesure où, d'une part, les séries les plus hétérogènes ont été écartées de cette étude, et d'autre part, le nombre élevé de points de mesure limite notablement l'influence éventuelle de stations atypiques sur les résultats.

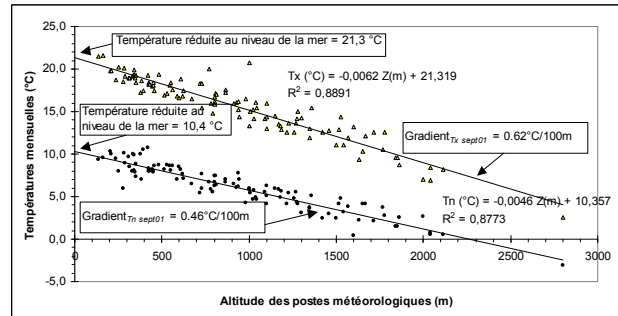
1.1. Calcul de deux indicateurs régionaux représentatifs

Pour chacun des mois couvrant la période 1960-2007, à partir des températures minimales (T_n), maximales (T_x) et moyennes (T_g), une température réduite au niveau de la mer, ainsi qu'un gradient de décroissance de la température, ont été systématiquement calculés à partir de modèles linéaires (figure 2). Certes, ces estimations mensuelles, calculées exclusivement à partir de l'altitude des stations, pourraient être affinées par la prise en compte complémentaire de différents critères

topographiques, intégrés par exemple dans un modèle de régression linéaire multiple, ce qui engendrerait inévitablement une variance résiduelle plus faible des résidus. Cependant, une étude dissociant les sites et situations topographiques ne pourrait dès lors permettre une synthèse des évolutions climatiques dans les Alpes du nord à partir de deux uniques paramètres.

Par ailleurs, ces deux indicateurs issus d'une régression linéaire restent pertinents sous réserve que la relation soit vérifiée puis validée par des tests statistiques. Dans le cadre de cette étude, les modèles de régression linéaire, établis entre les altitudes et les températures moyennes mensuelles ont été systématiquement vérifiés à l'aide de quatre tests ; deux portent sur la part de la variance expliquée (test de Bravais-Pearson et de Fisher-Snédecor) et deux autres sur les coefficients de la droite (tests de Student sur l'origine et sur la pente). Pour tous ces tests, un seuil de significativité à 1% a été fixé.

Figure 2. Décroissance de la température (Tn et Tx) en fonction de l'altitude ; exemple du mois de septembre 2001 (données Météo France).



1.2. Evolution et estimation des tendances sur la période 1960-2007

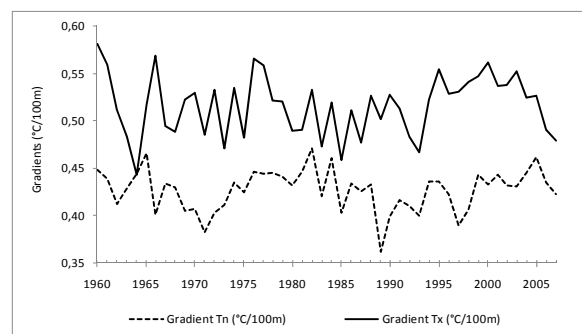
Sur près de 50 ans et sur l'ensemble des Alpes du Nord, les évolutions interannuelles des gradients, et des températures sont examinées. Afin de déceler sur ces deux indicateurs, une éventuelle tendance statistiquement significative, trois tests ont été utilisés (Sneyers, 1975 ; Vialar, 1978 ; Kundzewicz et Robson, 2000 ; Yue *et al.*, 2002 ; Kundzewicz *et al.*, 2005) ; deux tests non paramétriques (Mann-Kendall et Spearman), et un test paramétrique (test de Student sur la pente).

La comparaison de plusieurs tests appliqués à des séries hydrologiques et climatiques montre souvent l'intérêt et la « bonne puissance » du test de Mann-Kendall (Gerstengarbe et Werner, 1999 ; Yue *et al.*, 2002 ; Kundzewicz *et al.*, 2005). Ce test s'avère généralement plus robuste que le test de Student, voire de Spearman, car moins sensible à des valeurs aberrantes. Néanmoins dans de nombreuses études, les tendances sont validées exclusivement à partir du test de Student (Easterling *et al.*, 1997) ou de Spearman (Moisselin *et al.*, 2002) et souvent avec un seuil de probabilité à 5%. Dans le cadre de cette étude, afin de valider statistiquement des tendances éventuelles, il semblait donc intéressant d'utiliser simultanément ces trois tests à un niveau de probabilité fixé à 1% (tendance hautement significative) et à 5% (tendance significative).

2. Résultats : évolutions et tendances depuis 1960

Respectivement pour les Tn et les Tx, Les gradients annuels moyens oscillent entre 0,37 à 0,47°C/100m, et entre 0,44 à 0,58°C/100m (figure 3). Ces valeurs montrent que « l'effet de la montagne » sur les températures, c'est-à-dire une différence thermique plus marquée entre les plaines et les hauts sommets, s'exprime d'avantage sur les températures maximales.

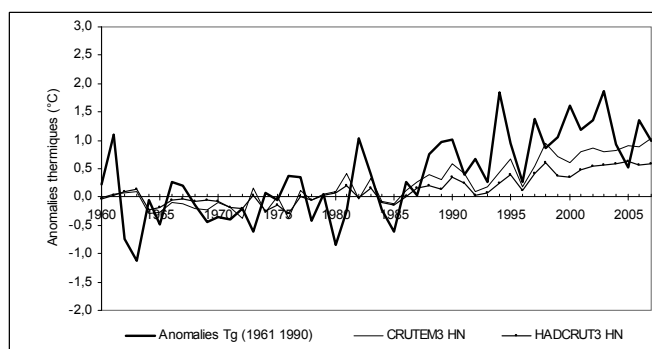
Figure 3. Evolution depuis 1960 des gradients annuels des températures minimales et maximales dans les Alpes du Nord.



Par ailleurs, les gradients moyens mensuels (pour les Tn, Tx et Tg), ou les gradients moyens annuels présentent tous une forte variabilité interannuelle (figure 3). Depuis 1960, cette variabilité interannuelle élevée ne masque pas une évolution significative de ces décroissances thermiques. Les tendances calculées ne sont jamais significatives, que ce soit au pas de temps annuel ou mensuel (tableau 1 : les valeurs des gradients annuels sont uniquement mentionnées). La relative stabilité, depuis 1960, de ces gradients montre clairement qu'en zone de montagne les modifications climatiques récentes ne sont pas plus marquées dans les zones basses que dans les secteurs élevés. Les modifications des températures semblent donc concerner, sans distinction altitudinale, l'ensemble des Alpes du Nord.

En revanche, cette stabilité interannuelle des gradients ne s'observe pas sur les températures réduites au niveau de la mer. En effet, une hausse significative des températures, voire hautement significative, s'est progressivement opérée depuis 1960 (tableau 1). Entre 1960 et 2007, la hausse moyenne des températures annuelles est de 1,6°C pour les températures minimales (tendance équivalente de 3,4°C sur 100 ans), et de 1,9°C pour les températures maximales (tendance de 3,9°C sur 100 ans). Cette évolution des températures annuelles concorde avec celle calculée sur l'ensemble de l'hémisphère Nord (figure 4). La hausse des anomalies des températures moyennes annuelles, calculées dans les Alpes du Nord, dépasse cependant, dans un rapport de presque 2 (tableau 1), les hausses observées sur l'ensemble de l'hémisphère nord (données Hadley Centre of the UK Meteo Office : HADCRUT3), ou sur les régions continentales de l'hémisphère nord (données Hadley Centre of the UK Meteo Office : CRUTEM3). La remontée des températures annuelles (Tn, Tg et Tx) dans les Alpes du Nord, depuis cinquante ans, semble difficilement discutable. Les tendances calculées sont d'ailleurs validées par les 3 tests utilisés (tableau 1). A l'échelle mensuelle, ce constat reste cependant à nuancer. L'accroissement des températures ne s'exprime pas alors avec la même régularité, voire avec la même intensité selon les mois étudiés. De surcroît, sur certains mois de l'année, les températures mensuelles ne montrent pas une hausse indubitable et significative depuis ces cinquante dernières années (tableau 1).

Figure 4. Evolution des anomalies thermiques annuelles (période de référence : 1961-1990) sur les Alpes du nord, sur l'ensemble des continents de l'hémisphère nord (CRUTEM3), et sur la totalité de l'hémisphère nord (HADCRUT3). Pour CRUTEM3 et HADCRUT3, données Hadley Centre of the UK Meteo Office ; Jones et al., 1999 ; Rayner et al., 2003 ; Brohan et al., 2006, Rayner et al., 2006.



Sur la période allant du printemps à l'été, et même si le test de Mann-Kendall s'avère toujours plus sévère que les deux autres, les résultats des trois tests convergent assez bien. La hausse des températures moyennes mensuelles est avérée statistiquement en mars, de mai à août, et en décembre. En revanche, sur les autres mois de l'année, et ce, malgré des tendances calculées positives, ces modifications ne peuvent être totalement confirmées et validées statistiquement. Sur ces mois, et particulièrement en automne, la hausse estimée des températures reste alors à prendre avec une grande circonspection.

Les tendances annuelles estimées précédemment, et toutes hautement significatives, intègrent cependant la somme des tendances mensuelles. Elles vérifient ainsi la relation suivante (équation 1) :

$$Tendance_{annuelle} = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{i=12} Tendance_{mensuelle_i} \quad (\text{équation 1})$$

Par conséquent, sur la période étudiée, il serait sans doute nécessaire de réévaluer l'intensité des hausses des températures annuelles. En effet, elles sont établies en intégrant des tendances mensuelles qui ne sont pas toujours avérées sur un plan statistique. Pour les températures moyennes (Tg), par exemple, il est possible que l'élévation des températures, estimée à 3.6°C sur 100 ans, soit plus

marquée. En ne retenant que les mois où la tendance est significative avec le test de Mann-Kendall (tableau 1), soit 6 mois sur 12, la hausse recalculée des températures moyennes serait alors de 4.9°C sur 100 ans. Dans les Alpes, l'élévation de la température moyenne serait supérieure à celle observée sur l'ensemble des continents de l'hémisphère nord.

	Moyenne	Tendance estimée (°C/100 ans)	Hausse moyenne entre 1960-2007	Mann-Kendall u(t) u(α)	t de Student t t α	Spearman ρ(t) ρ(α)
Gradients annuels (en °C/100m)						
Gradient Tx	0,52	0,015	0,007	0,78 <i>no trend</i>	0,45 <i>no trend</i>	1,95 <i>no trend</i>
Gradient Tn	0,43	0,000	0,000	-0,05 <i>no trend</i>	0,02 <i>no trend</i>	0,65 <i>no trend</i>
Gradient Tg	0,47	0,008	0,004	0,44 <i>no trend</i>	0,34 <i>no trend</i>	1,49 <i>no trend</i>
Températures annuelles (en °C)						
Tn	7,3	3,4	1,6	5,33 <i>à 1%</i>	6,94 <i>à 1%</i>	5,27 <i>à 1%</i>
Tx	17,8	3,9	1,9	4,21 <i>à 1%</i>	5,19 <i>à 1%</i>	4,34 <i>à 1%</i>
Tg	12,5	3,6	1,7	5,05 <i>à 1%</i>	6,57 <i>à 1%</i>	4,96 <i>à 1%</i>
HADCRUT3	0,13	1,5	0,7	6,01 <i>à 1%</i>	9,61 <i>à 1%</i>	5,42 <i>à 1%</i>
CRUTEM3	0,23	2,4	1,2	6,54 <i>à 1%</i>	10,89 <i>à 1%</i>	5,74 <i>à 1%</i>
Températures moyennes mensuelles (Tg en °C)						
janvier	2,9	4,6	2,2	1,96 <i>no trend</i>	2,16 <i>à 5%</i>	3,11 <i>à 1%</i>
février	5,2	1,8	0,9	0,66 <i>no trend</i>	0,76 <i>no trend</i>	2,24 <i>à 5%</i>
mars	8,8	5,7	2,7	2,92 <i>à 1%</i>	3,27 <i>à 1%</i>	3,64 <i>à 1%</i>
avril	12,2	3,1	1,5	1,92 <i>no trend</i>	2,06 <i>à 5%</i>	2,15 <i>à 5%</i>
mai	16,4	5,2	2,5	3,02 <i>à 1%</i>	3,56 <i>à 1%</i>	3,96 <i>à 1%</i>
juin	19,8	4,8	2,3	2,99 <i>à 1%</i>	3,19 <i>à 1%</i>	2,85 <i>à 1%</i>
juillet	22,0	4,2	2,0	2,56 <i>à 1%</i>	2,82 <i>à 1%</i>	3,11 <i>à 1%</i>
août	21,4	4,6	2,2	2,97 <i>à 1%</i>	3,19 <i>à 1%</i>	4,30 <i>à 1%</i>
septembre	17,8	1,6	0,8	1,35 <i>no trend</i>	1,07 <i>no trend</i>	2,00 <i>à 5%</i>
octobre	13,2	3,3	1,6	1,94 <i>no trend</i>	1,98 <i>no trend</i>	2,81 <i>à 1%</i>
novembre	7,3	0,2	0,1	0,12 <i>no trend</i>	0,10 <i>no trend</i>	1,30 <i>no trend</i>
décembre	3,6	4,6	2,2	2,31 <i>à 5%</i>	2,59 <i>à 5%</i>	3,56 <i>à 1%</i>

Tableau 1. Hausse moyenne des gradients et des températures entre 1960-2007, et validations statistiques des tendances annuelles et mensuelles calculées. (en gras : les tendances significatives ou hautement significatives, avec le test de Mann-Kendall)

Conclusion

Les évolutions interannuelles des gradients et des températures dans les Alpes du Nord sont donc contrastées. Les gradients annuels et mensuels présentent une forte variabilité interannuelle, mais ne laissent pas apparaître une évolution significative depuis 1960. En revanche, la hausse des températures annuelles (Tn, Tg et Tx) est sur un plan statistique hautement significative. L'élévation des températures dans les Alpes du Nord serait même plus forte que celle observée à l'échelle de l'hémisphère nord continental. Cependant, cette estimation de la hausse annuelle des températures est issue d'une contribution indirecte de l'ensemble des tendances mensuelles. Or, sur certains mois de l'année, l'élévation des températures n'est pas toujours avérée statistiquement. En ne prenant en compte que les tendances mensuelles significatives, la hausse des températures moyennes annuelles dans les Alpes du Nord serait alors plus forte à celle observée sur l'ensemble des continents de l'hémisphère nord.

Bibliographie

- Antunes C., 2002 : *Les variations spatio-temporelles des températures minimales dans les Alpes du Nord*. Institut de Géographie Alpine, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, mémoire de maîtrise, 82 p.
- Beniston M., 2006: Mountain weather and climate : a general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia*, **562**, 3-16.
- Beniston M., Diaz H.F., Bradley R.S., 1997: Climatic change at high elevation sites : an overview. *Climatic Change*, **36**, 233-251.
- Böhm, R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schöner W., 2001: Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998 from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology*, **21**, 1779-1801.
- Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Harris, S.F.B. Tett, Jones P.D., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research Letters*, **31**, 1029-1032.

- Bois P., 1971: Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. *Publication du Laboratoire de Mécanique des Fluides. Section hydrologie. Univ. de Grenoble*. 53 pages.
- Buishand T.A., 1984: Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *Journal of Hydrology*, vol. **58**, 51-69.
- Didelot A., 2004: *Evolution spatio-temporelle des températures maximales moyennes dans les Alpes du Nord depuis 1960*. Institut de Géographie Alpine, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, mémoire de maîtrise, 101 p.
- Douguédroit A., Saintignon (de) M.F., 1981 : Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes françaises du Sud et en Provence (séries 1959-1978). *in Eaux et Climats. Mélanges offerts à Ch. P. Péguy, Grenoble E.R.30*, 179-194.
- Douguédroit A., Saintignon (de) M.-F., 1984 : Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Rev. de Géogr. Alpine*, LXXII, 225-240.
- Dumas D., Antunes C., 2003 : Evolution des températures minimales dans les Alpes du Nord depuis 1960. *Association Internationale de Climatologie*, vol. **15**, 413-420.
- Easterling D.R., Horton B., Jones Ph.D., Peterson T.C., Karl T.R., Parker D.E., Salinger M.J., Razuvayev V., Plummer N., Jamason P., Folland C.K., 1997: Maximum and Minimum Temperature Trends for the Globe. *Science*, volume **277**(5324), 364-367.
- Gerstengarbe F.W., Werner P.C., 1999: Estimation of the beginning and end of recurrent events within a climate regime. *Climate Research*, vol. **11**, 97-107.
- Harding R.J., 1978: The variation of the altitudinal gradient of temperature within the British Isles. *Geografiska Annaler*, **60 A**, 1-2, 43-49.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989 : Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, vol. **110**, 349-367.
- Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G., 1999: Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Reviews of Geophysics* **37**, 173-199.
- Kundzewicz Z. W., Robson A., 2000: Detecting trends and other changes in hydrological data. World Climate Programme–Water, WCDMP-45, WMO/TD–No. 1013, OMM, Genève, 157 p.
- Kundzewicz Z.W., Graczyk D., Maurer T., Przymusińska I., Radziejewski M., Svensson C., Szwed M., 2005: Trend detection in river flow time-series: 1. annual maximum flow. *Hydrol. Sci. J.*, **50**(5), 797-810.
- Ladiray D., Quenneville B., 2001: Seasonal adjustment with the X-11 Method, *Springer-Verlag*, Statistics n°158, 256 p.
- Moisselin J.M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XXe siècle. *La Météorologie*, 8^{ème} série, n°38, 45-56.
- Paul P., 1997 : Topoclimat dans le domaine tempéré semi-océanique. *in Le Climat, l'Eau et les Hommes sous dir. V. Dubreuil et J.-P. Marchand. Ed. Presses Univ. Rennes*, 197-226.
- Rayner N.A., P. Brohan D.E. Parker, C.K. Folland J.J., Kennedy M., Vanicek, T., Ansell, Tett S.F.B. 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Climate*, **19**, 446-469.
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A., 2003: Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. *J. Geophysical Research*, **108**, 4407.
- Saintignon (de) M.F., 1976 : Décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Nord. *Rev. de Géo. Alpine*, LXIV, 4, 483-494.
- Sneyers R., 1975 : Sur l'analyse statistique des séries d'observations. Note technique n°143 de l'Organisation Météorologique Mondiale, Genève, 192 p.
- Vialar J., 1978 : Calcul des probabilités et statistiques. Secrétariat d'Etat auprès du Ministre de l'équipement, Direction de la Météorologie, Tome IV Statistique : étude des séries chronologiques, Paris, 128 p.
- Yue S., Pilon P., Cavadias G., 2002 : Power of Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, **259**, 254-271.

LES SITUATIONS ATMOSPHERIQUES STABLES, UN TYPE PARTICULIER D'EXTREMES CLIMATIQUES : CAS DES SURCONCENTRATIONS D'OZONE A TUNIS

T. EL MELKI

Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, Université La Manouba (Tunisie)

U.R. Bi.C.A.D.E : Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Érosive. tmelki2004@yahoo.fr

Résumé : Deux types de facteurs déterminent les niveaux de la pollution atmosphérique d'un lieu à un temps donné : des facteurs structurels tels la localisation géographique, la topographie et la nature des installations et des activités humaines ; et des facteurs conjoncturels liés aux conditions météorologiques ambiantes aux cours d'une période donnée. Les facteurs structurels, variant très peu dans le temps, déterminent les états moyens de la qualité de l'air dans ce lieu aux différentes échelles temporelles. Les facteurs météorologiques déterminent les variations temporelles observées par rapport à cet état moyen. Les cas extrêmes de la pollution atmosphérique représentent un risque sanitaire majeur pour les populations concernées. Dans ce sens, les conditions météorologiques qui les déterminent représentent un type particulier d'extrêmes climatiques. Ce travail propose de présenter le cas des surconcentrations d'ozone dans la ville de Tunis.

Mots-clés : Tunis, ozone, surconcentrations, extrêmes climatiques

Abstract : Stable atmospheric situations, a particular type of climatic extremes: case of the ozone over-concentrations in Tunis. Two types of factors determine the atmospheric pollution levels in a place and at a given time period: structural factors as the geographical localization, the topography and the nature of the human infrastructures and activities; and the envioning weather conditions which define the second type of factors. The structural factors, varying very few in time, determine the average states of the atmospheric pollution on various temporal scales. The envioning weather conditions determine the temporal variations with reference to the average states. The over-polluted situations represent a serious health risk for the populations in the considered areas. In this meaning, the weather conditions which determine them represent a particular kind of climatic extremes. This paper expects to present the case of over-concentrated ozone pollution levels in Tunis.

Keywords : Tunis, ozone, over-concentrated levels, climatic extremes.

Introduction

En relation avec les multiples effets attribués au réchauffement global, un intérêt particulier est porté aux extrêmes climatiques. L'accent est mis sur toute la gamme des phénomènes atmosphériques excessifs (canicules, coups de froid, tempêtes de neige, inondations, vents forts...) qui peuvent engendrer des risques. Ces phénomènes, hormis les épisodes caniculaires, accompagnent des aérologies violentes : vents forts, gradients barométriques horizontaux élevés et instabilités verticales fortes. Cependant, en matière de qualité de l'air, certaines circonstances atmosphériques, caractérisées par des aérologies stables et très peu ventées, sont également néfastes. Les situations anticycloniques, les marais barométriques et les inversions thermiques favorisent la formation des surconcentrations polluées qui dépassent parfois les limites de la tolérance physiologique. La population citadine des grandes agglomérations urbaines est exposée à ce risque. De telles conditions provoquent parfois dans la ville de Tunis des surconcentrations de polluants primaires et/ou photochimiques. Le premier type de surconcentrations touche les quartiers de centre-ville et les zones industrielles. Le second type représente l'apanage des banlieues résidentielles. L'accent est porté dans ce papier à la formation des surconcentrations d'O₃ dans La Manouba, banlieue nord-ouest de la ville de Tunis.

1. Cadre de l'étude et problématique

Les concentrations polluées sont déterminées par deux types de facteurs : des facteurs structurels liés à la localisation géographique, à la topographie et à la nature des installations et activités humaines ; et des facteurs conjoncturels liés aux conditions météorologiques ambiantes aux cours d'une période donnée. Au premier plan, l'agglomération tunisoise représente un espace urbain assez

original (fig. 1). Son étranglement entre trois plans d'eau (Lac de Tunis, sabkhet Es-Sijoumi et sabkhet Ariana) lui a imposé un grand étirement spatial qui s'effectue sur une trentaine de kilomètres. La ville se situe dans une topographie très vallonnée et elle est bordée par un amphithéâtre de petits "Jbels" (petites montagnes ou grandes collines). Cet amphithéâtre réduit la ventilation de la ville et favorise la stagnation de l'air (et l'accumulation des polluants) dans les bas-fonds. Dans cet espace très hétérogène, la micro circulation atmosphérique joue un rôle prépondérant dans la circulation des polluants.

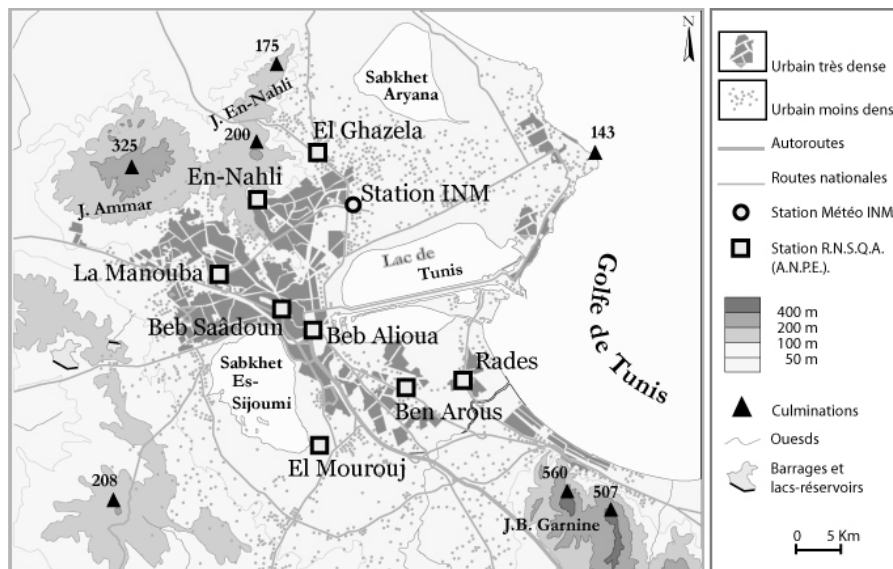


Figure 1. Localisation de la ville de Tunis, des stations du « Réseau National de la Surveillance de la Qualité de l'Air » : R.N.S.Q.A. contrôlé par l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement : A.N.P.E et station météo (INM) de Tunisie Carthage (Source de l'image : Google Earth).

Au second plan, Tunis connaît une grande concentration d'activités industrielles et un trafic automobile important (40% du parc automobile national est possédé par des tunisois) responsables d'une forte pollution primaire. Le rayonnement solaire abondant et la stabilité atmosphérique [haute fréquence des situations anticycloniques (L. Henia, 1998) et des inversions thermiques (T. El Melki, 2007)] spécifiques aux régions méditerranéennes même en hiver, sont autant de facteurs propices à la photogénèse de l'ozone. Ce polluant secondaire présente des cycles journaliers (fig. 2) et saisonniers bien connus (Airparif, 2001 ; AIRPURS, 2003 ; T. El Melki, 2008). Les valeurs horaires maximales de ce polluant qui requiert de l'énergie pour se former, sont enregistrées d'ordinaire en début d'après-midi et en saison chaude.

Les facteurs structurels, peu variables dans le temps, déterminent les états moyens de la qualité de l'air d'un lieu donné. Les facteurs météorologiques déterminent les variations spatiotemporelles observées par rapport à cet état moyen. L'objectif de ce papier est de mettre en relief le rôle des facteurs atmosphériques dans la genèse des surconcentrations d'ozone dans la ville de Tunis. Ces concentrations présentent en fait un risque sanitaire majeur pour les populations des quartiers concernés, bien qu'elles n'en soient pas souvent conscientes, car peu informées. Cet état de fait aggrave davantage le risque car aucune prévention n'est envisagée.

2. Données et méthodologie

L'étude couvre l'année 2008. Elle se base sur des mesures de la qualité de l'air et des mesures météorologiques accomplies dans l'espace urbain tunisois. Les valeurs horaires des concentrations d'ozone sont fournies par huit stations (fig. 1) formant l'ensemble des postes de mesure permanents de la qualité de l'air du R.N.S.Q.A. (Réseau National de la Surveillance de la Qualité de l'Air) du Grand Tunis. Ce réseau est contrôlé par l'A.N.P.E (Agence Nationale de la Protection de l'Environnement) qui représente l'organisme officiel (Ministère de l'Environnement et du Développement Durable) chargé du contrôle de la qualité de l'air en Tunisie. Ces stations sont implantées dans des quartiers différents de l'agglomération : en centre-ville (Beb Saadoun et Beba Alioua), en banlieue industrielle

sud (Ben Arous) et en banlieues résidentielles nord (En Nahli, El Ghazela et La Manouba) et sud (Rades et El Mourouj). L'état des données de la qualité de l'air est globalement satisfaisant pour toutes les stations. Très peu de lacunes sont présentes, sauf pour la station d'El Mourouj, présentée quand même à titre indicatif. Les stations d'El Ghazela, de La Manouba et de Beb Alioua présentent l'avantage d'intégrer sur le même site, des stations de mesure météorologiques. Des mesures météorologiques horaires de la station météo de l'I.N.M de Tunis Carthage, disponibles sur le site <http://french.wunderground.com>, présentent un complément d'information. Elles proviennent, à l'origine, des messages aéronautiques (Métars) transmis par la station météo de l'INM et échangés par des services météorologiques internationaux.

Un tri systématique a été entrepris pour extraire les surconcentrations d'ozone enregistrées par chaque station. Le poids des paramètres météorologiques est déterminé à l'aide de régressions bivariées et multiples. Et enfin, une étude de cas réel est présentée.

3. Les résultats

3.1. Variation spatiale de la pollution à l'ozone dans le Grand Tunis

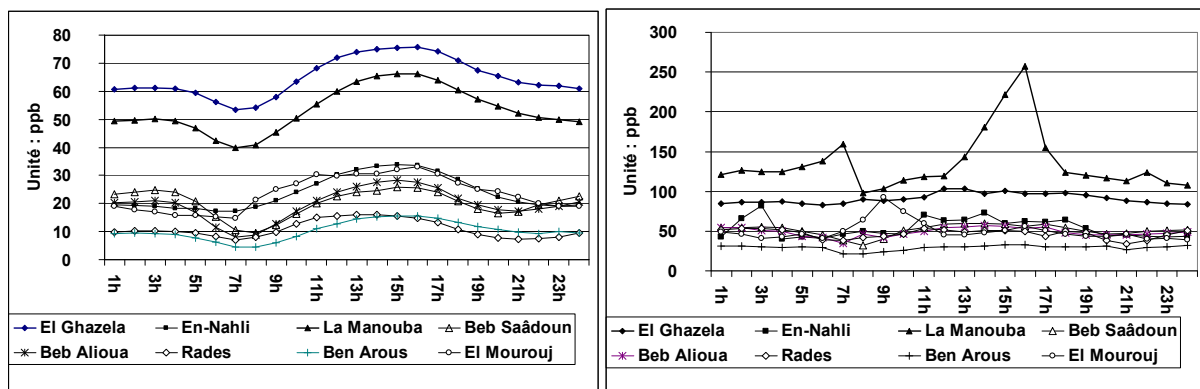


Figure 2 et 3. Concentrations horaires moyennes (gauche) et maximales (droite) de l'ozone (ppb) dans l'agglomération tunisoise en 2008. Source : A.N.P.E.

Deux stations sont concernées par les surconcentrations d'ozone à risque aigu : La Manouba et El Ghazela (fig. 2 et 3). Elles se localisent dans une partie nord de l'agglomération. C'est une région à vocation résidentielle, la plus étendue et la plus compacte de la ville de Tunis (fig. 1). L'absence d'industrie et la circulation automobile moins forte qu'en centre-ville y limitent les quantités d'oxydes d'azote, ce qui défavorise la photolyse de l'ozone. La station d'En-Nahli se trouvant dans le même secteur est épargnée. Elle bénéficie de l'avantage de sa localisation sur le pied d'une colline assez élevée du même nom. Elle en tire une ventilation meilleure (théoriquement car non dotée d'anémomètre) et profite de l'état de densité de l'ozone (1.6) plus élevée que celle l'air (1). Ce dernier a tendance à s'accumuler dans les bas-fonds.

Les deux stations de centre-ville (Beb Saâdoune et Beb Alioua) se localisent chacune dans un carrefour des plus importants de la ville de Tunis. Principaux points d'accès à la capitale pour la quasi-totalité des banlieues et pour l'ensemble du pays, ces deux carrefours sont le siège d'un trafic intense responsable d'une forte pollution aux NO_x . Les banlieues sud abritent plusieurs zones industrielles (Ben Arous, Jbel Ej-Jeloud...) au trafic intense. Une forte pollution primaire y réduit aussi la pollution à l'ozone. Les banlieues résidentielles sud sont d'autre part, moins compactes que celles de la partie nord de la ville et sont plus ventilées (théoriquement).

Les concentrations horaires moyennes de l' O_3 (fig. 2) à El Ghazela sont plus élevées que celles de la Manouba. En contre partie, celle-ci se classe première (fig. 3) par ses concentrations maximales. L'inventaire des situations à dépassements (tab. 1) du seuil de recommandation et d'information (moyenne glissante de 90 ppb sur 8 heures) et du seuil d'alerte (moyennes horaires de 120 ppb enregistrées sur trois heures successives ; ou moyenne horaire de 180 ppb pour une heure unique) établi selon les normes européennes (<http://www.atmo-rhonealpes.org>) confirme cette opposition dont

seul un transfert d'ozone entre banlieues pourrait y apporter des éléments d'explication. Le cas du 29 août 2008 en présente une bonne illustration.

Zones urbaines et stations		Seuil d'information		Moy. Max sur 8 heures (ppb)	Nmb de cas horaire > 90 ppb		Seuil d'alerte		Nmb de cas horaire > 180 ppb	
		Nmb cas	Valeur max.		Nmb cas	Valeur max.	Nmb cas	Valeur max.	Nmb cas	Valeur max.
Banlieues sud	Rades	0	-	48	0	-	0	-	0	-
	Ben Arous	0	-	31	0	-	0	-	0	-
	El Mourouj	0	-	47	1	93	0	-	0	-
Centre-ville	Beb Saadoun	0	-	58	0	-	0	-	0	-
	Beb Alioua	0	-	54	0	-	0	-	0	-
Banlieues nord	EN-Nahli	0	-	55	0	-	0	-	0	-
	El Ghazala	40	96	96	124	103	0	-	0	-
	La Manouba	324	163	163	340	119	23	257	3	257

Tableau 1. Répartition spatiale des cas de dépassement des seuils d'information et d'alerte relatifs à la pollution par l'ozone dans le Grand Tunis (2006-2008).

3.2. Facteurs météorologiques des surconcentrations d'ozone dans le Grand Tunis.

Les surconcentrations d'ozone sont déterminées par des situations atmosphériques parfaitement stables. Les vitesses moyennes du vent associé à ces surconcentrations sont très faibles : 1.63 m/s et 2.3 m/s respectivement à La Manouba et EL Ghazela. La vitesse maximale absolue qui leur est associée est de 5 m/s pour les deux stations. Ces vitesses très faibles sont caractéristiques des brises littorales. Ces dernières requièrent des conditions météorologiques très stables. C'est le cas de l'épisode du 28 au 30 août 2008 qui illustre parfaitement bien l'effet déterminant des facteurs météorologiques dans la genèse des surconcentrations de l'ozone à la Manouba. Les champs barométriques de 00h00 Tu et de 24h00 Tu s'organisent en marais barométrique avec des valeurs du géopotential variant entre 1014 et 1018 hPa pour ces trois journées. C'est un épisode très chaud et sec, au ciel clair à partiellement nuageux. Le rayonnement direct est abondant : 682, 664 et 722 W/m² à 13h00 Tu respectivement à La Manouba, à El Ghazela et à Beb Alioua pour la journée centrale. Les températures maximales ont évolué entre 33°C et 35°C. L'humidité relative descend au dessous de 50% entre 11h00 Tu et 19h00 Tu pour ces trois stations. Ces conditions météorologiques sont très favorables à la photogénèse de l'ozone.

Régressions bivariées			Régressions multiples		
Variable indépendantes	R	R2	Type de régression	R	R2
Humidité relative (1)	0.676	0.457	Régression multiple, toutes les variables	0.773	0.598
Température de l'air (2)	0.661	0.437			
Température du point de rosée (3)	0.601	0.361			
Vitesse du vent (4)	0.510	0.260	Variables (1) à (4) de la régression bivariée	0.729	0.531
Rayonnement direct	0.489	0.239	Régression multiple pas à pas	R	R2
Direction du vent	0.390	0.152	Humidité relative	0.676	0.457
Pression atmosphérique	0.378	0.143	Température du point de rosée	0.704	0.496
Oxydes d'azote	0.235	0.055	Direction du vent	0.727	0.528
Particule solides	0.225	0.050	Température de l'air	0.739	0.547
Dioxyde de soufre	0.172	0.029	Visibilité	0.747	0.559
Nébulosité	aucune relation		Rayonnement direct	0.755	0.570
Visibilité	aucune relation		Nébulosité	0.763	0.582
			Particule solides	0.768	0.590

Tableau 2. Résultats des régressions bivariées et multiples des concentrations horaires de l'ozone aux variables météorologiques ambiantes, cas du 28 au 30 août 2008 à La Manouba.

L'étude du cas de La Manouba par des régressions multiples et bivariées révèle le poids global des variables météorologiques mesurées et du poids respectif de chacune d'entre elles. Les résultats sont très significatifs (tab. 2) pour cet exemple du 28 et 30 août 2008 à La Manouba. Le degré de liaison (au seuil de 95%) est élevé : 77% ; et 60 % de la variance est expliquée. Les variables prépondérantes (régressions bivariées) se rattachent directement ou indirectement au bilan radiatif (humidité, rayonnement direct, température de l'air et du point de rosée) ou au vent. La première catégorie de variables est responsable de la formation de l'ozone. Elles agissent, théoriquement, d'une manière

uniforme dans un espace donné. Elles ne sont pas alors suffisantes pour expliquer les fortes inégalités spatiales des surconcentrations d’ozone entre La Manouba et le reste du Grand Tunis (El Ghazela surtout). De même, les facteurs structurels sont plus ou moins constants. Ils sont insuffisants pour expliquer les variations temporelles importantes observées. En fait, et bien qu’il n’émerge pas clairement dans les résultats des régressions, le rôle du vent est primordial dans ce contexte (fig. 4 et 5).

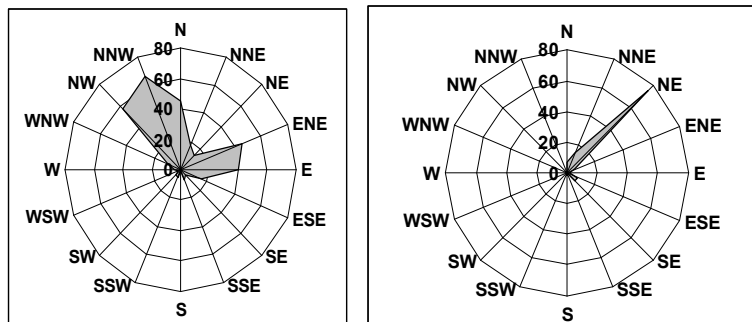


Figure 4 et 5. Roses des vents associées aux situations de dépassement des seuils d’information et de recommandation et/ou d’alerte à La Manouba (gauche) et El Ghazela (droite). Source : A.N.P.E.

La localisation d’El Ghazela plus proche du littoral explique sa rose de vent monodirectionnelle. Elle explique aussi le nombre de cas de dépassement plus réduit qu’elle connaît. La brise de mer y met le poste de mesure sous le vent de sa propre banlieue uniquement. La station de La Manouba est plus enclavée est moins ventilée. Elle est sous le vent d’une masse urbaine énorme. Elle subit la pollution de sa propre banlieue et en reçoit une qui vient d’ailleurs. Les conditions météorologiques globalement très identiques qui caractérisent ces trois journées du mois d’août 2008 sont responsables des concentrations horaires d’ozone comprises entre 50 et 100ppb (fig. 6). Elles ne peuvent expliquer le pic du 29 à 16h00 Tu (257 ppb). La rose du vent de La Manouba est bidirectionnelle. Les vents du N au NW résultent de la déviation de la brise de mer par la topographie locale. Elle empreinte le « col » séparant Jbel Ammar de Jbel En-Nahli (fig. 1). Les vents de directions E et ENE la mettent sous le vent de toute la partie septentrionale et orientale de la ville. Ce-ci explique le nombre de dépassements très sensiblement plus élevé à La Manouba. Le cas du 29 août 2008 illustre bien l’effet de ce type de circulation de micro échelle spatiale.

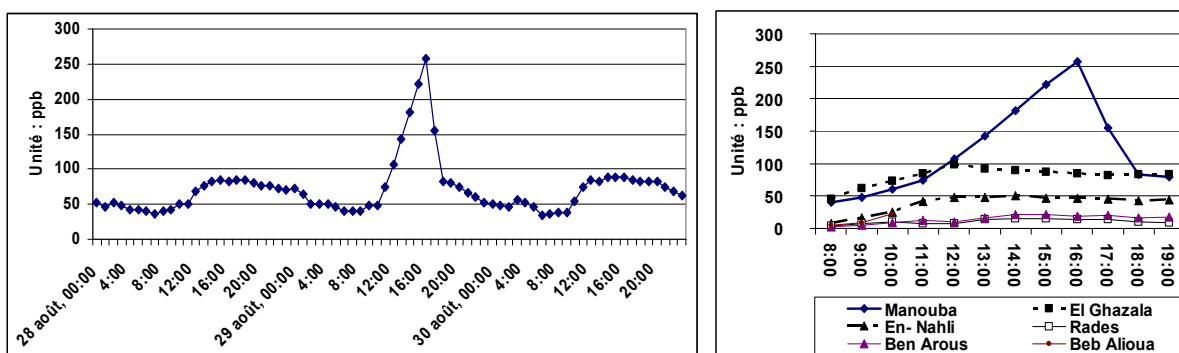


Figure 6 et 7. Concentrations horaires de l’ozone dans La Manouba du 28 au 30 août 2008 (gauche) et concentrations horaires de l’ozone dans le Grand Tunis, de 08h00 à 19h00 Tu, la le 29 du même mois (droite).

Pour toutes les stations dotées d’un anémomètre (La Manouba, El Ghazela, Beb Alioua et Tunis-INM) la vitesse du vent a évolué entre 0 et 4.6 m/s entre 08h00 Tu et 19h00 Tu. Les vitesses moyennes du vent ont varié entre 0.9 m/s et 2.6 m/s respectivement à La Manouba et à Tunis-INM. Ces vitesses étant enregistrées en phase diurne sont caractéristiques de la brise de mer dans le Golfe de Tunis. La configuration du littoral aux alentours de Tunis et les directions du vent, couvrant un éventail allant du NNE à l’ESE pour les dites stations, en témoignent. Les courbes de l’ozone (fig. 6 et 7) révèlent une évolution particulière des concentrations horaires et affirment le rôle majeur de la brise de mer dans la distribution spatiale de ce polluant. En effet, de 08h00 à 11h00 Tu la tendance des concentrations de l’O₃ est à la hausse pour toutes les stations. Cette phase survient suite au lever du

soleil. Les mécanismes de la photogénèse de l'ozone s'activent et le polluant commence à s'accumuler surtout que les vitesses de la brise ont varié au cours de cette période entre 0 et 1 m/s pour toutes les stations. A partir de 11h00 Tu et jusqu'à 19h00 Tu, alors qu'elles devaient augmenter très sensiblement (selon le schéma caractéristique d'une journée moyenne d'ozone : fig. 2), les concentrations d'O₃ présentent une remarquable constance, voire même une certaine diminution pour toutes les stations, exception faite de La Manouba. Cette évolution particulière résulte d'un effet sélectif de la brise lié à la localisation et aux caractères du site propre à chaque station de mesure. Toutes les stations se trouvent dans des localisations plus au moins au vent de la ville. L'ozone aussitôt formé est évacué. Ce phénomène de transport explique l'allure tout à fait plate des courbes de l'ozone pour la journée du 29 (fig. 7). Par contre, La Manouba se trouve sous le vent de toute la partie septentrionale de l'agglomération, notamment, sous le vent d'El Ghazela et d'En-Nahli. Elle se localise dans une vaste cuvette topographique encadrée de hautes collines. L'ozone formée sur place et venu d'ailleurs, plus dense que l'air, est piégé. Il est à remarquer tout de même que la station d'El Mourouj occupe aussi une position sous le vent de la ville. Cependant son site est topographiquement plus dégagé, et la masse urbaine sous le vent de laquelle elle se trouve est moins grande est moins compacte que celle de la partie septentrionale de la ville.

Conclusion

Les concentrations extrêmes de la pollution à l'ozone se produisant certaines fois dans La Manouba représentent un risque pour la santé collective dans cette banlieue. Ces concentrations sont déterminées par la combinaison des facteurs atmosphériques conjoncturels qu'elle partage avec toute l'agglomération tunisoise, aux facteurs structurels qui lui sont propres. L'originalité du site et de la topographie du Grand Tunis permet d'affirmer, que La Manouba est loin de présenter le cas unique exposé à ce type de risque. Plusieurs autres zones de l'agglomération tunisoise, non dotées de postes de mesure de la qualité de l'air, présentent des caractères similaires à ceux de La Manouba. De toute évidence, un effort supplémentaire de surveillance de la qualité de l'air s'impose dans le grand Tunis. Parallèlement, une politique d'information auprès de la population concernée semble être une priorité.

Bibliographie

Airparif (Surveillance de la qualité de l'air en Île de France), 2001. Étude de la distribution spatiale des niveaux moyens d'ozone en période estivale dans le secteur de Rambouillet et dans la Zone rurale sud-ouest de l'Île de France. Document en ligne, 62p. URL : www.airparif.asso.fr

Chardon B., Lefranc A., (Observatoire régional de santé d'Île-de-France) & Moreto F. (Airparif), 2003. Analyse des liens entre pollution photo-oxydante et hospitalisations pour causes respiratoires (2000-2003). **Erpurs** (Évaluation des risques de la pollution urbaine sur la santé), 65p. URL : http://www.ors-idf.org/etudes/Pdf/erpurs_part1.pdf

El Melki T., 2008. Variation spatiotemporelle de la pollution photochimique dans le Grand Tunis, Publications de l'Association Internationale de Climatologie, **21**, 243-248.

El Melki T., 2007. Inversions thermiques et concentrations de polluants atmosphériques dans la basse troposphère de Tunis. Climatologie (Annales de l'AIC), **4**, 105-130.

Henia L., 1998. Les situations anticycloniques en Tunisie. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, **11**, 166-174.

TYPES DE TEMPS ET PLUIE EN AMAZONIE

J.-C. ESPINOZA¹, JOSYANE RONCHAIL², M. LENGAIGNE³

¹Post-doctorat dans le projet européen CLARIS LPB (Hydroclimate and society in La Plata Basin), Institut de Recherche pour le Développement (IRD) / Université de Buenos Aires, Buenos Aires, jhan-carlo.espinoza@locean-ipsl.upmc.fr

²Maître de conférences à l'Université Paris 7 Denis Diderot et LOCEAN (IRD, CNRS, MNHN, UPMC), Paris, josyane.ronchail@locean-ipsl.upmc.fr

³Chargé de recherche IRD au LOCEAN (IRD, CNRS, MNHN, UPMC), Paris, matthieu.Lengaigne@locean-ipsl.upmc.fr

Résumé : Les types de temps quotidiens en Amazonie sont déterminés à partir d'une méthode neuronale et des données de vent zonal et méridien à 850 hPa des réanalyses ERA40. Les auteurs montrent que les types de temps sont liés à la progression vers l'est de perturbations des latitudes moyennes. Les caractéristiques pluviométriques des types de temps sont ensuite définies dans deux régions du bassin amazonien qui présentent une forte variabilité à pas de temps pluriannuel. L'objectif final de ce travail est d'expliquer la variabilité de l'hydrologie à différentes échelles de temps dans le bassin amazonien.

Mots-clé : Types de temps, Amérique du sud tropicale, Amazonie, pluie, hydrologie

Abstract: Type of time and rain in Amazon. Weather types and rain in the Amazon basin. Weather types in the Amazon basin are determined using 850 hPa u and v wind data from ERA40 reanalyses and a neuronal method. Authors show that weather types are associated with the eastward progression of extra tropical perturbations. The rainfall characterization of weather types is then defined in two regions of the Amazon basin where there is an important pluriannual hydrological variability. The main objective of this work is to explain the time variability of hydrology in the Amazon basin.

Key-words : Weather types, tropical South America, Amazon basin, rainfall, hydrology

Introduction et contexte climatique

Le bassin amazonien (BA) est le plus important au monde avec une extension de six millions de km², entre 5°N et 20°S approximativement, et un débit à l'embouchure estimé à 209 000 m³/s. Des travaux récents (Espinoza et al. 2009a) ont montré une diminution générale des débits d'étiage entre 1974 et 2004, particulièrement forte dans les bassins du sud, et une augmentation des débits de crues dans les bassins du nord-ouest. Cette opposition entre sud et nord-ouest est encore plus marquée depuis le début des années 1990 et concerne notamment les bassins des pays andins. Par ailleurs, à l'échelle interannuelle, on observe une forte variabilité des débits de crue dans le nord-est du bassin et des débits d'étiage dans le centre et le sud du BA (Ronchail et al. 2005). La variabilité à court et long terme des pluies est cohérente avec celle des débits (Espinoza et al. 2009b).

Les causes de ces variabilités apparaissent dans la circulation atmosphérique saisonnière et dans les évolutions à long et court terme des températures de surface des océans tropicaux Atlantique et Pacifique. Néanmoins, afin d'évaluer la capacité de la circulation synoptique à expliquer ces variabilités à différentes échelles de temps, les auteurs ont cherché 1) à définir des types de temps en Amérique du Sud tropicale, 2) à mesurer les liens entre types de temps et précipitations et 3) à mettre en relation fréquences des types de temps et variabilité des pluies, comme cela a été pratiqué en Afrique par Moron et al. (2007). Cette troisième partie ne sera pas présentée dans le cadre de ce résumé (voir à ce sujet Espinoza 2009).

Du fait de sa taille et de sa position de part et d'autre de l'équateur mais aussi de l'extension méridienne des Andes qui le borde à l'ouest, la circulation atmosphérique en Amazonie est complexe (Figure 1) et les climats nombreux (Figure 2).

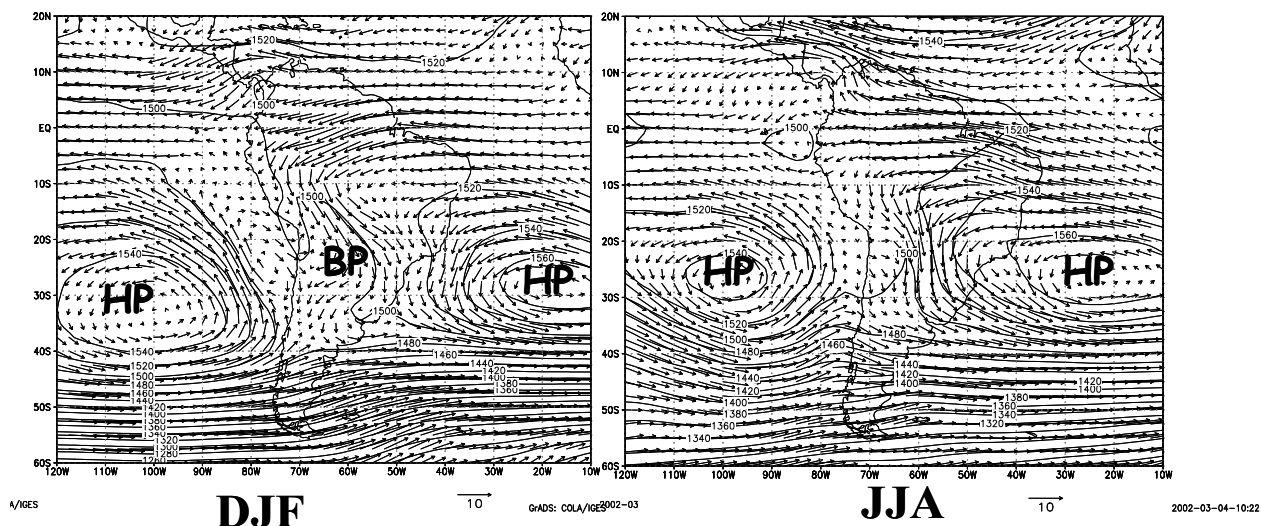


Figure 1. Hauteur du géopotential (m) et vent à 850 hPa en été austral (DJF) et en hiver austral (JJA). Données de réanalyses NCEP-NCAR, moyennes 1948-2002.

En été et automne austral, la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) se décale vers le sud sur l'Atlantique et elle donne lieu à la saison des pluies dans la région équatoriale proche de l'embouchure de l'Amazonie (Figure 2f). Les centres de hautes pressions sur l'Atlantique et le Pacifique subtropical sont légèrement décalés vers le sud et le centre des océans. **En été**, le continent échauffé donne lieu à la dépression du Chaco et à un afflux d'air humide depuis l'Atlantique nord. Celui-ci, porté par les alizés de nord-est, est dévié vers le sud-est par les Andes et apporte de la vapeur d'eau vers l'Amazonie méridionale (Figure 1) ; à ce vent dit « de nord-ouest à l'est des Andes (NWSA) » correspond la mousson sud-américaine qui génère la saison des pluies dans une grande partie sud tropicale du bassin (Figures 2 c, d, e). Lorsque le flux est très rapide à l'est des Andes, on parle de Low Level Jet (LLJ, Marengo et al 2004). La convergence entre le flux de mousson, les alizés de sud-est et des perturbations extra-tropicales transitoires donne lieu à une vaste zone de convection, la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud, qui s'étend du nord-ouest de l'Amazonie à l'Atlantique subtropical (Kodama 1992). Cette région, ainsi que les piedmonts andins bien exposés aux flux humides et le nord-est proche de l'Atlantique, sont les plus arrosées du BA. **En hiver austral**, la ZCIT se retire vers l'hémisphère nord et apparaît la saison sèche dans le nord-est du BA. L'anticyclone subtropical de Sainte Hélène se décale vers le continent et la mousson sud-américaine se retire ce qui donne lieu à la saison sèche dans le sud du bassin. Au contraire, l'échauffement de la partie nord du continent et la mise en place de la mousson nord-américaine permettent la mise en place de la saison des pluies à l'extrême nord du bassin (Figure 2b). Dans la partie nord-ouest, proche de l'équateur et éloignée de l'influence directe de l'océan Atlantique, la convection est toujours importante et la saisonnalité des pluies, avec un léger maximum d'automne austral, est très faible (Figure 2a). Nombre de régimes intermédiaires peuvent être observés (Figures 2h, i, g).

1. Données

Une base de données pluviométriques au pas de temps journalier a été mise en place dans les deux régions de plus forte variabilité hydrologique, c'est à dire le sud-ouest (17 stations) et le nord-ouest (23 stations) du BA, pendant la période 1975-2002 (source : ORE Hybam -Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazonie-, <http://www.ore-hybam.org/>).

Les données de réanalyses du 40-yr *European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Re-Analysis Project (ERA-40* ; Uppala et al. 2002) ont été utilisées pour la description de la circulation régionale et des conditions générales de l'atmosphère sur une grille de 2.5°x2.5° de résolution. Les données ont été extraites dans une région qui correspond au nord de l'Amérique du Sud (10°N-30°S et 50°-80°W) sur le site :

(<http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/e4/index.html>). La température de l'air (t), le vent méridional et zonal (u et v), la divergence et vitesse verticale des vents (d et w) et le géopotential (z) ont été extraits pour trois niveaux de l'atmosphère : 850, 500 et 200 hPa. Les trimestres DJF, MAM, JJA et SON ont été individualisés pour supprimer la variabilité saisonnière. Un filtre de haute fréquence à 60 jours a été appliqué pour différencier la variabilité synoptique de la variabilité intra saisonnière. Les variables ont été normalisées à chaque point de grille.

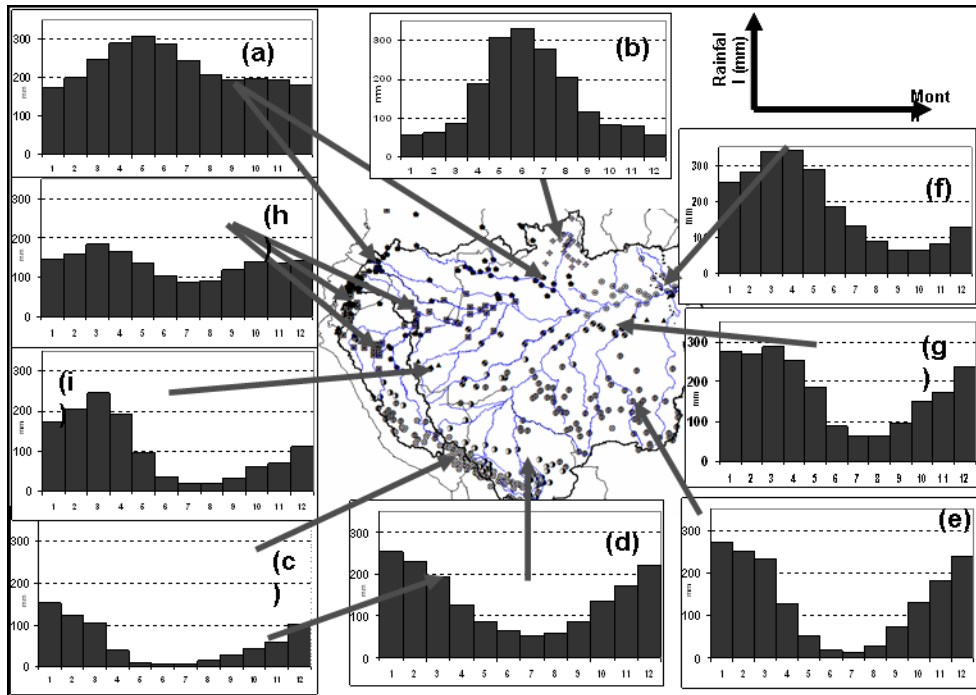


Figure 2. Principaux régimes pluviométriques dans le bassin amazonien

2. Définition des types de temps

La méthode neuronale des Self Organization Maps (SOMs, Kohonen, 1984 et 2001) est appliquée pour la classification des variables atmosphériques quotidiennes. Comme d'autres méthodes traditionnelles de classification, elle cherche à identifier des groupes homogènes en veillant à ce qu'augmente la variabilité inter-groupe et que diminue la variabilité intra-groupe. En appliquant les SOMs, une carte de Kohonen (Kc) est construite à partir des valeurs journalières des variables atmosphériques ce qui permet une classification des jours qui ont des conditions atmosphériques semblables et leur regroupement topologique. Parallèlement, un indice de pluie journalier (Ip) est calculé à partir des données in situ qui permet de connaître les jours très pluvieux (supérieurs à la valeur du percentile 0.9). Ces jours pluvieux sont projetés sur la Kc. Cette procédure permet d'identifier les principales conditions atmosphériques qui expliquent les fortes pluies. Un processus interactif d'extraction d'une variable, re-construction de la Kc et projection des jours pluvieux permet de connaître la combinaison de variables avec lesquelles on obtient une bonne structuration des jours pluvieux sur la carte.

Ce processus aboutit à une définition optimale des type de temps sur une fenêtre entre 10°N - 30°S et 50° - 80°W, soit 17 x 13 points de grille, et à partir du vent méridien et zonal à 850 hPa. Les neurones résultant du SOM sont groupés en un nombre réduit de classes grâce à une classification ascendante hiérarchique ; 7 dans le cas de l'automne austral (MAM) que nous retiendrons dans cet exposé car il s'agit d'une saison pluvieuse dans une grande partie du bassin amazonien. Chacune des classes correspond à un type de temps et à chacun d'eux est assigné un indice de pluie (Espinoza 2009).

Pour une caractérisation plus complète des types de temps, la transition d'un type de temps à un autre et la persistance de chaque type de temps ont été calculées. La transition mesure la probabilité de

passer d'un type de temps à un autre le jour suivant, tandis que la persistance mesure la probabilité de voir perdurer un même type de temps

3. Description des types de temps en automne austral (MAM) et lien avec les pluies dans le nord-ouest et le sud ouest du bassin

La figure 3a présente les anomalies de vent à 850 hPa qui caractérisent chaque type de temps sur une fenêtre plus vaste que celle retenue pour leur définition, afin de mieux comprendre la circulation atmosphérique régionale associée à chaque type de temps. Pour la même raison les anomalies de géopotential à 850 hPa sont également projetées sur ces cartes. Les types de temps sont présentés selon leur déroulement chronologique (figure 3b) et les pluies associées sont décrites dans la figure 3c.

Le type de temps 2 est caractérisé par des anomalies négatives de géopotential sur l'ensemble de l'Amérique du sud et des anomalies de vent d'ouest à nord-ouest du vent de « nord-ouest à l'est des Andes » (NWEA). Celles-ci convergent avec des anomalies de vent de sud résultant de la faiblesse de l'Anticyclone subtropical de l'Atlantique sud (SAA) et d'anomalies négatives du géopotential sur le sud-est de l'Amérique du sud. Ces configurations des anomalies de vent donnent de la convergence dans le sud du bassin et de la divergence dans le nord-ouest. En conséquence, il pleut beaucoup dans le sud-ouest tandis que le nord-ouest est relativement sec. Ces conditions correspondent à la phase négative de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS) décrite par Nogues-Peagle and Mo (1997) et détaillée par Carvalho et al. (2002) et Liebmann et al. (2004).

Le type de temps 3 correspond au déplacement vers l'est de l'anomalie négative du géopotential et à l'apparition d'une anomalie positive sur le continent, centrée sur le Chaco. Ces anomalies génèrent une incursion vers le nord des anomalies de vent de sud, jusqu'à 5-10°N. En conséquence, la convergence est décalée vers le nord et c'est dans le nord-ouest qu'il pleut le plus.

Lors du **type de temps 4**, le vent de SE est encore plus décalé vers le nord à la suite du renforcement et de l'extension de l'anomalie positive de géopotential observée précédemment. La convergence est forte dans le nord-ouest tandis que la divergence domine dans le sud-ouest ; de ce fait, la pluie est abondante dans le nord-ouest tandis qu'elle est très peu importante dans le sud-ouest.

Le type de temps 5 est caractérisé par la progression vers l'est de l'anomalie positive de géopotential continentale, en particulier aux plus hautes latitudes. La conséquence en est une orientation plus zonale des anomalies de vents de sud. Les conséquences pluviométriques sont peu différentes de celles observées durant le type de temps 4. Ce type de temps, situé à l'opposé du type de temps 2 sur la carte de Kohonen, est son antiphasé.

Lors du **type de temps 6**, l'anomalie positive de géopotential s'affaiblit, se décale vers l'est et réapparaît une anomalie négative sur le Chaco. La convergence des anomalies de vent s'opère plutôt sur le bassin de la Plata. Lors du **type de temps 7**, le renforcement et l'extension de la dépression du Chaco génère un fort vent de NWEA, éventuellement un épisode de Low Level Jet (LLJ), qui transporte la vapeur d'eau vers La Plata. Cette configuration correspond à la phase positive de la ZCAS. Pendant ces deux types de temps, les chutes de pluies sont moyennes dans les deux régions du bassin mais très abondantes dans le bassin de La Plata (Espinoza 2009).

Enfin, le **type de temps 1**, déconnecté des autres, montre un affaiblissement des alizés de nord-est et des anomalies de géopotential faibles et mal structurées. La convergence est forte à l'est du bassin. Les pluies sont modérées dans les deux régions d'étude.

Conclusion

Le passage d'ouest en est d'ondes dépressionnaires et anticycloniques qui présentent une forte extension nord-sud grâce à l'orientation générale du relief andin et qui favorisent convergence et divergence successivement dans le sud et dans le nord du bassin amazonien, permet de définir des types de temps en Amérique du Sud tropicale. La succession de ces types de temps génère une alternance de fortes pluies dans le sud-ouest et dans le nord-ouest du bassin. Moyennant quelques particularités, ces types de temps et leurs liens avec la pluie sont observés à chaque saison.

La définition de types de temps en Amérique du Sud tropicale et leur mise en relation avec les pluies quotidiennes de deux régions du bassin amazonien (nord-ouest et sud-ouest) a permis de comprendre la variabilité de l'hydrologie de ces deux régions, notamment l'origine d'événements extrêmes (Espinoza 2009).

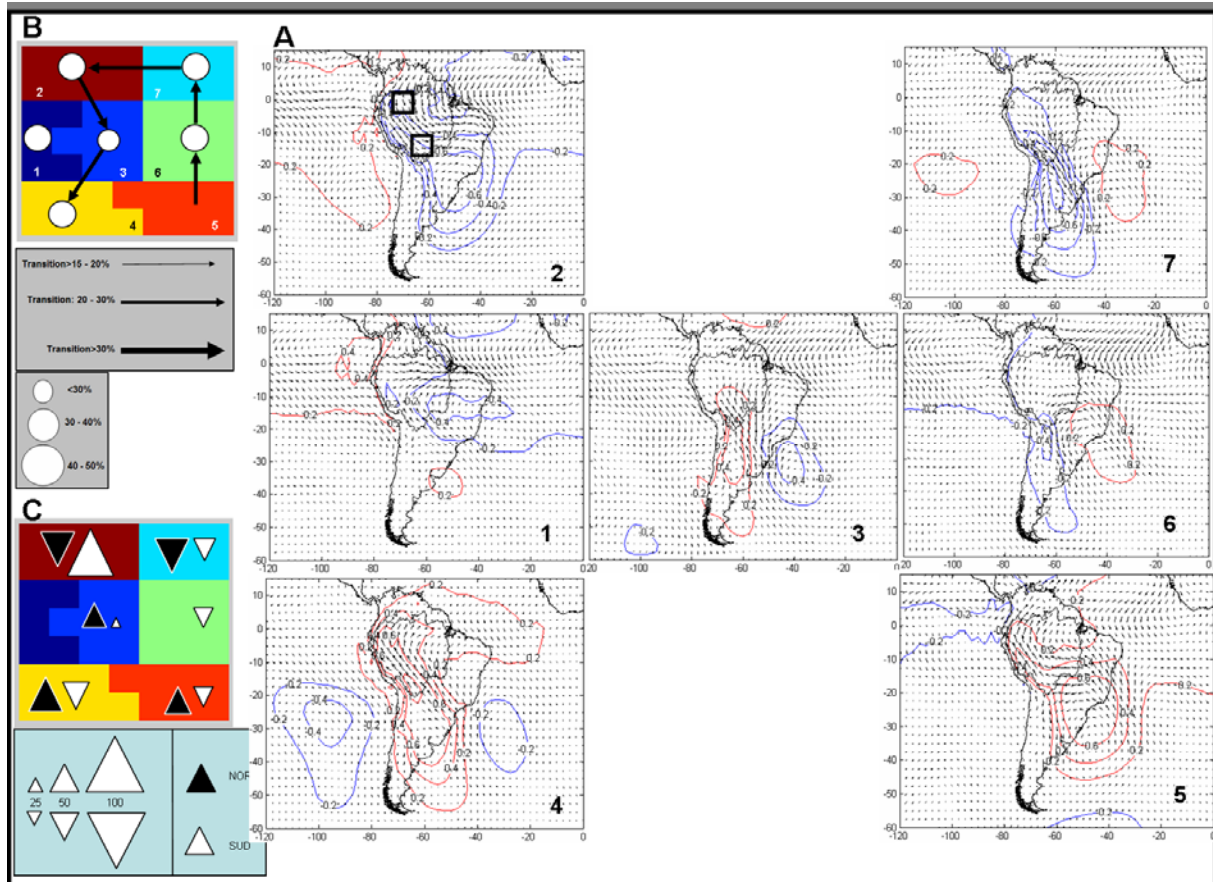


Figure 3. A) Types de temps d'automne austral (Mars-Avril-Mai, MAM) en Amazonie, définis par les anomalies de vent et de géopotential à 850hPa, par rapport à la période 1975-2002. Les types de temps sont placés en fonction de leur position sur la carte de Kohonen. B) La transition d'un type de temps à l'autre est représentée par une flèche quand la probabilité de passage est significative. La fréquence de passage est donnée par la taille de la flèche. La persistance d'un type de temps est représentée par un cercle proportionnel à la probabilité de voir perdurer un type de temps. C) Indice de pluie pour chaque type de temps. Les indices représentés par des triangles noirs (blancs) sont ceux du nord-ouest (sud-ouest) du bassin amazonien. Les deux régions sont cernées par un rectangle noir sur la carte du type de temps 2. Les triangles pointés vers le bas (haut) représentent des indices négatifs (positifs).

Bibliographie

Carvalho, L., Jones, C., and Liebmann, B. 2004. The Southern Atlantic Convergence Zone : Intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17 :88–108.

Espinoza, J.C., Guyot J.L., Ronchail J., Cochonneau G., Filizola N., Fraizy P., Labat D., Noriega L., de Oliveira E., Ordoñez J.J., Vauchel P. 2009a. Contrasting regional runoff evolution in the Amazon basin (1974-2004). *Accepté par Journal of Hydrology*.

Espinoza Villar J.C., J.Ronchail, J.L. Guyot, N. Filizola, J.J. Ordenez, L. Noriega, R. Pombosa, H. Romero 2009b. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *Accepté par International Journal of Climatology*.

Espinoza Villar J.C. 2009. Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6, 203 p. Téléchargeable à <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00379116/fr/>

- Kodama, Y. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ. Part I : Characteristic of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 :813–836.
- Kohonen, T. 1984. *Self organization and associative memory*. Berlin, Heidelberg :Springer-Verlag, 2nd. Ed. :312pp.
- Kohonen, T. 2001. *Self-organizing maps*. Springer Series in Information Sciences,30, Springer, 3rd. Ed.
- Liebmann, B., Kiladis, G., Vera, C., Saulo, C., and Carvalho, L. 2004. Subseasonal variations of rainfall in South America in the Vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 17 :3829–3842.
- Marengo, J., Soares, W, R., Saulo, C., and Nicolini, M. 2004. Climatology of the Low Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalysis.Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, 17 :2261–2280.
- Moron, V., Robertson, A., Ward, M.-N., and Ndiaye, O. 2008. Weather types and rainfall over Senegal. Part I : Observational analysis. *Journal of Climate*, 21 :266–287.
- Nogues-Peagle, J. and Mo, K. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125 :279–291.
- Ronchail, J., Labat, D., Callède, J., Cochonneau, G., Guyot, J.-L., Filizola, N., and de Oliveira, E. 2005b. *Discharge variability within the Amazon basin. Climate variability and Change Hydrological Impacts*. IAHS Publ., 296 :21–29.
- Uppala, S., Kallberg, P., Simmons, A., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M., Beljaars, A., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., H'olm, E., Hoskins, B., Isaksen, L., Janssen, P., Jenne, R., McNally, A., Mahfouf, J., Morcrette, J., Rayner, N., Saunders, R., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. 2005. *The era-40 re-analysis*. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131: 2961–3012.

DETERMINATION DES PRECIPITATIONS EXTREMES EN SUISSE A L'AIDE D'ANALYSES STATISTIQUES

J.-M. FALLOT¹, J.-A. HERTIG²

¹ Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, Jean-Michel.Fallot@unil.ch

² Hertig & Lador SA, CH-1176 St Livres, hertig@hetl.ch

Résumé. Les précipitations journalières extrêmes ont été estimées pour un temps de retour de 500 ans à partir d'analyses de Gumbel effectuées sur des séries de mesures pluviométriques à 425 endroits de la Suisse pour la période 1961-2007. Ces estimations aboutissent à de bons résultats pour la plupart des stations dans ce pays. Les précipitations cinquentennales ainsi déterminées sont en moyenne 14% plus élevées que celles obtenues à partir d'analyses semblables faites sur des séries de mesures pour la période 1901-1970. Ceci confirme que les précipitations extrêmes tendent à augmenter durant le 20^{ème} siècle en Suisse comme ailleurs.

Mots-clés : Précipitations extrêmes, analyses de Gumbel, séries de mesures, Suisse, crues

Abstract. Determining extreme precipitation in Switzerland with statistical analyses. Gumbel analyses were carried out on rainfall time series at 425 locations in Switzerland over the period 1961-2007 in order to estimate extreme daily precipitation with a return time of 500 years. These estimations provide good results for most stations in this country. Extreme daily precipitations estimated from these analyses are in average 14% higher than those determined from similar analyses made on time-series for the period 1901-1970. This confirms that extreme precipitation tend to increase during the 20th century in Switzerland as elsewhere.

Keywords : Extreme precipitation, Gumbel analyses, time-series, Switzerland, floods.

Introduction

Les intempéries et les crues représentent les dangers naturels qui occasionnent le plus de dégâts en Suisse. Les hydrologues dimensionnent généralement les ouvrages de protection contre les crues des rivières sur la base des précipitations extrêmes avec un temps de retour de 500 ans (= précipitations cinquentennales) multipliées par 1.5. L'Office fédéral de l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL) avait calculé ces précipitations à près de 300 endroits de la Suisse à partir d'analyses statistiques effectuées sur des séries de mesures pluviométriques pour la période 1901-1970 (Zeller et al., 1980).

Plusieurs études ont montré que le réchauffement global du climat s'accompagne d'une augmentation de la fréquence des fortes précipitations dans de nombreuses régions du globe (Frei et al., 2000 ; Trömel et Schönwiese, 2007 ; IPCC, 2007). Une telle augmentation est aussi perceptible en Suisse de 1975 à 2000, notamment au Nord et dans les Alpes (Fallot, 2000). Les modèles climatiques globaux et régionaux prévoient que la fréquence des fortes précipitations devrait continuer de croître durant le 21^{ème} siècle en Suisse et dans le monde (Frei et al., 2006 ; Beniston et al., 2007 ; IPCC, 2007). Pour cette raison, les précipitations journalières cinquentennales pour une durée de 24 heures ont été recalculées à partir d'analyses statistiques effectuées sur des séries de mesures pluviométriques pour la période 1961-2007 à 425 endroits du pays, afin d'examiner si ces valeurs cinquentennales n'ont pas augmenté par rapport à celles obtenues par le WSL sur la période 1901-1970.

2. Méthodes

Les analyses de Gumbel constituent une des méthodes statistiques les plus souvent utilisées en météorologie pour rechercher les valeurs extrêmes pour les précipitations ou les vents. Ces analyses permettent d'ajuster une courbe de régression en fonction de la fréquence d'apparition des événements dans le passé et de prévoir la probabilité d'apparition d'un événement de plus grande ampleur avec une période de retour plus longue (par exemple 500 ans) que la série de mesures disponibles. Cet ajustement se fait à partir d'une double loi exponentielle selon une méthode décrite dans Gumbel (1958). Pour une série de mesures de précipitations donnée, on retient la hauteur d'eau journalière maximale mesurée en 24 heures durant chaque année ou chaque mois. Ces valeurs maximales sont ensuite classées par rang pour lequel on calcule la fréquence d'apparition en fonction de la double loi exponentielle de Gumbel u :

$$u = -\ln(-\ln(1-1/T)), \quad \text{avec } T = \text{période de retour exprimée en années ou en mois}$$

On peut ensuite ajuster une droite de régression linéaire en fonction des valeurs u obtenues et des valeurs maximales annuelles ou mensuelles mesurées.

Le WSL avait expérimenté plusieurs méthodes statistiques pour déterminer les valeurs des précipitations journalières extrêmes pour une durée plus longue (100, 500 ans) que les séries de mesures disponibles. Les analyses de Gumbel ont abouti aux meilleurs résultats pour l'estimation des précipitations journalières (sur 24 heures) extrêmes en Suisse, sauf dans un quart Nord-Est et quelques autres endroits isolés. Dans ces régions-là, la loi log normale a fourni de meilleures estimations, mais elle se traduit par des valeurs de 27 à 43% plus élevées que les précipitations journalières cinquantennales déterminées par la loi de Gumbel.

Les analyses effectuées sur des séries de mesures en Allemagne ont aussi montré que la loi de Gumbel permet de déterminer efficacement les valeurs des précipitations extrêmes dans ce pays (Trömel et Schönwiese, 2007). Par contre, cette loi est moins appropriée dans d'autres pays comme la Grèce où la loi de Jenkinson aboutit à de meilleurs résultats (Livada et al., 2008).

Les précipitations journalières cinquantennales ont donc été estimées à partir de mesures faites durant 47 ans, de 1961 à 2007, en appliquant la loi Gumbel décrite plus haut, car elle donne globalement les meilleurs résultats en Suisse. Ces mesures provenaient du réseau de MétéoSuisse avec des stations automatiques mesurant en continu plusieurs paramètres météorologiques et des stations pluviométriques relevant les hauteurs d'eau une fois par jour vers 7 heures du matin. Une bonne partie de ces stations ont commencé leurs mesures en 1961 et celles-ci couvrent l'intégralité de la période 1961-2007 à 291 endroits. Comme les précipitations varient fortement à l'échelle locale dans une topographie accidentée comme celle de la Suisse, nous avons également retenu des séries de mesures plus courtes durant cette période, mais couvrant au minimum 35 ans, à 134 autres endroits, afin d'obtenir une couverture spatiale aussi dense que possible, surtout dans les Alpes où les stations de mesures sont plus espacées. Cela représente un total de 425 stations pour lesquelles les précipitations journalières extrêmes ont été déterminées avec un temps de retour de 500 ans.

3. Résultats

La figure 1 présente à titre d'exemple les droites de régression obtenues pour les précipitations journalières maximales annuelles à 2 endroits représentatifs de la Suisse avec les hauteurs d'eau extrapolées pour une période de retour de 100 et 500 ans (= valeurs centennales et cinquantennales). On constate que cette droite de régression de Gumbel obtenue à partir des valeurs maximales annuelles pour une période de 47 ans explique bien les variations de ces valeurs d'une année à l'autre à Coldrerio ($R^2 > 0.98$, soit plus de 98% des variations expliquées). Elle permet par conséquent une bonne estimation des précipitations centennales et cinquantennales à cet endroit. On peut faire les mêmes constatations pour la plupart des séries de mesures en Suisse, sauf en quelques lieux comme Wilchingen.

Cet endroit se caractérise par le 2^{ème} coefficient R^2 le plus bas des 425 stations étudiées. Il dépasse encore 0.82, mais on remarque que les 2 valeurs journalières maximales annuelles les plus élevées se situent largement au-dessus de la tendance logarithmique dessinée par les autres valeurs journalières maximales. La double loi exponentielle de Gumbel n'ajuste pas très bien la tendance mesurée pour les précipitations journalières maximales mesurées à cet endroit durant la période 1961-2007. La valeur cinquantennale extrapolée à cet endroit par la loi de Gumbel est à peine plus élevée que les précipitations journalières maximales mesurées sur une période de 47 ans. Par conséquent, les précipitations journalières centennales et cinquantennales estimées par la loi de Gumbel sont sous-estimées pour cette distribution des valeurs journalières annuelles maximales. Des cas semblables se sont rencontrés en d'autres endroits de la Suisse et ils se caractérisent par des coefficients R^2 inférieurs à 0.9. D'une manière générale, plus ces coefficients sont bas, plus les écarts entre la valeur journalière maximale mesurée et la droite de régression ajustée par la loi de Gumbel sont grands et plus les précipitations journalières centennales et cinquantennales obtenues sont sous-estimées.

Le tableau 1 montre que les coefficients R^2 dépassent 0.95 pour 78% des stations et la droite de régression de Gumbel ajuste bien la distribution des précipitations journalières maximales par an mesurées de 1961 à 2007. Dans ce cas, les précipitations journalières centennales et cinquantennales sont bien estimées pour ces stations à partir de la loi de Gumbel. Cette méthode donne des résultats un peu moins bons pour 15.3% de stations en Suisse avec des coefficients R^2 compris entre 0.9 et 0.95.

Les estimations sont encore moins bonnes pour 6.6% des stations avec des coefficients R^2 inférieurs à 0.9. La majorité de ces dernières stations se localise dans un quart Nord-Est de la Suisse, ce qui rejoint les résultats trouvés précédemment par le WSL. Toutefois, ces stations ne représentent qu'une minorité parmi les autres stations de cette région de la Suisse où la loi de Gumbel aboutit à de bons résultats.

Fréquences d'apparition des différents coefficients R^2 pour les droites d'ajustement de la loi de Gumbel.

Tableau 1.

Coefficients R^2	Fréquence d'apparition	Fréquence cumulée
0.95 - 1	78.1 %	78.1 %
0.9 - 0.95	15.3%	93.4%
0.85 - 0.9	4.9 %	98.3%
0.79 - 0.85	1.7 %	100 %

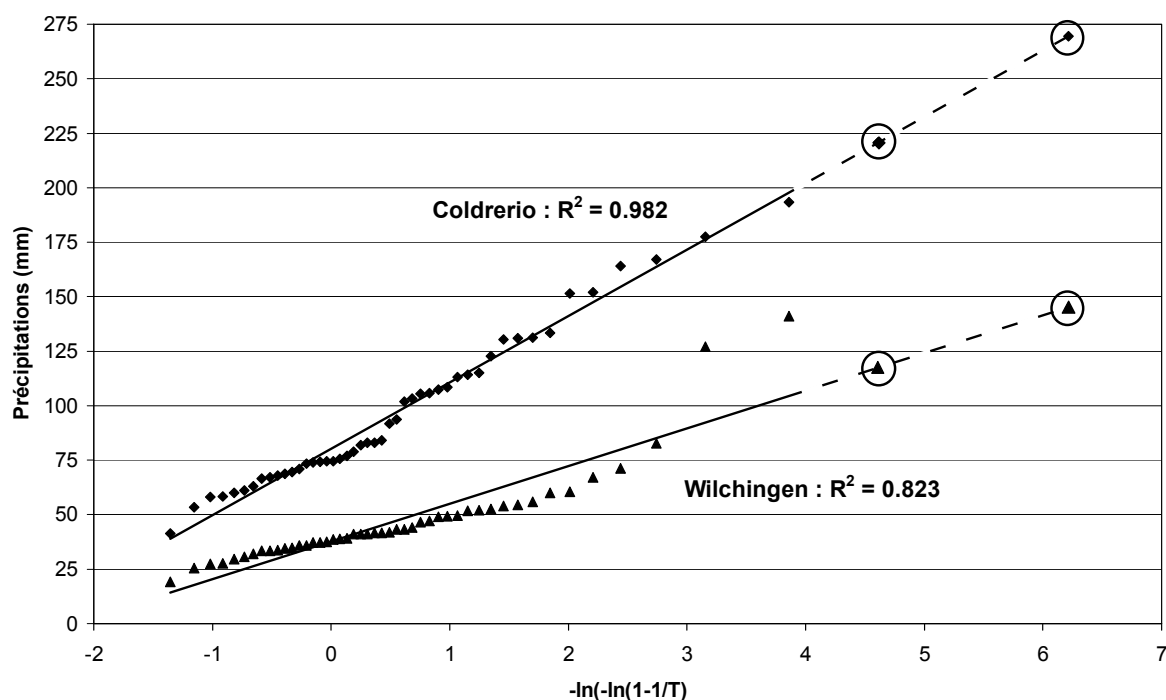


Figure 1. Précipitations journalières maximales par an mesurées de 1961 à 2007 à 2 endroits de la Suisse (Coldrerio et Wilchingen : cf. figure 2 pour leur localisation) et droites d'ajustement de la loi de Gumbel. Les symboles entourés d'un cercle correspondent aux précipitations journalières centennales et cincennales (tout à droite) estimées en prolongeant la droite d'ajustement.

Dans près de la moitié des cas (46.7%), comme la station de Coldrerio, les précipitations journalières maximales mesurées de 1961 à 2007 restent inférieures aux valeurs estimées par les analyses de Gumbel pour un temps de retour de 50 ans (cf. tableau 2). Les précipitations journalières maximales mesurées durant cette période de 47 ans dépassent par contre les valeurs estimées par ces analyses pour un temps de retour de 250 et 500 ans dans respectivement 6.8% et 1.6% des stations en Suisse (comme celle de Wilchingen). Elles coïncident généralement avec les stations où les coefficients R^2 sont inférieurs à 0.9. Pour ces stations, les précipitations journalières cincennales (et centennales) obtenues à partir de la loi de Gumbel sont plus ou moins fortement sous-estimées comparativement aux valeurs maximales mesurées sur le terrain. Ces stations se rencontrent un peu partout en Suisse tout en étant un peu plus nombreuses dans le quart Nord-Est du pays. Par contre, les analyses de Gumbel permettent d'estimer efficacement les précipitations journalières cincennales pour près de 76% des stations où les précipitations maximales mesurées sur le terrain restent inférieures aux valeurs centennales estimées. Ces estimations sont encore assez bonnes pour 15.7% des

stations où les précipitations maximales mesurées se situent entre les précipitations avec un temps de retour de 100 et 250 ans.

Comparaison entre les précipitations journalières maximales mesurées sur le terrain de 1961 à 2007 et les précipitations journalières estimées pour différents temps de retour.

Tableau 2.

	Fréquence d'apparition	Fréquence cumulée
Prec max mes < Prec T 50 ans	46.7 %	46.7 %
Prec T 50 ans > Prec max mes > Prec T 100 ans	29.1%	75.8 %
Prec T 100 ans > Prec max mes > Prec T 250 ans	15.7 %	91.5 %
Prec T 250 ans > Prec max mes > Prec T 500 ans	6.8 %	98.4 %
Prec T 500 ans > Prec max mes > Prec T 1000 ans	1.6 %	100 %

Prec max mes = précipitations journalières maximales mesurées de 1961 à 2007

Prec T 50 ans = précipitations journalières maximales estimées pour un temps de retour T de 50 ans

Les valeurs journalières très élevées observées dans certaines séries pluviométriques en Suisse ne résultent pas d'erreurs de mesures. Elles coïncident avec des épisodes très pluvieux qui ont également provoqué de fortes précipitations dans les stations environnantes, mais avec des valeurs moins extrêmes. De tels épisodes se rencontrent surtout en saison chaude et ils peuvent être renforcés par un effet convectif local susceptible de conduire à des valeurs journalières extrêmes en quelques endroits. De telles valeurs pourraient alors correspondre à un événement extrême avec un temps de retour de 500 ans ou plus qu'on aurait mesuré en quelques endroits du pays à l'intérieur de la série de mesures de 47 ans (1961-2007). Dans ce cas-là, les analyses de Gumbel ne sous-estimeraient pas les précipitations journalières cinquentennales à ces endroits-là, ce qui accroîtrait encore la validité de cette méthode pour leur estimation en Suisse.

Le WSL avait estimé les précipitations journalières cinquentennales de la même manière que ci-dessus pour 240 stations à partir de mesures effectuées de 1901 à 1970. Il avait encore procédé à des estimations semblables pour 42 autres stations, mais à partir de la loi normale et non pas de la double loi exponentielle de Gumbel. Comme mentionné plus haut, les estimations à partir de la première méthode aboutissent à des valeurs plus élevées (de 27 à 43%) que la seconde. Le tableau 3 compare les précipitations journalières cinquentennales estimées à partir de la double loi exponentielle de Gumbel pour des mesures faites de 1901 à 1970 et de 1961 à 2007. Les valeurs cinquentennales estimées à partir des mesures pour la période 1961-2007 sont globalement plus élevées de 14% que celles obtenues à partir de la période 1901-1970 pour l'ensemble des 240 stations considérées. Les écarts entre les valeurs cinquentennales estimées à partir de ces 2 périodes de mesures varient entre 0 et 30% pour la majorité de ces stations (73.3%) ; ces écarts dépassent 30% pour 11.7% des stations. Par contre, les valeurs cinquentennales estimées à partir des mesures de la période 1961-2007 sont inférieures (de 0 à 20%) à celles obtenues à partir des mesures de la période 1901-1970 pour 15% des stations. Ceci confirme que les valeurs journalières extrêmes pour les précipitations tendent à augmenter durant le 20^{ème} siècle.

La figure 2 présente la carte des précipitations journalières cinquentennales extrapolées à partir de la loi de Gumbel et des mesures effectuées de 1961 à 2007. Ces précipitations extrêmes atteignent des valeurs sensiblement plus élevées au Sud des Alpes (jusqu'à 560 mm au Centovalli), car ce versant est très exposé aux afflux d'air doux et humide de la Méditerranée qui peuvent provoquer des précipitations abondantes en été et en automne par effet de barrage. Le versant Nord des Alpes peut également subir des effets de barrage très prononcés en cas d'afflux d'air humide d'Ouest à Nord-Est, mais les précipitations restent moins abondantes (jusqu'à 240 mm dans les Préalpes centrales et orientales) sur ce versant qu'au Sud des Alpes, car les masses d'air venant alors de l'Atlantique ou de la Mer du Nord sont moins chaudes que l'air méditerranéen et elles contiennent par conséquent moins de vapeur d'eau. En outre, elles parcourent une plus grande distance sur les terres avant d'arriver en Suisse. Pour les 2 versants des Alpes, les précipitations journalières les plus extrêmes se rencontrent avec une situation de barrage active et la présence d'une dépression (goutte froide) ou d'un front froid

stationnant près ou sur les Alpes qui favorise une forte convection en saison chaude et renforce encore l'effet de barrage.

Comparaison entre les précipitations journalières cinquantennales estimées à partir des mesures pour la période 1901-1970 et celles pour la période 1901-1970 (= Prec T 500 ans 1961-2007 / 1901-1970).

Tableau 3.

Prec T 500 ans 1961-2007 / 1901-1970	Fréquence d'apparition	Fréquence cumulée
-20 à -10 %	3.3 %	3.3 %
-10 à 0 %	11.7%	15.0 %
0 à 10 %	25.0 %	40.0 %
10 à 20 %	28.3 %	68.3 %
20 à 30 %	20.0 %	88.3 %
30 à 40 %	9.2 %	97.5 %
40 à 50%	1.7 %	99.2 %
50 à 62%	0.8 %	100 %

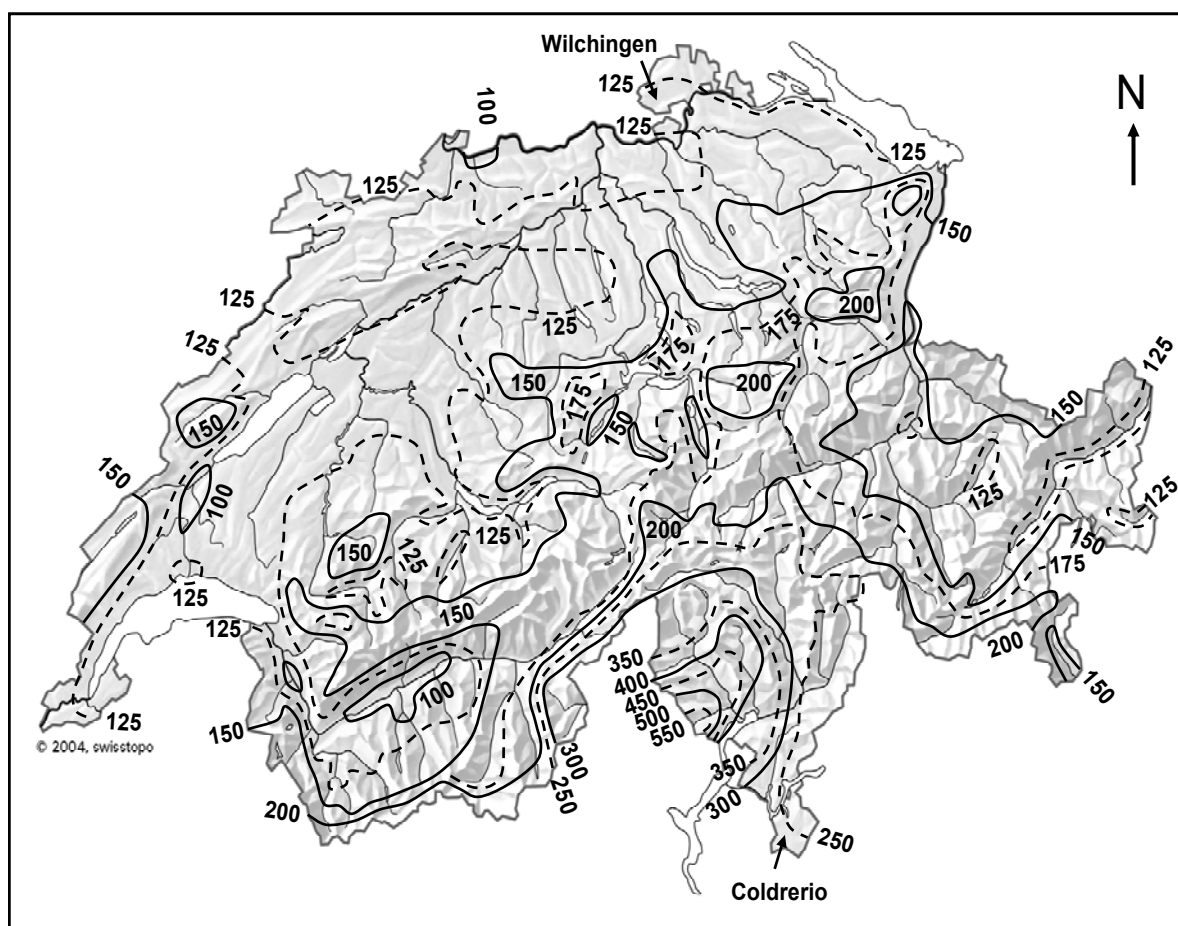


Figure 2. Précipitations journalières cinquantennales estimées en Suisse à partir de la loi de Gumbel et des mesures in situ effectuées à 425 endroits de 1961 à 2007.

Conclusion

Les analyses de Gumbel effectuées sur les séries de mesures de précipitations à 425 endroits pour la période 1971-2007 ont permis d'estimer efficacement les précipitations journalières extrêmes avec un temps de retour de 500 ans pour la plupart des stations en Suisse. Les précipitations journalières cinquantennales obtenues pour la période 1961 à 2007 sont globalement plus élevées de

14% à celles estimées à partir des séries pluviométriques de 1901 à 1970 pour l'ensemble des stations en Suisse. Pour 31% de ces stations, les valeurs journalières cinquentennales extrapolées à partir des mesures pour la période 1901-1970 se réduisent à des valeurs centennales (ou à un temps de retour encore plus bas) pour les séries de mesures 1961-2007. Ceci confirme clairement que les valeurs extrêmes des précipitations ont augmenté et qu'elles pourraient remettre en cause le dimensionnement des ouvrages de protection contre les crues dans certaines régions de Suisse.

Toutefois, ces analyses de Gumbel ne permettent de connaître les valeurs des précipitations extrêmes que dans des endroits bien précis. Or, elles varient fortement à l'intérieur d'un bassin-versant dans une topographie aussi accidentée que celle de la Suisse, ce qui a des incidences pour le calcul des crues. Un modèle météorologique a été développé pour calculer les vents et les précipitations extrêmes avec une résolution horizontale de 2 km en Suisse. Les résultats de ce modèle avaient été confrontés avec les précipitations journalières cinquentennales estimées à partir des mesures pluviométriques pour la période 1901-1970 (Audouard et al., 2006). De nouveaux calculs ont été réalisés avec ce modèle pour déterminer les précipitations maximales probables (PMP) selon une méthodologie décrite dans Audouard et al. (2006). Les résultats de ces calculs doivent encore être comparés aux nouvelles valeurs cinquentennales des précipitations journalières obtenues à partir des mesures pluviométriques pour la période 1961-2007.

Bibliographie

Audouard A., Hertig J.-A., Fallot J.-M., 2006 : Modélisation des précipitations extrêmes en Suisse. *Actes du 19ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Epernay, 6-9.09.2006, p. 83-88.

Beniston M., Goyette S., Stephenson D.B., Christensen O.B., Frei C., Schöll R., Halsnaes K., Holt T., Palutikof J., Jylhä K., Koffi B., Semmler T., Woth K., 2007 : Future extreme events in Europe climate : an exploration of regional climate model projection. *Climatic Change*, **81** (s.1), p. 71-95.

Fallot J.-M., 2000 : Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20ème siècle. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, p. 100-109.

Frei C., Davies H.C., Gurtz J., Schär C., 2000 : Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, **1**, p. 281-299.

Frei C., Schöll R., Futukome S., Schmidli J., Vidale P.L., 2006 : Future change of precipitation extremes in Europe. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.

Gumbel E.J., 1958 : *Statistics of extremes*. Columbia University press, 375 p.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007. The physical science basis. Working Group I Contribution to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996 p.

Livada I., Charalambus G., Assimakopoulos M.N., 2008 : Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, **93**, p. 45-55.

Trömel S., Schönwiese C.-D., 2007: Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. *Theoretical and Applied Climatology*, **87**, p. 29-39.

Zeller J., Geiger H., Roethlisberger G., 1980 : *Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrand-Gebiet*. Office fédéral de l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL), anciennement Institut Fédéral de Recherche Forestière (FNP), Birmensdorf.

LES EXTREMES NIVOMETRIQUES DANS LES ALPES ITALIENNES : ANALYSE DES DONNEES DE DEUX STATIONS DU MONTE CANIN (ALPES IULIENNES - FRIOUL) ET SITUATIONS SYNOPTIQUES RESPONSABLES DES CHUTES DE NEIGE

M. FAZZINI¹, D. MORO² avec la collaboration de L. STEFANUTO³

¹Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della terra – Via Saragat, 1 - 44100 Ferrara – fzmsm@unife.it

² Regione Friuli Venezia Giulia – Servizio gestione territorio rurale e irrigazione

³ Regione Friuli Venezia Giulia – OSMER ARPA FVG

Résumé : Les Alpes Juliennes représentent le plus important « château d'eau » du territoire italien. Elles sont situées près de la frontière avec la Slovénie et sont disposées ouest est, sur environ 50 kilomètre de long en Italie et , à moins de 60 kilomètres de la cote adriatique. Les flues atmosphériques méditerranéens, activées surtout dans des talwegs atlantiques ou centrés sur le Golfe de Gênes, s'y soulèvent et favorisent d'ascendance et des précipitations particulièrement abondantes durant toute l'année. De la mi- novembre jusqu'à la mi-avril, au dessus de 1200 mètres, les précipitations deviennent presque exclusivement neigeuses et les cumuls saisonniers sont exceptionnellement abondantes, au point que le massif du Canin -2575 m.s.n.m, possède deux glaciers de cirque dont le front est a une altitude d'environ 1900 m. L'enneigement abondant et la persistance de la neige au sol favorisent une très longue saison de ski mais en parallèle, en particulier durant le printemps, cela favorise le déclenchement d'importantes avalanches qui représentent un très grand danger pour les activité touristiques et sportive.,

Mots clé : alpes Juliennes , château d'eau, neige, danger avalanches

Abstract: *Extreme snow levels in the Italian Alps. Analysis of data from two stations in Monte Canin (Julian Alps - Frioul) and representative synoptic situations for snowfalls.* The Julian Alps are the most important "water castle" of the Italian territory; she's are situated on the border with Slovenia and to be ready for about 50 kilometres' with west-east direction, less than 60 kilometres' from the coast of the Adriatic Sea. The Mediterranean air masses, triggered by depressions positioned on the Atlantic or centred in the Genoa Gulf, they will rise and determine heavy and recurring rainfall; very abundant throughout the year. From mid November until the mid April, more than 1200 meters, the precipitation are almost exclusively snowy and the snowfall are exceptionally heavy; so in Canin massif two glaciers are found and descending to 1900 meters about. The notable thickness of snow to the ground and the prolonged snow cover favours a very long ski season bath, at same time, determine a frequent releases of large avalanches, that is harmful to the tourism.

Keywords: Julian Alps, snow, avalanche hazard

Introduction

Les Alpes juliennes présentent des caractères climatiques particulières qui sont dues principalement à sa position géographique de transition entre le domaine subméditerranéen et celui subcontinental « mitteleuropéen ». Cette chaîne de montagne d'altitude moyenne - le sommet le plus élevé est le Mont Canin à 2575 m.- possède des reliefs s'élevant très rapidement au nord de la plaine du Frioul – ville de Udine. Les masses d'air humides, instables ou perturbées s'y soulèvent avec vigueur et forment soit des précipitations continues et abondantes, très fréquemment neigeuses jusqu'à altitudes relativement faibles ; soit des précipitations orageuses aux autres saisons.

Les cumuls de précipitations annuels sont très abondants : sur la période 1971-2000, ils dépassent 3000 millimètres dans quelques stations situées sur le versant méridional de la chaîne : les stations de Musi et Ucea détiennent le record des précipitations moyennes annuelles en Italie (Fazzini et al ,2006 ; Tecilla et al 2006). La température moyenne annuelle au fond de la vallée (Tarvisio, 777 m.) est de 8,4°C, les extrêmes mensuels varient entre -2,1°C en janvier et 17,2°C en juillet, et les valeurs absolues entre -27,5°C et 37,3°C. Le gradient thermique vertical moyen, calculé sur la période 1991 - 2000 à Monte Lussari (1750 m est de 0.57°C/100 mètres.

Le régime pluviométrique est de type subcontinental, bimodal, avec un léger maximum absolu en automne et un maximum secondaire, très étendu de juin à août ; on enregistre un faible minimum absolue en décembre - janvier (Fazzini et Giuffrida, 2005). Les précipitations neigeuses se produisent

de la mi-octobre à la mi-mai sur les sommets et de la fin de novembre jusqu'à la mi-avril dans les fonds des vallées. Les cumuls saisonniers sont abondants et il est possible de pratiquer du ski jusqu'au début de l'été sur le névé de Piano Prevala, à 1800-1900 mètres d'altitude. Dans le massif, il existe aussi un petit glacier de cirque qui malgré un recul rapide a encore un front à une altitude minimale proche de 1950 m.

1. Methode de travail

Pour chercher de quantifier la niviosité aux échelles microclimatiques, on dispose de deux stations, situées respectivement au fond de la vallée du fleuve Raccolana, à une altitude de 1185 m – Sella Nevea - et à 1845 m. - Rifugio Gilberti - située à la base du Mont Canin, dans le « Piano del Prevala » (fig. 1 et 4). Ces stations ont été mises en place pour la saison d'hiver 1972-1973 mais présentent des données continues seulement depuis 1978. Les deux stations sont à relief manuel ; toutefois, à partir du 1999, à Piano Prevala, à quelques dizaine de mètres du Ref. Gilberti, une station automatique complète a été installée avec capteur à ultrasons et nommée « Livinal Lunch ». Puisque la station à relief manuel sont utilisées surtout pour le monitoring des phénomènes d'avalanche, elles disposent depuis l'ouverture des remontées mécaniques pour les sports d'hiver ; donc, pour rendre homogènes la banque des données, on a considéré, pour l'analyse, les données nivo métriques relatives à la période 1^{er} décembre - 30 avril.

De conséquence, les cumuls saisonniers relatifs à Rifugio Gilberti présente une légère sous-estimation dans quelque saison avec chutes de neige significatives durant la seconde partie de l'automne. En plus, à Piano Prevala, les chutes de neige les plus abondantes, coïncident presque toujours avec des forts vents provenant de sud-est à sud-ouest qui redistribuent d'une manière irrégulière le manteau neigeux.

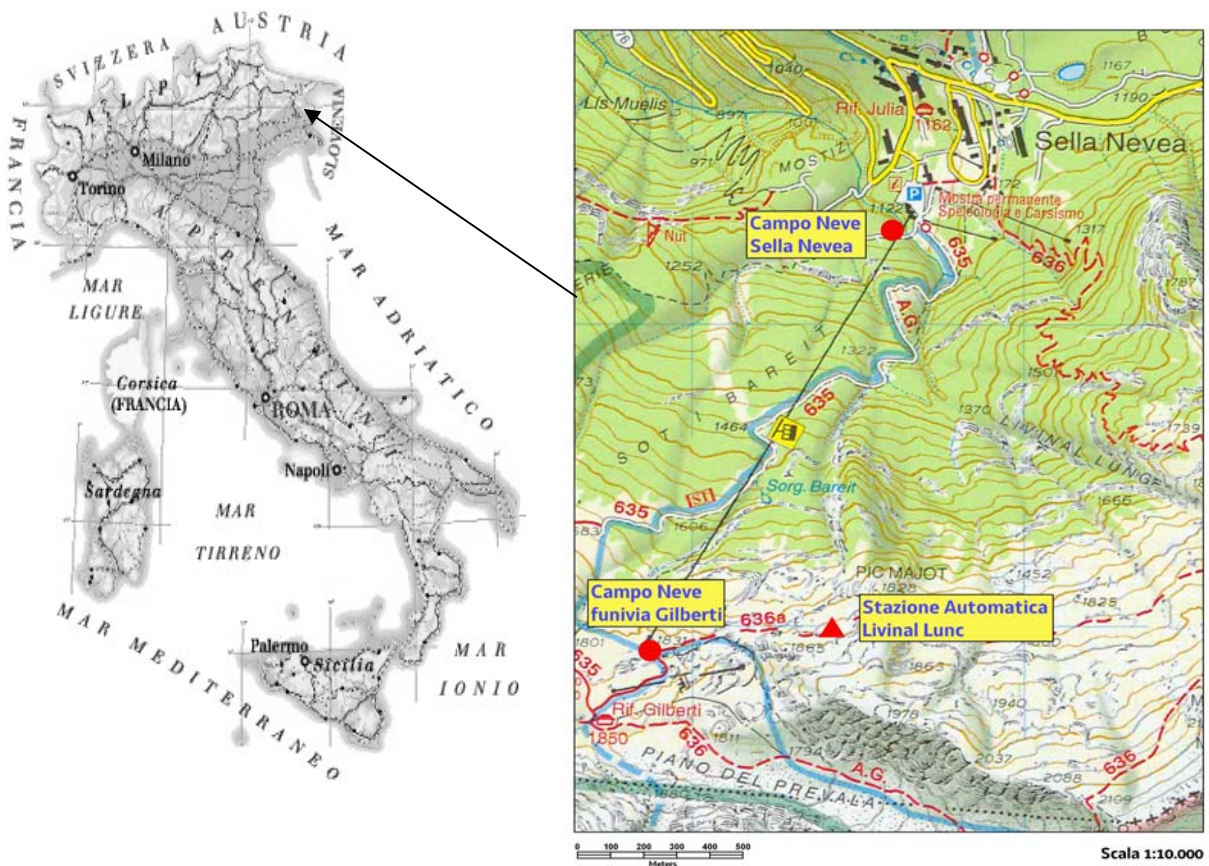


Figure 1. Localisation du Massif de Monte Canin

1.1 Nivometrie et nivologie dans le massif

L'analyse des données nivométriques confirme que, dans le massif du Mont Canin, l'enneigement moyen est tout à fait exceptionnel par rapport à la position géographique du site et à l'altitude moyenne. Les cumuls neigeux saisonniers atteignent les 350 centimètres à Sella Nevea et 680 centimètres à Rifugio Gilberti (fig.2). Les maximum absolue atteint 710 cm - à Sella Nevea - saison 1977-78 - et de 1230 cm - saison 1978-79 - à Refuge Gilberti. La saison 2008-2009 evidence des valeurs record, surtout au mois de Décembre (plus de 400 cm de neige fraîche à Rifugio Gilberti – fig.4) et très élevés aux mois de janvier et de février tandis que, durant le moi de mars, les chutes de neige ont été très limités. Actuellement, ce n'est pas encore possible de calculer les totaux saisonniers.

Le gradient nivométrique verticale est très élevé et atteint le 55 cm chaque 100 mètres d'altitude. Si l'on considère aussi la voisine station nivôse de Tarvisio - située à 777 mètres d'altitudes, où la moyenne saisonnière est de 190 cm - le valeur descend à 47 cm/100 mètres. C'est donc évidente un signal climatique typiquement maritime, où les chutes de neige sont proportionnellement plus abondantes aux altitudes plus élevées.

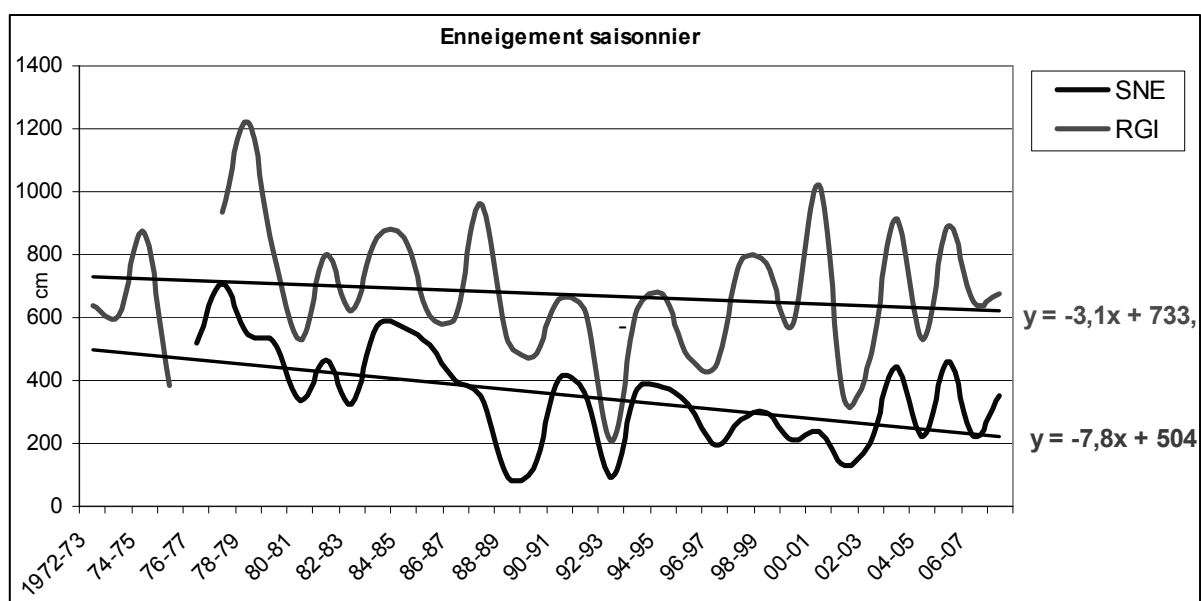


Figure 2. Hauteur cumulée saisonnier des deux stations « nivôse » dès 1972-73 et trend linéaire

Relativement à la distribution des chutes de neige durant la saison, on observe deux différents signaux, compte tenu du fait que la distance entre les deux nivôses est seulement de 1400 mètres. Au fond de la vallée le régime nivométrique est de type « étalé » (Fazzini *et al*, 2005); avec des cumuls équivalents durant les trois mois de l'hiver. A Ref. Gilberti, le signal devient bimodal avec un maximum absolu en mars-avril et un léger minimum en janvier (fig.3a).

Le rôle de l'altitude est absolument évident. En plein hiver, le coefficient nivométrique varie entre 95 et 100% à toutes les altitudes tandis qu'en avril, à Sella Nevea, il descend jusqu'à 35% pour rester autour de 95% à refuge Gilberti. Les épaisseurs maximales de la neige au sol sont particulièrement élevés en relation à l'altitude; de plus, de telles mesures montrent des écart-types assez réduits : à Sella Nevea on atteint fréquemment le 200 cm tandis que à Rif. Gilberti on peut mesurer fréquemment 400 cm (fig. 3b). Au fond de la vallée on mesure les cumuls plus importants à la fin de février tandis que à Refuge Gilberti le maximum se relève durant le mois d'avril.

Les valeurs absolues varient entre 260 cm et 615 cm. Toutefois, dans la saison en cours, on a atteint, à la mi-mars, un cumul de 645 cm. qui représente le nouveau record absolu depuis 1972 (communication Région Frioul).

Relativement au trend saisonniers; on peut observer, pour les deux stations, une baisse des cumuls de neige fraîche, très marqué à Sella Nevea – presque neuf centimètres par saison – modérée à Rifugio Gilberti – presque 2,5 cm par saison (fig.2). Les baisses mensuels les plus importants se vérifient, à toutes les altitudes, en décembre tandis que en mars en altitudes est présente une légère hausse.

Le nombre de jours avec chutes de neige > 1cm est très élevé et compris entre 30 de Sella Nevea et 40 de Ref. Gilberti, toutefois, dans cette nivôse, on peut comptabiliser jusqu'à 65 épisodes par saison.

Le maximum tombe en février au fond de la vallée (8,3 jours) et en mars-avril (9,1 et 8,9 jours) sur les sommets. La neige reste au sol pour 132 jours à Sella Nevea tandis que la fermeture de la nivôse à Ref- Gilberti ne permet pas d'établir la durée effective du manteau neigeux.

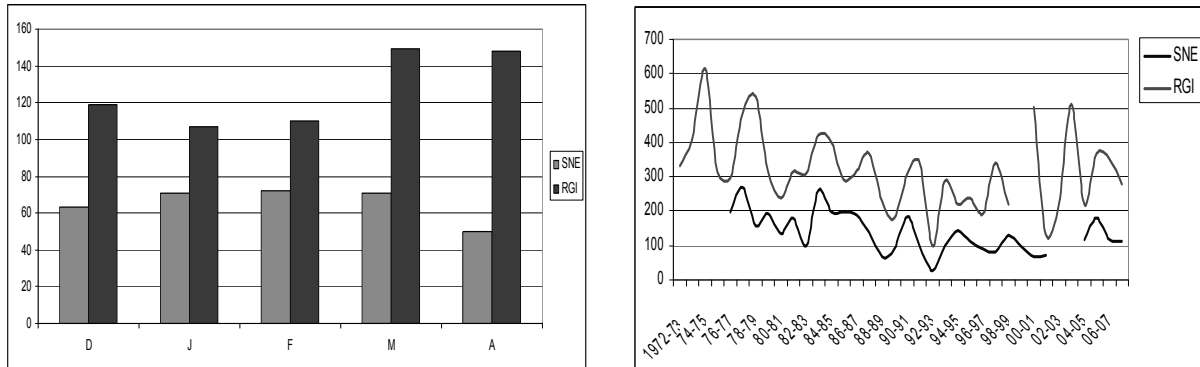


Figure 3a et 3b. Régime nivo métrique des nivôse (gauche) et épaisseur maximale saisonnier de la neige au sol (à droite)

De l'analyse des données relatifs à la station automatique de Livinal Lunch, on peut affirmer que le sol est couvert près de 190 jours et que dans les fonds de piano Prevala cette valeur monte à 220 jours. En analysant en détail les cumuls neigeux durant 24 heures, il est évident qu'ils ne sont jamais exceptionnels: les maximum absolues atteignent le 80 cm à Sella Nevea et le 120 cm à Rifugio Gilberti. Il faut de même souligner que d'abondantes chutes de neige sont très fréquentes - de 2 à 3 cas avec des cumuls de 70 et 90 centimètres - chaque saison).



Figure 4. Vues relatives à l'hiver 2008-09, des « nivôse » de Sella Nevea, 1175 m.s.n.m. - à gauche - et de Refuge Gilberti, 1845 m.s.n.m avec « piano del Prevala » - à droite (photos Fazzini et Moro).

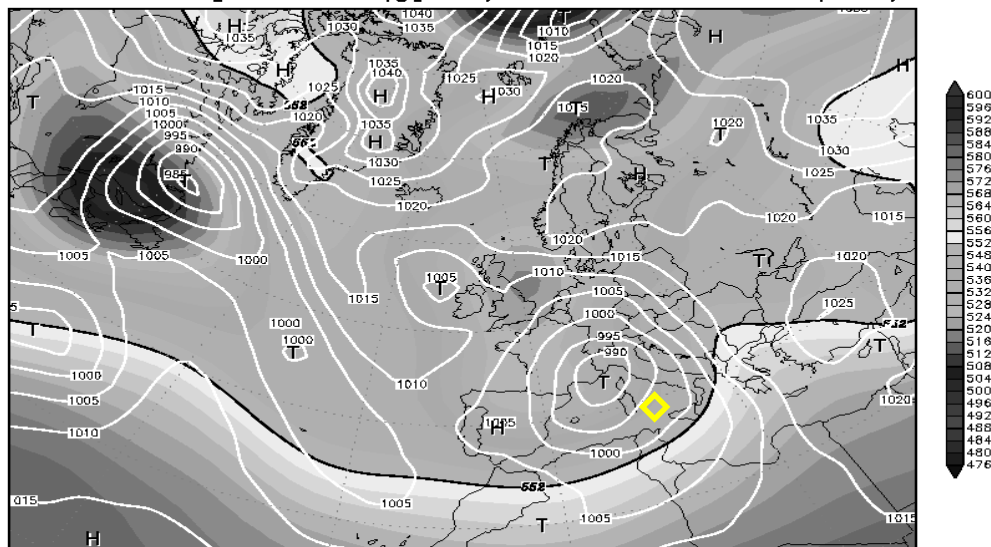
1.2. Situations synoptiques

Grace à son exposition, le massif de Canin reçoit des abondantes chutes de neige durant toutes les situations synoptique permettant l'arrivée des flux méditerranéens. En générale, on peut reconnaître deux type de circulation qui provoquent du mauvais temps sur la totalité du versant sud des alpes Italiennes (Fazzini, 2007 ; Barbiero et Fazzini, 2007). Sur la figure 5a, on peut observer la présence d'un profond talweg de type dynamique, centré au sol sur la

cote d'Azur, fortement barocline (minimum à 500 hPa sur le Pats de Galles), qui active sur son bord oriental un très fort flux de Sirocco au sol et de sud-ouest déjà à 850 hPa.

11FEB1978 00Z

500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



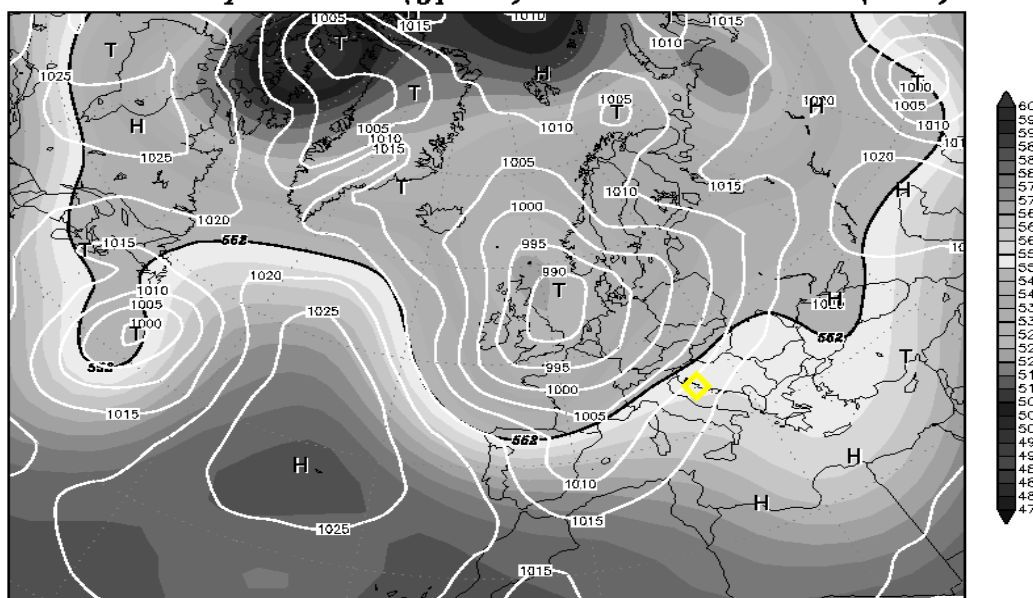
Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Figure 5a. Situations au sol et geopotential à 500 hPa le 11 de février 1978 à 00.
En jaune l'aire d'étude

Pour cette situation – typiquement hivernale - à Sella Nevea on a enregistré 78 cm de neige en 12 heures tandis qu'à Piano Prevala la hauteur n'a pas dépassé le 50 centimètres, soit, à cause des nuages bas, soit pour le fort libeccio (SO) qui a modifié la distribution de la couche de neige fraîche.

24APR1979 00Z

500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Figure 5b. Situations au sol et geopotential à 500 hPa le 24 avril 1979 à 00 UTC - réanalyse NCEP

Le 24 avril 1999 (fig.5b), la dépression dynamique est positionnée, sur un axe principal nord-sud – allant en surface, de la mer du Nord au Maroc. Encore une fois le flux se dispose de sud-est au sol et de sud-ouest à 500 hPa. Pour cette situation, au Ref Gilberti on a mesuré 122 cm de nouvelle neige - avec densité moyenne de 125 kg/m³ tandis qu'à Sella Nevea, les précipitations étaient liquides.

Paradoxalement, les advections d'air instable provenant de l'Europe centrale, qui apportent d'intenses perturbations jusqu'à la cote de la mer Adriatique, n'y déterminent pas de chutes de neige significatives, à cause des valeurs des températures et d'humidité relative notamment trop basses. Au même temps, les fronts froids provenant de l'Europe septentrionale déterminent eux seulement des faibles chutes de neige, pour la position « sous le vent » du massif. Enfin, les fronts atlantiques y arrivent assez déchargés d'humidité et peuvent provoquer des chutes de neige de faible à modérées, selon le soulèvement orographique qu'ils vont subir durant le déplacement vers l'est.

Les valeurs maximum en 24 heures enregistrés dans les deux stations ne sont particulièrement élevés par rapport au cumuls saisonniers ; à ce propos, on peut penser que la morphologie de l'arc alpin du Frioul favorise un rapide déroulement des structures frontales et des éventuels talweg vers les Balkans.

Conclusions

L'analyse des mesures nivométriques disponibles depuis 1973, montre que le massif du Canin est l'une des aires les plus neigeuses des Alpes italiennes, avec des cumuls saisonniers moyens variables, aux différentes altitudes, entre 350 et 700 cm. Les abondantes chutes de neige du massif favorisent la pratique des sports d'hiver pour près de cinq mois à Sella Nevea et pour près de huit mois à Piano Prevala. Le régime nivométrique est de type « étalé » au fond de la vallée tandis qu'il devient bimodale avec maximum au printemps sur les sommets. Par conséquent, l'aire est intéressée assez fréquemment des phénomènes d'instabilité du manteau neigeux durant toute la période froide et pour environ 90 jours par an, le *risque avalanche* est marqué (degré 3 sur une échelle de 1 à 5). En particulier, l'analyse du « modèle 1 AINEVA » où on enregistre chaque jour les mesures nivométriques et l'activité des avalanches - montre que l'on observe 20,4 jours avec avalanches par saison ; avec un maximum mensuel en mars (5,4 jours) et surtout en avril (6,8 jours). Parfois, on peut observer des déclanchements de grandes avalanches de neige humide, surtout de fond et à faible cohésion qui rejoint le fond de la vallée à Sella Nevea. En quelques saisons, dans ce mois de printemps, on peut compter aussi 16 jours avec déclanchement de moyenne grandeur. Donc, pour toutes ses particularités climatiques, l'aire du massif du Canin est une portion des Alpes méridionales très importante pour les études nivologiques et climatologiques de moyenne montagne méditerranéenne.

Bibliographie

Barbiero R., Fazzini M., M. Gaddo, Bisci C., 2007: Analysis of recent meteorological configurations responsible for substantial snowfalls in the Trentine sector of the Adige valley bottom (eastern Italian Alps) Proc. 29 ICAM Chambery France, 361-366

Fazzini M., Giuffrida A., Frustaci G., 2005: "Snowfall analysis over peninsular Italy in relationship to the different types of synoptic circulation: first results – The 28th conference on Alpine Meteorology (ICAM-MAP), Croatian Meteorological Journal Vol. 40, 650-653.

Fazzini M., Magagnini L., Giuffrida A., Frustaci G., M. di Lisciandro e M. Gaddo 2006: « Nevosità in Italia negli ultimi 20 anni » in Neve e Valanghe, AINEVA ed, 58 volume Speciale innevamento in Italia – 22-33.

Fazzini M., 2007: Applicazioni della climatologia al "rischio neve": la carta dinamica dell'innnevamento della Provincia di Trento Atti VII congresso di Meteorologia del Friuli Venezia Giulia. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia ed, 37-52.

Giorgio Tecilla, Massimiliano Fazzini con la collaborazione di Mirko Sebastiani 2006: Monitoraggio dei parametri nivologici : Documento di analisi sull'attuale quadro di settore con riferimento alla rete dei centri funzionali » Dipartimento Nazionale della Protezione Civile-Aineva ed. 121 pp.

VARIABILITE SPATIOTEMPORELLE DES PRECIPITATIONS DANS L'EXTREME NORD DE LA TUNISIE

M. FEKI

Institut supérieur des Sciences humaines de Jendouba, Av. de l'UMA, 8189 Jendouba, Tunisie,
Tél. 00216 78 61 02 02, Fax 00216 78 61 02 00
Email: m_feki@hotmail.com

Résumé : L'étude proposée porte sur l'extrême nord de la Tunisie qui est la région la plus humide du pays. Les caractéristiques et la régionalisation de la variabilité des pluies sont étudiées, entre 1975/76 et 2005/06, à partir de deux techniques statistiques : la régression linéaire simple et l'analyse en composante principale (ACP sans ou avec rotation). L'ACP avec rotation se révèle très intéressante puisqu'elle montre, à l'échelle annuelle, deux régions opposées au niveau de la répartition spatiotemporelle de la pluviométrie extrême (très excédentaires et très déficitaires).

Mots clés : Variabilité; modélisation; régionalisation; pluviométrie extrême; Tunisie

Abstract: Space-time changeability of rainfall in the extreme north of Tunisia. The aim of this paper is to study characteristics and regionalization of rain-variability from 1975/76 to 2005/06 in the extreme north of Tunisia, which is the most humid region. Two statistic- techniques was used: Simple Linear Regression and Principal Component Analysis (PCA without or with rotation). PCA with rotation revealed very interesting. It proved two regions with spatiotemporal repartition of rainfall-year extreme was opposed.

Keywords: Variability; quantification; regionalization; rainfall-extreme; Tunisia.

Introduction

En Tunisie, l'eau est un problème majeur à cause du climat, puisque tout le pays connaît au moins pendant quelques mois de l'année un déficit de l'eau. Ce déficit résulte d'un déséquilibre entre des besoins croissants en eau et une nature peu généreuse (Hénia, 2008). En effet, le climat est contraignant avec un apport pluviométrique modeste inégalement réparti dans l'espace et très irrégulier dans le temps et un pouvoir évaporant très fort (Hénia, 1980 et 2008; Bousnina, 1986). Les moyennes pluviométriques annuelles vont de plus de 1500 à moins de 60mm, avec une saison de pluies qui s'étend de septembre à mai. Toutefois les pluies sont caractérisées par une grande variabilité qui touche aussi bien les quantités reçues, l'intensité, le régime pluviométrique, que la date du début et celle de la fin de la saison pluvieuse (Hénia, 1980 et 2008; Bousnina, 1986). Dans le contexte de cette variabilité, le pays connaît des excédents pluviométriques qui sont à l'origine parfois de quelques inondations, mais aussi des épisodes de sécheresse sévères, fréquents et périodiques

L'objectif de ce travail est de quantifier la variabilité des pluies et d'identifier des régions cohérentes de même variabilité afin de déterminer, au sens large du terme, les années très humides et très sèches. Le cadre géographique de cette étude est l'extrême nord de la Tunisie subdivisé en trois régions (figure 1) :

- le Tell septentrional, château d'eau de la Tunisie, est une région montagneuse constituée essentiellement des massifs forestiers la Kroumirie au Nord-Ouest et les Mogods à l'extrémité nord du pays, dominant une côte souvent rocheuse. Au sud des Mogods s'étendent les montagnes de Hdhil-Bjéoua;

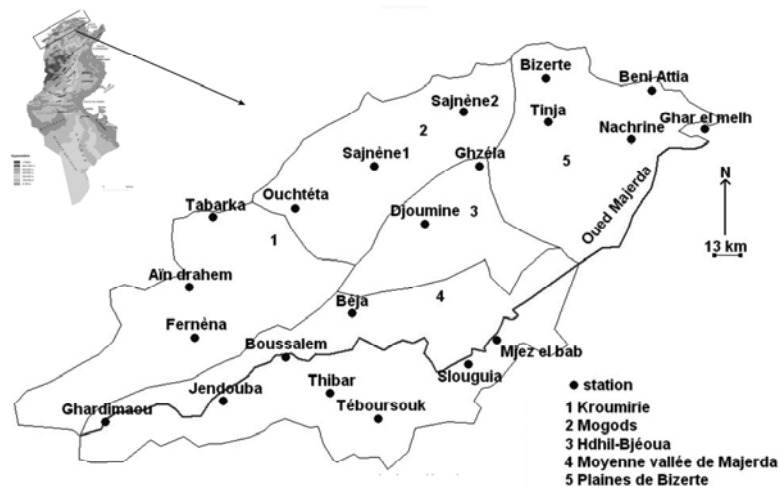


Figure 1. Carte de localisation

- les plaines de la moyenne vallée de Majerda. Il s'agit d'un ensemble de plaines de direction Ouest-Est qui s'étendent de la frontière algérienne (Ouest) jusqu'au Mjez el bab (Est) sur 100km environ. Ces plaines sont resserrées à l'extrémité occidentale et large au centre et vers l'est, avec une altitude moyenne comprise entre 200m et 140m;
- et les plaines littorales orientales et intérieures de Bizerte.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Le réseau pluviométrique regroupe 21 stations ayant fonctionné de 1975-76 à 2005-06, soit 31 ans de données provenant de la Direction Générale des Ressources en Eaux (DGRE) principal gestionnaire du réseau de mesure des précipitations en Tunisie. Les stations sont réparties de façon relativement homogène sur l'ensemble de la zone d'étude (figure 1). Les séries ont été testées comme homogènes par le test de Man Kendall1.

1.2. Méthodes

Afin de présenter le degré de variabilité spatiotemporelle de la pluviométrie dans l'extrême nord de la Tunisie, nous avons étudié la relation entre l'écart-type et la moyenne (Camberlin, 1993 ; Traboulsi, 2004) des 21 stations sélectionnées ; cette relation a été quantifiée par une droite de régression linéaire. Puis nous avons utilisé l'Analyse en Composantes Principales sans ou avec Rotations (ACP ou ACPR) de type Varimax (Richman, 1986) pour d'individualiser les régions ayant le même mode de variabilité et déterminer les extrêmes pluviométriques. L'ACP et l'ACPR ont été effectuées selon une matrice de corrélations entre p variables (les stations) et n individus aux pas de temps annuel et mensuel.

2. Variabilité inter-annuelle de la pluviométrie

2.1. Variabilité des cumuls annuels (de septembre à mai)

La relation est très forte entre les écart-types et les moyennes des 48 stations avec un coefficient de corrélation (Pearson) de l'ordre de 0.94. La modélisation de cette relation par la régression linéaire permet d'obtenir une droite dont l'équation $E = 0,2186 (M) + 39,98$ ($E =$ écart-type ; $M =$ moyenne), avec 89% de la variance (figure 2). L'équation décrit le degré "habituel" de la variabilité dans l'extrême nord de la Tunisie, qui est d'autant plus fort que les moyennes annuelles des pluies sont plus élevées. Ainsi les stations les plus arrosées (moyenne > 800mm) situées dans le Tel septentrional (Kroumirie et Mogods) ont une variabilité des précipitations plus importante que celles de la moyenne vallée de Majerda et du littoral oriental de Bizerte. Cette variabilité est directement proportionnelle aux totaux annuels (Boussnina, 1986). La pente de la droite permet de quantifier comment l'écart-type varie en fonction de la moyenne annuelle des pluies : 1mm si la moyenne annuelle augmente de 5mm, soit une variabilité de 20% autour de la moyenne annuelle.

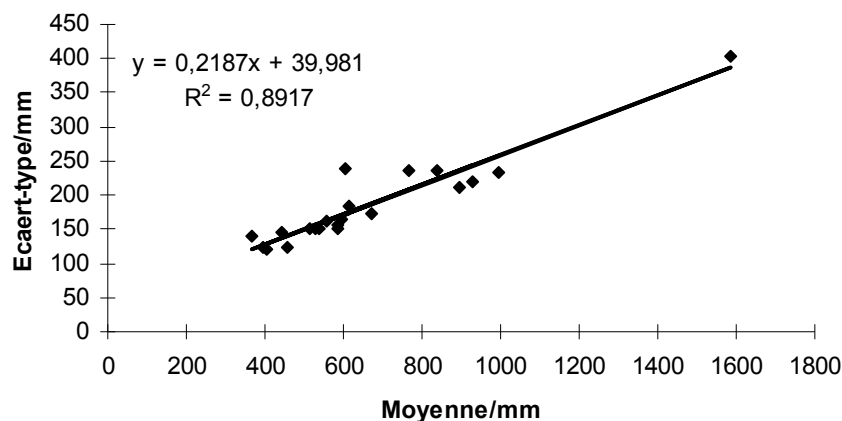


Figure 2. Relation entre l'écart-type et la pluviométrie moyenne annuelle

La carte des résidus (différence entre les valeurs observées et celles estimées par le modèle) de la relation écart-type/moyenne (figure 3) permet de distinguer trois grandes régions:

- un noyau de faible variabilité (entre -2 et 2mm) localisée dans la région de Ghar el melh (extrémité orientale) et celle de Thibar (moyenne vallée de Majerda). Les basses altitudes de la Kroumirie et les deux autres bandes centrale et orientale sont mal prises en compte par le modèle linéaire en raison de l'absence des stations: il s'agit probablement d'un artefact statistique;
- une zone de forte variabilité (< -10 et > 10mm) de superficie importante, couvre l'extrémité Ouest de la région, les sommets de la Kroumirie (altitude > 700m), le littoral septentrional, les Mogods et les Hdhils;
- et une troisième zone de variabilité "moyenne" localisée dans la moyenne vallée de Majerda et les plaines littorales orientales de Bizerte.

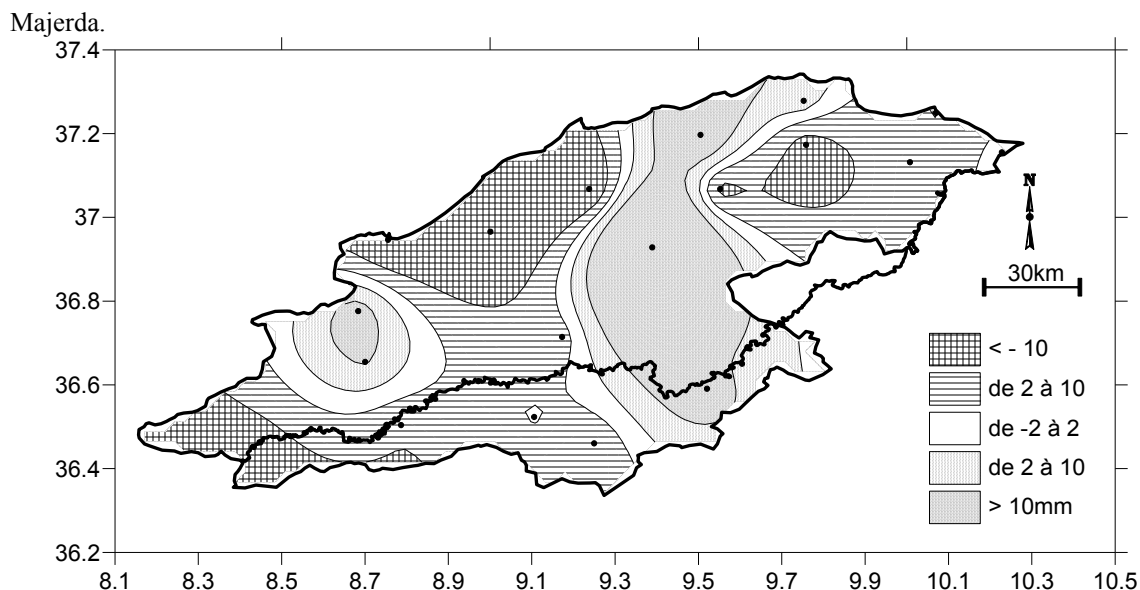


Figure 3. Résidus de la relation écart-type/pluviométrie moyenne annuelle

2.2. Variabilité des cumuls mensuels

Pour la mise en évidence de la variabilité des cumuls mensuels, la même méthode a été appliquée. Nous avons calculé et modélisé la relation écart-type/moyenne ($r = 0.93$) pour chaque mois et pour l'ensemble de la région ($21 * 9 = 189$) par une seule droite de régression linéaire : $E = 0.515 + 9.38$ (figure 4). Cette relation explique 87% de la variance et confirme une variabilité directement proportionnelle aux cumuls mensuels (50%).

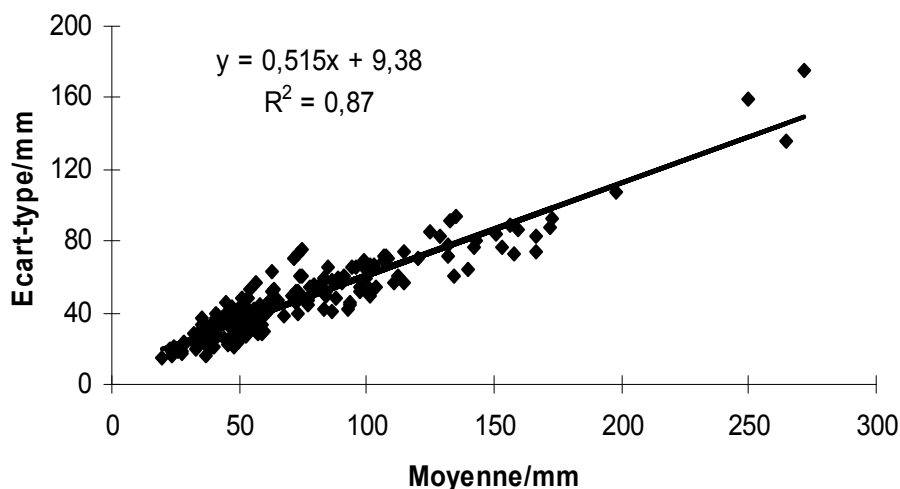


Figure 4. Relation entre l'écart-type et la pluviométrie moyenne mensuelle

Nous avons calculé les anomalies mensuelles de variabilité à partir des résidus des stations suivant l'équation de régression $E = 0.515 + 9.38$, pour cerner les variations spatiotemporelles de la variabilité des cumuls mensuelles. Il existe en effet de grandes différences entre les saisons (figure 5).

Le début de la saison pluvieuse (septembre) est marqué par une grande variabilité des pluies (anomalies positives) sauf en Kroumirie où elle est faible (anomalies négatives). A partir d'octobre, la variabilité commence à diminuer ; on observe une nette opposition entre la moyenne vallée de Majerda et le littoral oriental (anomalies négatives), et le Tell septentrional (anomalies positives). En novembre, la variabilité est la plus faible de toute la saison pluvieuse, notamment dans les Mogods et les plaines de Bizerte.

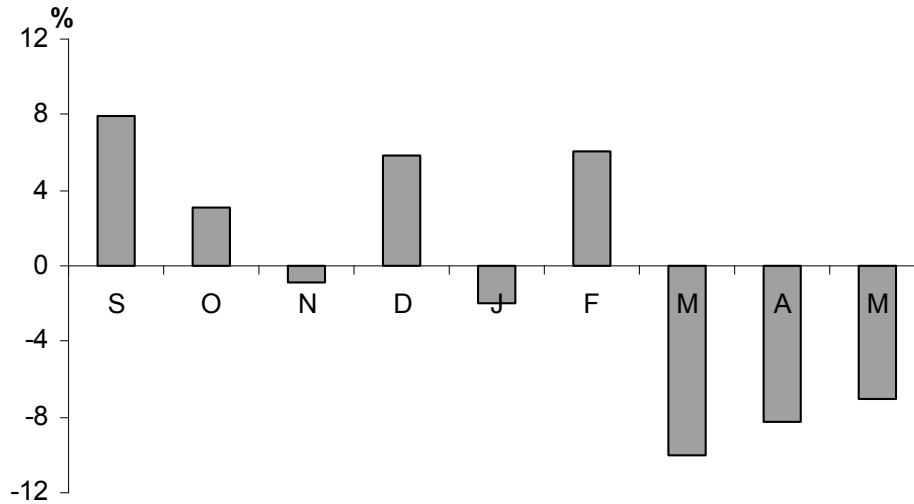


Figure 5. anomalies mensuelles de variabilité (écart moyen à la courbe d'ajustement en pourcentage de la moyenne)

Au coeur de la saison pluvieuse (hiver), la variabilité des précipitations plus faible en janvier qu'en décembre et février, bien qu'elle soit légèrement supérieure à celle de l'automne. La répartition de la variabilité change sensiblement d'un mois à l'autre avec des oppositions entre les régions : en décembre, les zones de faible variabilité se situent dans les Mogods. En janvier, ces zones couvrent tout le Tell septentrional et les plaines de Bizerte alors qu'en février les zones de faible variabilité se rétrécissent considérablement puisqu'elles se limitent uniquement au versant nord de la Kroumirie (de Tabarka à Aïn drahem).

Au printemps, la variabilité augmente de nouveau mais dans le sens opposé (anomalies négatives) notamment en mars, puis elle diminue légèrement en avril et mai. Elle confirme ainsi dans l'extrême nord de la Tunisie des écarts inférieurs à la moyenne plus importants en début (mars) qu'à la fin du printemps (avril et mai). Cette variabilité des pluies printanières s'explique par les régimes saisonnier et mensuel, étant donné que toute la région connaît un maximum hivernal, en décembre ou en janvier tandis que le printemps se situe en troisième position.

3. Variabilité spatiotemporelle de la pluviométrie annuelle

Pour mieux cerner la variabilité des précipitations dans le nord de la Tunisie, nous avons utilisé l'Analyse en Composante Principale (ACP) sans rotation ou avec rotation (ACPR). Dans un premier temps, l'ACP a été appliquée aux cumuls annuels standardisés des 21 stations retenues pour cette étude. Le résultat montre que toutes les stations sont corrélées positivement à la 1^{ère} composante qui explique 65% de la variance (signal unipolaire). Les coefficients les plus forts ($r > 0.90$) sont enregistrés sur le littoral des Mogods et dans la moyenne vallée de Majerda au niveau de la station de Boussalem. Cette cohérence spatiale s'explique par la grande homogénéité des régimes pluviométriques (pluies hivernales et sécheresse estivale) et par un nombre important d'années extrêmes (déficitaires et excédentaires) quasi généralisés. Les scores associés à l'ACP (figure 6) représentent l'évolution standardisée des précipitations de 1975/76 à 2005/06. Elles mettent en évidence les années très déficitaires (< -1) : 1997/98, 1998/99, 1993/94, 1994/95, 1997/98 et 1999/00.

L'année 2001/02 est très particulière pour tout l'extrême nord de la Tunisie, le déficit a atteint 50% en Kroumirie et 80% ailleurs. Des années largement excédentaires (> 1) sont également observées : 1986/87, 1990/91, 1995/96 et 2005/06. L'année 2002/03 est très particulière avec un excédent pluviométrique qui varie entre 10 et 60% (Aïn drahem a enregistré 2730 mm). On constate également que les années extrêmes commencent à être plus fréquentes à partir de l'année 1985/86.

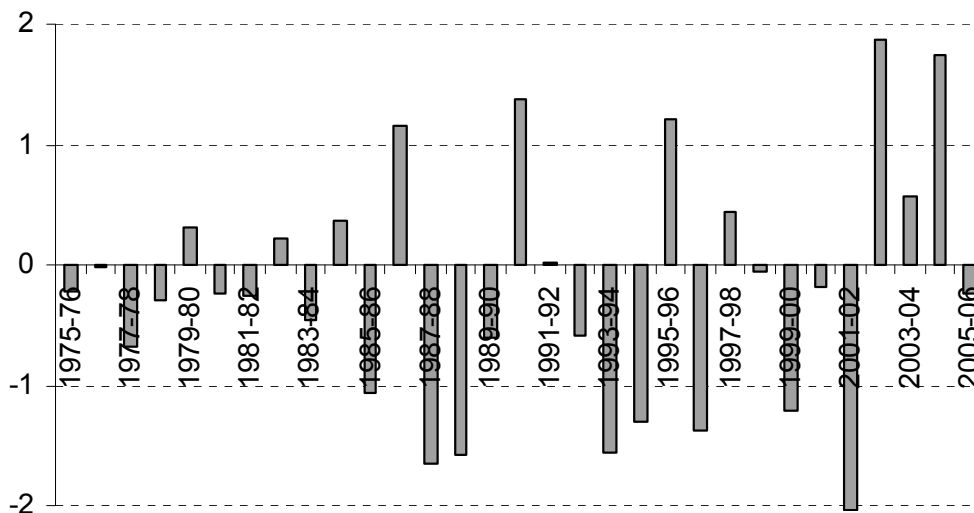


Figure 6. Evolution standardisée des précipitations de 1975/76 à 2005/06 (scores du 1^{er} facteur)

Nous avons appliqué sur le même réseau une ACPR pour clarifier les structures spatiales de chaque composante. Nous avons retenu trois composantes qui détiennent 81% de la variance totale. Les trois composantes présentent un signal unipolaire. Elle "hiérarchise" donc le degré de variabilité dans chaque région. La première (35% de variance expliquée) correspond à une région de forte variabilité située sur la côte (de Tabarka à Ghar el melh) et à l'Est du Tell septentrional (Mogods et Hdhils).

La variabilité y augmente selon une direction nord-ouest sud-est. La deuxième composante (33% de variance expliquée) regroupe les stations localisées en Kroumirie et dans la moyenne vallée de Majerda. Il s'agit d'une zone de faible variabilité notamment en Kroumirie ($r < 0.70$). La troisième composante est résiduelle (13% de variance expliquée) puisqu'elle regroupe les stations de Béja et de Mejez el Bab, signalant une région intermédiaire ou de variabilité "modérée". En général, on observe ces trois régions au niveau des saisons et des mois (non illustré).

Les scores des facteurs représentent l'évolution temporelle standardisée pour chaque région. Ils montrent des différences notables entre les régions (figure 7). Les dates des années extrêmes varient considérablement d'une région à l'autre : exemple l'année 2002/03 était normale dans la première composante et largement excédentaires dans les deux autres régions. La première composante présente des accidents pluviométriques très fréquents, avec des années déficitaires plus nombreuses que celles excédentaires (7 et 4, respectivement) et une tendance à la baisse des pluies à partir de l'année 1986/87. En revanche, la deuxième composante (Kroumirie et moyenne vallée de Majerda) est caractérisée par des années excédentaires plus importantes que celles déficitaires, avec une tendance à la hausse de la pluviométrie annuelle. Enfin, la troisième composante confirme sa position intermédiaire (entre les deux premiers ensembles) où le nombre des années extrêmes est le même (4) et les pluies montrent une légère tendance à la hausse. La variabilité spatiotemporelle des totaux annuels confirme donc l'opposition entre deux grands ensembles (figure 7). En effet dans la 1^{ère} région, les années largement excédentaires sont très espacées dans le temps : tout les 5 ans en moyenne de 1975/76 à 1989/90 et tout les 10 ans de 1990/91 à 2005/06; celles très déficitaires se succèdent tout les 3 ans à partir de 1987/88, avec une concentration bien observée entre 1993/94 et 2001/02, ce qui explique la tendance à la baisse des précipitations dans cette région. En revanche la Kroumirie (Ouest du Tell septentrional) et la moyenne vallée de Majerda montrent plutôt des années très déficitaires de 1975/76 à 1990/91 et une concentration des années très excédentaires entre 1995/96 et 2002/03. La troisième présente des années très déficitaires entre 1984/85 et 1994/95 (tous les 3 ans en moyenne) et une succession des années très excédentaires de 2002/2003 à 2005/06.

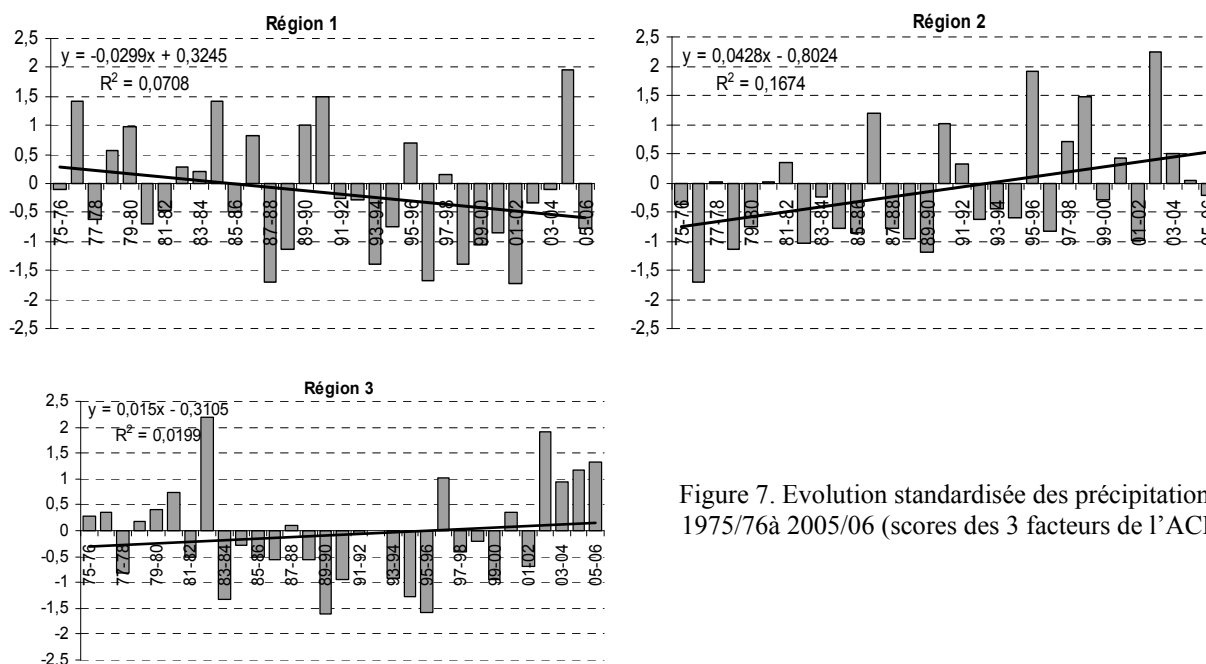


Figure 7. Evolution standardisée des précipitations de 1975/76 à 2005/06 (scores des 3 facteurs de l'ACPR).

Conclusion

Dans l'extrême nord de la Tunisie, les précipitations présentent une grande variabilité. La relation entre les moyennes et les écart-types des 21 stations montre une variabilité proportionnelle aux cumuls annuels (20%). Cette variabilité oppose les régions bien arrosées (Kroumirie, Mogods et Hdhils) qui sont marquées par une variabilité importante, aux celles moins arrosées de la moyenne vallée de Mjerda et des plaines orientales de Bizerte. Elle est également proportionnelle au niveau mensuel (50%). Le début des saisons intermédiaires (septembre et mars) est marqué par une grande variabilité, notamment le printemps qui enregistre des totaux inférieurs à la moyenne. L'utilisation de l'ACPR a permis de confirmer avec plus de précision ces deux grands ensembles: une 1^{ère} région de faible variabilité, regroupe la Kroumirie et l'Ouest de la moyenne vallée de Majerda (de Ghardimaou à Téboursouk) ; une seconde zone de forte variabilité s'étend sur côte (de Tabarka à Ghar el melh), dans les Mogods, les Hdhils et les plaines de Bizerte ; enfin une 3^{ème} région peu étendue de variabilité modérée, localisée dans la partie orientale de vallée de Mjerda et le "bled" de Béja. L'ACPR a permis également de déterminer les années extrêmes (excédentaires et déficitaires) dans ces trois régions. Il reste à déterminer la relation entre les années humides et sèches et la circulation atmosphérique car les téléconnexions entre les scores des trois composantes avec les indices des oscillations méditerranéenne et nord-atlantique n'ont montré aucun signal.

Bibliographie

- Bousnina A., 1986 : *La variabilité des pluies en Tunisie*. Publications de l'Université de Tunis, 308p.
- Camberlin P., 1993 : Sécheresse et variabilité pluviométrique en Ethiopie et dans la Corne de l'Afrique : prolongements orientaux du Sahel ? *La Météorologie* 8, 3 : 26-35.
- Hénia L., 1980 : *Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie Tellienne*. Publications de l'Université de Tunis, 262p.
- Hénia L., 2008 : *Atlas de l'eau en Tunisie*. Publications de l'Université de Tunis, 186p.
- Richman M.B, 1986: Rotation of principal component. *Journal of Climatology*, 6, 293-335.
- Traboulsi M., 2004 : *Les précipitations au Proche-Orient : variabilité spatio-temporelle et relations avec la dynamique de l'atmosphère*. Thèse soutenue à l'Université de Bourgogne 223p. + annexes.

LES EXTRÊMES MÉTÉOROLOGIQUES HIVERNAUX ET LEURS INFLUENCES SUR LA COUVERTURE NEIGEUSE DANS LES MONTS CHIC-CHOCS, GASPÉSIE, CANADA

G. FORTIN¹, B. HÉTU²

¹ Département d'histoire et de géographie, Université de Moncton – guillaume.fortin@umoncton.ca

² Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski – bernard_hetu@uqar.qc.ca

Résumé : Les monts Chic-Chocs situés au centre de la péninsule gaspésienne dans l'est du Québec, sont des environnements complexes caractérisés par de nombreux extrêmes météorologiques tels les tempêtes de neige et les redoux (cycles gel-dégel). Le but principal de cette étude vise à mettre en évidence l'influence des extrêmes météorologiques sur la structure, l'évolution et la dynamique du manteau neigeux gaspésien. À l'hiver 2006-2007 les conditions nivo-météorologiques ont fait l'objet d'un suivi détaillé. Les résultats issus de cette étude démontrent que la fréquence des cycles de gel-dégel est élevée dans la région et que le régime des tempêtes modifie grandement les propriétés du manteau neigeux. Ces extrêmes météorologiques favorisent l'occurrence d'avalanches et de slushflows qui compromettent la sécurité des utilisateurs du territoire et altèrent divers processus écologiques. Notre étude fournit des données utiles à la mise en place de stratégies de gestion du territoire qui intègrent les aléas climatiques pour la région d'étude.

Mots clés : Chic-Chocs, cycles gel-dégel, tempêtes de neige, slushflows, avalanches

Abstract: The winter meteorological extremes and their influence on snow cover in the Chic-Choc mountains, Gaspésie, Canada. The Chic Choc mountain range is located in the Gaspé Peninsula in Eastern Québec. These mountains form a complex environment that sees numerous extreme weather events in winter, such as intense thaw-refreeze cycles and snowstorms. The main goal of this study was to evaluate the influence of such extreme events on the properties and evolution of the snowpack. During the winter of 2006-2007, the snowpack was monitored. The results show that thaw-freeze cycles are frequent and that snowstorms greatly modify the snowpack for the study area. Moreover these extreme events increase the occurrence of natural hazards such as avalanches and slushflows, increasing in turn the dangers to users of the region and altering various ecological processes. This study establishes a baseline for risk management in the area.

Key words : Chic Choc, freeze-thaw cycles, snowstorms, slushflows, avalanches

1. Introduction

La période hivernale en Gaspésie est sujette à l'occurrence de plusieurs phénomènes météorologiques extrêmes tels que des tempêtes (de neige, de verglas, de pluie) et des épisodes de redoux persistants et récurrents. Ces phénomènes extrêmes sont particulièrement propices au déclenchement de catastrophes naturelles comme les avalanches et les *slushflows* (cf. Héту, 2007). But de cette étude consiste à présenter les caractéristiques nivo-météorologiques du secteur d'étude et à démontrer l'incidence des phénomènes météorologiques extrêmes sur le déclenchement des avalanches et des *slushflows*. Outre les caractéristiques propres au manteau neigeux, qui permettent notamment d'établir le climat nival d'une région, (Sturm *et al.* 1995), deux variables météorologiques à l'origine de ces aléas ont été analysées, soit les températures et les précipitations. Nous présentons quelques scénarios qui mettent en évidence les seuils météorologiques propices à l'occurrence de ces phénomènes extrêmes. Une précipitation extrême, solide ou liquide, peut se définir en fixant un seuil qui tienne compte à la fois de la quantité reçue et de la période de retour. Pour les chutes de neige extrêmes (ou tempêtes), Lackmann (2001) fixe le seuil minimal à 30 cm en 24 heures. Pour qu'une journée hivernale (avec neige au sol) soit considérée comme un jour de dégel par Groisman *et al.* (2003), il faut que la température moyenne journalière soit supérieure à -2°C. Cependant ce seuil est insuffisant pour entraîner une perturbation significative des propriétés physiques du couvert nival ; il devrait être revu à la hausse et fixé à 0°C (Fortin, 2009). Un cycle de gel-dégel (CGD) complet se traduit par le passage de l'état solide à l'état liquide, causé par une fonte plus ou moins intense du couvert de neige au sol, puis par le retour à l'état solide. Dans le cadre de notre étude, nous utilisons les deux seuils suivants :

- une chute de neige extrême (exprimée en mm puisqu'il s'agit de l'équivalent en eau) correspond à une précipitation ≥ 30 mm/24 heures ;
- un CGD est défini comme une oscillation de part et d'autre de 0°C au cours d'une même journée, soit une hausse au dessus de 0°C suivi par une baisse sous 0°C .

Dans les monts Chic-Chocs, le maximum d'accumulation de la neige est généralement atteint à la mi-mars tandis que la fonte se produit en avril, et même au-delà, selon l'altitude et l'exposition et d'autres caractéristiques morphologiques des versants (longueur et inclinaison de la pente, concavité-convexité, etc.). Dans le cadre de cette étude, la période hivernale comprend les mois de décembre à avril.

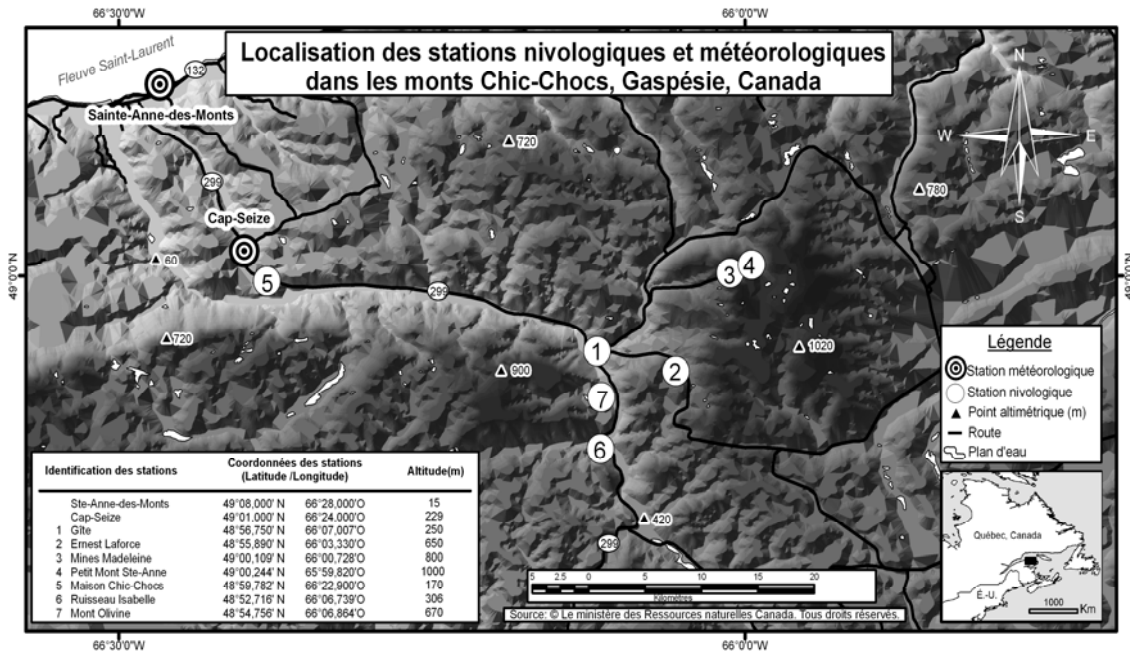


Figure 1. Localisation de la région d'étude (cartographie : Stéphane Babin).

2. Données et méthodes

2.1 Climatologie de la région d'étude

Le climat hivernal des monts Chic-Chocs des années 1940 à la fin des années 1960 a été décrit par Gagnon (1970). Selon Gray et Brown (1979) la température moyenne annuelle qui est de l'ordre de 3°C au niveau de la mer s'abaisse à -4°C au sommet du mont Jacques-Cartier (1270 m), le point culminant de la Gaspésie. Pour la station de Cap-Seize, entre 1971-2000, la température mensuelle moyenne du mois le plus froid de l'année (janvier) est de $-19,6^{\circ}\text{C}$ et le minimum extrême est de -38°C (31 janvier 1993). Les précipitations annuelles moyennes (pluie et neige), bien réparties sur l'ensemble de l'année, passent de 800 mm au niveau de la mer à plus de 1500 mm au sommet des monts Chic-Chocs. Pour la station de Cap-Seize (1971-2000) la quantité moyenne de précipitations solides durant la saison hivernale (DJFMA) est de 389,7 cm.

2.2 Période d'étude et données utilisées

La période d'étude s'étend sur l'hiver 2006-2007. Les données utilisées comprennent :

- des données météorologiques provenant de deux stations automatisées - Gîte et Ernest-Laforce, - cf. fig. 1). On a analysé soit les températures de l'air (minimum, maximum, moyenne, $^{\circ}\text{C}$), soit les précipitations (pluie, neige et précipitation totale, exprimée en mm) soit l'épaisseur de neige au sol (cm);
- des données relatives aux propriétés physiques du couvert nival récoltées dans sept sites différents (fig.1). Ces données correspondent à : (i) des profils stratigraphiques (mesures par couche des paramètres suivants : densité, épaisseur, type et taille des grains, dureté, température, teneur en eau) ; (ii) des lignes de neige (épaisseur de neige au sol, densité et équivalent en eau de la neige).

De la méthodologie élaborée par Fortin (2009), on a évalué, pour chacune des deux stations, le nombre de cycles gel-dégel (CGD) en utilisant un seuil de température fixé à 0°C. On a tout d'abord calculé le nombre de tempêtes survenues au cours de l'hiver 2006-2007 à partir du seuil défini plus haut (≥ 30 mm / 24 heures), et ce, pour les deux stations à l'étude. De plus, des épisodes de chutes de neige abondantes ont également été dénombrés en utilisant les deux seuils suivants : 1) précipitations en 24 heures ≥ 10 mm mais < 30 mm; 2) précipitations sur une période de 24 à 72 heures ≥ 30 mm

3. Résultats et discussion

3.1 Températures et précipitations extrêmes

Le tableau 1 présente les températures (minimum, maximum et moyenne) observées aux deux stations analysées.

Variabilité des températures au cours de l'hiver 2006-2007

Tableau 1

Localisation / Variables	Ernest Laforce (49°08'N, 66°28'O, Alt.650 m.)					Gîte (49°01'N, 66°24'O, Alt. 250 m.)				
	D	J	F	M	A	D	J	F	M	A
Température moyenne	-6,1	-9,8	-12,6	-6	n.d.	-5	-10	-11	-5	3
Température minimale	-15,5	-27	-24,5	-16,5	n.d.	-15	-24	-26	-24	-14
Température maximale	11,5	0	0,5	12	n.d.	5	6	-6	15	24

En se basant sur le seuil ≥ 30 mm / 24 heures, il ne s'est produit qu'une seule tempête entre le 1^{er} décembre 2006 et le 31 mars 2007 (le mois d'avril n'étant pas disponible pour la station d'Ernest Laforce), soit le 17 mars 2007. La quantité totale de précipitations reçues lors de cette tempête est de 53,5 mm à la station d'Ernest-Laforce et de 43,2 mm à celle du Gîte. Les épisodes de chutes de neige abondante observés se répartissent comme suit : 1) pour les précipitations ≥ 10 mm mais < 30 mm en 24 heures : 14 événements à Ernest Laforce et 7 au Gîte ; 2) pour les précipitations > 30 mm sur une période de 24 à 72 heures : 15 à Ernest Laforce et 5 au Gîte.

Variabilité des précipitations au cours de l'hiver 2006-2007 - n.d.: non disponible ; * en mm; # valeur moyenne en cm.

Tableau 2

Localisation / Variables	Ernest Laforce (49°08'N, 66°28'O, Alt.650 m.)					Gîte (49°01'N, 66°24'O, Alt. 250 m.)				
	D	J	F	M	A	D	J	F	M	A
Pluie*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	26	19	0	51	14
Neige*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	42	63	66	63	29
Précipitation totale*	155,1	194	93	215,5	n.d.	68	82	66	114	43
Épais. neige au sol [#]	38,9	94	131,5	169,5	n.d.	22,7	54,7	80,5	93,3	92,8

Le tableau 2 présente la quantité totale de précipitations (mm) reçues ainsi que la proportion sous forme de neige (équivalent en eau de la neige rapporté en mm) et de pluie (mm). Au cours de l'hiver 2006-2007, la vaste majorité des précipitations enregistrées par la station du Gîte sont tombées sous la forme de neige (67 jours sur un total de 87) contre 9 jours de précipitations liquides et 11 jours de précipitations mixtes (pluie et neige au cours de la même journée). Au cours du mois de mars, 6 jours de précipitations mixtes ont été enregistrés mais aucun épisode journalier composé uniquement de pluie n'est survenu. Certaines journées, différentes formes de précipitations peuvent être enregistrées selon l'altitude. Par exemple, les 23 et 24 décembre 2006, alors qu'il pleuvait dans la vallée (250 m d'altitude), en altitude (1000 m) la végétation et le couvert de neige en place ont été recouverts par une épaisse couche de verglas.

3.2 Les cycles de gel-dégel

Le tableau 3 présente le nombre de CGD observés aux deux stations météorologiques objet d'étude. La distribution du nombre de CGD au cours des mois de DJFMA est bimodale ; cela s'explique par un nombre plus élevé de CGD aux deux extrémités de la distribution (décembre, mars et avril) qui

correspondent aux mois où l'amplitude thermique journalière est la plus faible. Dans ce cas, le faible écart entre les températures minimales et maximales, combiné au fait que les températures moyennes journalières oscillent autour du point de congélation (seuil), tendent à accroître la fréquence des CGD. Les CGD affectent directement la structure du couvert nival (métamorphose), ce qui modifie les échanges énergétiques, gazeux et hydriques entre le sol, le manteau nival et l'atmosphère. Par exemple, les CGD entraînent fréquemment la formation de croûtes de surface et de masses de glace intra-nivales. Ces modifications peuvent accroître l'instabilité du manteau nival sur les versants, ce qui augmente les probabilités que des événements extrêmes tels que des avalanches et des *slushflows* surviennent.

Estimation du nombre de CGD au cours de l'hiver 2006-2007.

Tableau 3

Localisation	Ernest Laforce (49°08'N, 66°28'O, Alt. 650 m.)					Gîte (49°01'N, 66°24'O, Alt. 250 m.)				
	D	J	F	M	A	D	J	F	M	A
Nombre de CGD	5	2	0	9	n.d.	9	3	2	19	21

3.3 Les caractéristiques du manteau nival

L'accumulation de neige au sol en milieu de montagne varie grandement dans le temps et dans l'espace en fonction de l'exposition et de l'inclinaison des versants, de la couverture végétale (type et densité), de l'altitude, etc. Le système de classification de la couverture nivale saisonnière a été proposé par Sturm *et al.* (1995) se base sur les paramètres suivant : la densité, l'épaisseur de neige au sol ainsi que le nombre de couches. Ce système comprend une classe propre aux milieux montagnards et notre site d'étude en fait partie. La complexité de cette classe et sa grande variabilité s'expliquent par les facteurs de terrain (exposition, orientation, inclinaison, végétation, etc.). En se basant sur l'approche de Sturm *et al.* (1995), le couvert nival de notre secteur d'étude se caractérise comme suit :

- le nombre moyen de couches observées au sein du manteau neigeux est de 12,5 (écart-type = 6,5 ; n = 47 profils stratigraphiques). Évidemment le nombre de couches s'accroît au fil de l'hiver : le maximum observé est de 40 couches au site 2 le 13 avril, soit quelques jours avant que la fonte massive du couvert ne s'amorce;
- les couches de glace représentent un peu plus de 30% des couches constituant le couvert nival (4,2 couches de glace par profil en moyenne); le maximum observé est de 15 couches de glace sur un total de 29 couches différentes, le 21 avril, au site 4;
- une fois le couvert bien établi (fin décembre), l'épaisseur de la neige au sol varie en moyenne entre 50 cm et 175 cm (n = 5800 mesures d'épaisseur avec une tige graduée) ; la valeur maximale enregistrée le 25 février est de 340 cm (site 4);
- la densité moyenne pour l'ensemble du couvert est de 0,295 g cm⁻³ (n = 456 carottes de neige). La densité moyenne augmente graduellement entre décembre (0,244 g cm⁻³) et avril (0,360 g cm⁻³).

Les propriétés physiques et mécaniques du manteau nival (arrangement structural des grains, densité, porosité, température, dureté, résistance au cisaillement, etc.) évoluent en fonction des conditions météorologiques. La présence de couches faibles, notamment les gobelets et le givre de profondeur, a été observée tout au long de l'hiver. Par contre aucun givre de surface n'a pas été observé probablement en raison des forts vents qui érodent et redistribuent ce type de grains qui présente une faible cohésion avec les couches de neige sous-jacente.

Lorsque des conditions nivales précaires et instables sont associées à des conditions météorologiques extrêmes, toutes les conditions sont réunies pour que survienne une catastrophe naturelle comme ce fût le cas pour le *slushflow* du 14 janvier 2006.

3.4 Le *slushflow* du 14 janvier 2006 au mont Albert

Washburn et Goldthwait (1958) définissent un *slushflow* comme étant 'a mudflow-like flowage of water-saturated snow'. Le 14 janvier 2006, la Coulée des Mélézes (mont Albert), un torrent montagnard d'ordre 1 dont la pente moyenne est de 11°, a été balayé par un *slushflow* spectaculaire de plus d'un kilomètre de longueur (fig. 3). La Coulée des Mélézes prend sa source dans un cirque glaciaire en forme d'entonnoir dont les versants, situés dans l'étagé alpin, sont fréquemment parcouru par des avalanches de neige (fig. 3). Vers la mi-janvier, la tête du

ravin qui draine le cirque glaciaire était obstruée par une couche de neige compacte de 2 à 4 mètres d'épaisseur formée de dépôts d'avalanches et de neige soufflée par les vents violents qui balaient les versants de l'étage alpin.

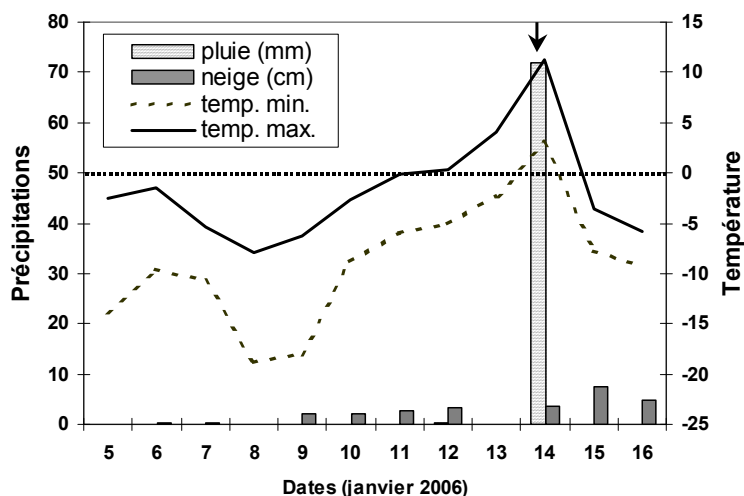


Figure 2. Évolution des conditions météorologiques du 5 au 16 janvier 2006 à la station du Gîte du mont Albert (250 m). Le slushflow s'est produit le 14 janvier (flèche).

Le *slushflow* du 14 janvier a été déclenché par les effets combinés d'une pluie hivernale exceptionnelle (72 mm) couplée à une fonte accélérée provoquée par une forte hausse des températures qui ont atteint 11,3°C dans la journée du 14 (figure 2). La morphologie en entonnoir de ce petit bassin versant a eu pour effet de concentrer les eaux de ruissellement à la tête du ravin, provoquant la saturation du manteau neigeux. La rupture du manteau neigeux gorgé d'eau a eu lieu au pied des versants du cirque, dans un secteur où la pente s'abaisse fortement, passant de plus de 30° à environ 15°. Après avoir parcouru le ravin sur toute sa longueur (environ un km), la coulée de *slush* s'est étalée dans la moitié sud du cône d'accumulation, laissant un dépôt riche en débris minéraux et organiques (figure 3).

La tempête de neige du 17 mars 2007 – qui peut être considérée comme un événement extrême (53,5 mm EE à Ernest-Laforce) – a provoqué de nombreuses avalanches directes à divers endroits dans les Chic-Chocs. De telles précipitations couplées à des vents violents surchargent les versants jusqu'à la rupture.



Figure 3. Le slushflow du 14 janvier 2006 – Photo de gauche : vue générale de la Coulée des Mélèzes et du cône d'accumulation. Photos du centre et de droite : dépôt du *slushflow* avec un mince voile de neige fraîche par dessus. Photos D. Boucher et F. Truchon.

Conclusions

Les résultats présentés permettent de faire ressortir la fréquence de deux types d'extrêmes météorologiques soit : 1) les cycles gel-dégel, c'est-à-dire un épisode de redoux qui sévit durant au moins une journée et ; 2) les tempêtes, qui peuvent être qualifiées de chutes de neige extrêmes lorsque la précipitation reçue en 24 heures est ≥ 30 cm ou encore de chutes de neige abondantes selon la durée et la quantité des précipitations. Ces deux types d'extrêmes peuvent contribuer au déclenchement de

catastrophes naturelles, telles les avalanches et les *slushflows*. Les conditions d'enneigement et de stabilité du manteau neigeux sont intimement liées aux conditions météorologiques. Une meilleure compréhension des relations qui les unissent est cruciale autant pour la compréhension des processus que pour l'élaboration de scénarios climatiques à l'échelle locale et régionale. Toutefois la complexité de la dynamique climatique en milieu de montagnes, à laquelle s'ajoute les nombreuses incertitudes relatives aux changements climatiques futurs, ne permettent pas, à ce stade, de poser un pronostic sur la variabilité future des extrêmes météorologiques (durée, intensité, etc.).

Les travaux futurs dans la région devraient permettre de mieux comprendre la nature des relations qui existent entre les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs impacts sur la fréquence de certains types de catastrophes naturelles notamment les avalanches et les *slushflows*. Une analyse détaillée des conditions nivo-météorologiques sur une plus longue période est actuellement en cours.

Bibliographie

Boucher, D., Fillion, L., Hétu, B., (2003) Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, Gaspésie centrale (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, **57** (2-3), 159-168.

Fortin, G., (2009) Variabilité et fréquence des cycles de gel-dégel dans la région de Québec, 1977-2006. *Le Géographe Canadien* (sous presse).

Gagnon, R.-M., (1970) *Climat des Chic-Chocs*, Ministère des Richesses Naturelles, Direction Générale des Eaux, Service de la Météorologie, M.P. 36, Québec, 103p.

Germain, D., Fillion, L., Hétu, B., (2009) Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Climatic Change*, **92** (1-2), 141-167.

Gray, J.T., Brown, R.J.E. (1979) Permafrost presence et distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **33**, 3-4, 299-316.

Groisman, P.Y., Sun, B., Vose, R.S., Lawrimore, J.H., Whitfield, P.H., Førland, E., Hanssen-Bauer, I., Sereze, M.C., Razuvaev, V.N., Alekseev, G.V., (2003) *Contemporary climate changes in high latitudes of the northern hemisphere : daily time resolution*, Proceedings of the 14th Symposium on Global Change and Climate Variations, 8-13 February 2003, Long Beach, USA

Hétu, B. (2007) Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, **61** (2) (sous presse)

Lackmann, G.M., (2001) Analysis of a Surprise Western New York Snowstorm. *Weather and Forecasting*, **16** (1), 99-116.

Sturm, M., Holmgren, J., Liston, G. E., (1995) A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *Journal of Climate*, **8** (5), 1261-1283.

Washburn, A.L., Goldthwait, R.P., (1958) Slushflows. *Geological Society of America*, **69**, 1657-1658.

Remerciements : Les données sur le *slushflow* du 14 janvier 2006 et les avalanches du 17 mars 2007 ont été récoltées par J.-P. Gagnon et D. Boucher du Centre d'Avalanche de la Haute-Gaspésie. Plusieurs étudiants et étudiantes des Universités de Moncton et du Québec à Rimouski ont participé aux relevés de terrain. Nous remercions le directeur du Parc de la Gaspésie, M. F. Boulanger, pour son support matériel et logistique.

TENDANCE DE TEMPERATURES ET PRÉCIPITATIONS NEIGEUSES EN VALLEE MAIRA (PIEMONTE SUD-OCCIDENTALE, ITALIE)

SIMONA FRATIANNI, SILVIA BRUNATTI, FIORELLA ACQUAOTTA, SILVIA TERZAGO

Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino. E-mail: simona.fratianni@unito.it

Résumé : Le choix sur la vallée Maira est dû à la disponibilité de données climatiques journaliers à partir de 1923, jamais digitalisés, pour deux stations météorologiques: Acceglio Saretto (1530 m) et Combamala (915 m). On a considéré les données d'épaisseur du manteau neigeux, d'hauteur de la neige fraîche, de précipitations et températures enregistrées par l'ENEL (Ente Nazionale pour l'Energie Elettrica) et au moment de propriété de l'AINEVA (Association Interrégionale Neige et Avalanches). L'analyse de séries historiques conduit entre les mois de novembre et mai, a fourni les tendances principaux et pour mieux comprendre l'entité du changement, on a calculé les indices climatiques sur tout la période considérée et sur la période trentenaire OMM (1971-2000). En outre, après les fortes précipitations neigeuses de la dernière saison (novembre 2008-mars 2009), on a utilisé les mesures d'épaisseur de neige et hauteur de neige fraîche de quatre stations météorologiques et on a confronté les valeurs mensuelles pendant la période 2000-2008.

Mots-clés: neige, températures, tendance, vallée Maira

Abstract: *Tendency of temperatures and snowfall in Maira valley (South-western Piedmont, Italy)* The choice on the valley Maira is due to the availability of climatic daily data from 1923, never digitized, for two meteorological stations: Acceglio Saretto (1530 m) and Combamala (915 m). We considered the data of snow depth, fresh snow depth, precipitation and temperatures registered by the ENEL (National Graft for the Energy Elettrica) and at the time of property of AINEVA (Interregional Association Snow and Avalanches). The analysis of historic series leads during November and May, supplied the main climatic trends and to better understand the entity of the change, we calculated the climatic index on the considered period and over the thirty-year period WMO (1971-2000). After the strong snowfalls of the last season (November 2008 - March 2009), we used measures of thickness of snow and height of fresh snow of four meteorological stations and we compared the monthly values during the period 2000-2008.

Key words: snow, temperatures, trend, Maira valley

Introduction

La vallée Maira se trouve dans la partie sud-occidentale du Piémont (Nord Ouest d'Italie), dans les alpes Cozie méridionales et confines au Nord avec la vallée Varaita, qu'elle court parallèle; au Sud il confine avec la vallée Grana et avec la vallée Stura di Demonte; à l'Ouest il confine avec la France et à l'Est il a son débouché sur la plaine Padana. Elle est longue environ 45 km, présente une orientation presque longueur constante la directrice Est-Ouest et elle est coupée à la moitié du torrent Maira.

En vallée Maira, on a considéré les données journaliers d'épaisseur du manteau neigeux, d'hauteur de la neige fraîche, de précipitations et températures enregistrées par l'ENEL (Ente Nazionale pour l'Energie Elettrica) et maintenant de AINEVA (Association Interrégionale Neige et Avalanches), de deux stations météorologiques à relèvement manuel: Acceglio Saretto (1530 m) et Combamala (915 m). L'analyse de séries historiques conduit pendant les mois de novembre et mai, a fourni les tendances climatiques principaux. D'ailleurs, le test non-paramétrique de Mann-Kendall (MK) a été utilisé pour comprendre le signifié statistique du trend sur les séries thermo-nivométriques.

Diverses épisodes neigeux importants se sont déroulés pendant la dernière saison 2008/09. Ces événements exceptionnels sont mis en comparaison avec toute la période analysée (1923-2008) et sur la période conventionnelle OMM 1971-2000. Pour améliorer le détail, on a utilisé les mesures d'épaisseur de neige et hauteur de neige fraîche de autres quatre stations météorologiques présents en vallée Maira à partir de 2000.

1. Données utilisées

Dans cette étude on a utilisé les données de deux stations météorologiques à relèvement manuel: Acceglio Saretto (1530 m) et Combamala (915 m). Il s'agit de données présentées seulement sur charte, jamais digitalisés et disponible à partir du 1923 pour Acceglio et du 1930 pour Combamala. Les données proviennent en partie de Annales conservés dans l'AINOVA (périodes 1923/1958 et 1971/2008) et en partie (période 1950/1970) de Annales de la siége de la digue de San Damiano Macra en province de Cuneo. Les séries sont complètes, à l'exception d'une lacune présente pour la station de Combamala (saisons 1963-64 et 1964-65): pour cette station, les données partent du 1930 et terminent dans le 1997. On a aussi tenu compte des données climatiques récentes pour améliorer la connaissance des caractéristiques d'enneigement dans la Vallée et pour confronter les valeurs mensuelles pendant la période 2000-2008 avec les fortes précipitations neigeuses de la dernière saison (novembre 2008-mars 2009): il s'agit de trois stations à relèvement manuel et un automatique (Castelmagno) (Tab.1).

Localisation et caractéristiques des stations considérées en vallée Maira. Hs = Hauteur neige au sol, Hn = Hauteur neige fraîche, TM = Température maximum, Tm = Température minimum, P = Précipitations

Tableau 1

Stations	Commune	Altitude (m)	Latitude N	Longitude E	Période	Données
Acceglio Saretto	Acceglio	1530	44°26'40"	6°57'31"	1923-2009	Hs Hn TM Tm P
Acceglio Colombata	Acceglio	1610	44°29'10"	6°58'57"	2000-2009	Hs Hn
Canosio Capoluogo	Canosio	1259	44°25'19"	7°03'18"	2000-2008	Hs Hn
Castelmagno	Castelmagno	1795	44°24'04"	7°10'09"	2000-2009	Hs Hn TM Tm P
Castelmagno Chiappi	Castelmagno	1600	44°23'54"	7°10'30"	2000-2009	Hs Hn
Combamala	S. Damiano Macra	915	44°28'50"	7°13'50"	1930-1997	Hs Hn TM Tm P

2. Résultats

Toutes les données des stations de Acceglio Saretto et Combamala, actives de 1923, ont été récupérées et contrôlées. Le premier passe du travail il a consisté dans la digitalisation des données et dans le contrôle de qualité suivant, exécuté avec le programme RClmDex (Zhang et Yang, 2004) et Anclim (Stèpànek, 2005). Pour chaque mois, de novembre à mai, les paramètres nivométriques journaliers, hauteur de la précipitation neigeuse et hauteur de la neige au sol, les températures maximum et minimum et les précipitations ont été agrégés pour obtenir les paramètres mensuels suivants:

- $H_n = \sum H_{nj}$ = hauteur mensuelle de la précipitation neigeuse cumulée en cm;
- J_n = nombre de jours pendant un mois où on a $H_{nj} \geq 1$ cm;
- E_n = hauteur mensuelle moyenne de la neige au sol;
- E_{nM} = hauteur mensuelle maximum de la neige au sol;
- E_{nm} = hauteur mensuelle minimum de la neige au sol;
- TM = température maximum mensuelle;
- Tm = température minimum mensuelle;
- J_g = nombre de jours de gel, pendant un mois où on a $T_{mj} \leq 0^\circ\text{C}$;
- J_{sd} = nombre de jours sans décongélation, pendant un mois où on a $TM_j \leq 0^\circ\text{C}$;
- P = hauteur mensuelle de la précipitation cumulée en mm;
- J_p = nombre de jours pendant un mois où on a $P_j \geq 1$ mm.

On a calculé les valeurs moyennes de toute la période considérée et pour les trente années OMM (1971-2000) (Tab. 2 et Tab. 3).

Il faut préciser que n'est pas possible effectuer une comparaison dirigée parmi les données des deux stations examinées à cause de la divergè période disponible d'enregistrement. Toutefois, si on considère l'ensemble des valeurs dans les deux stations, on observe que celles-ci semblent se distribuer soit en fonction de l'altitude que des facteurs géographiques. En effet, à Acceglio les valeurs des températures minimum résultent plus basses, avec conséquente augmentation du nombre de jours gèle

et sans décongélation et par contre les températures maximum résultent plus élevés en quelques mois (novembre, janvier, février et mars) à cause de son exposition au Sud. En outre, Combamala présente environ la moitié du quantitatif de neige fraîche cumulée, de neige au sol et de jours neigeux respect à Acceglio. Semblables résultent les quantitatifs de précipitations et de jours pluvieux (Tab. 2).

Principaux paramètres climatiques calculés pour la station de Acceglio Saretto pendant la période 1930-2008 (à exception des données de précipitations que terminent en 2000) et pour la station de Combamala (915 m) pendant la période 1930-1997: Hn = Hauteur de la neige au sol (cm), Jn = Jours neigeux, En = Epaisseur de la neige au sol (cm), EnM = Epaisseur maximum de la neige au sol (cm), Enm = Epaisseur minimum de la neige au sol (cm), TM = Température maximum (°C), Tm = Température minimum (°C), Jg = Jours de gel, Jsd = Jours sans décongélation, P = Précipitations (mm), Jp = Jours de pluie. Total = moyenne ou somme

Tableau 2

ACCEGLIO	Hn	Jn	En	EnM	Enm	TM	Tm	Jg	Jsd	P	Jp
Novembre	56	4	13	39	1	7,5	-2,3	20	1	70	7
Décembre	77	6	38	75	15	3,7	-5,7	28	6	67	7
Janvier	70	5	57	89	36	3,6	-6,6	28	7	61	7
Février	69	6	64	100	40	5,5	-6,0	26	3	51	6
Mars	67	5	59	96	33	8,3	-3,3	23	1	73	8
Avril	38	3	24	59	6	10,4	-0,1	12	0	103	10
Mai	6	1	2	11	0	13,9	4,0	2	0	98	11
Total	383	30	37	67	19	7,6	-2,9	139	18	521	56
COMBAMALA	Hn	Jn	En	EnM	Enm	TM	Tm	Jg	Jsd	P	Jp
Novembre	17	2	3	15	0	7,3	-0,7	15	0	78	6
Décembre	37	3	12	33	3	3,8	-3,8	26	1	51	5
Janvier	53	4	28	52	14	2,9	-5,1	28	6	41	5
Février	40	4	32	52	18	4,4	-4,4	24	4	40	5
Mars	28	3	20	43	4	7,6	-1,4	18	0	70	7
Avril	7	1	1	9	0	11,3	1,9	6	0	103	9
Mai	0	0	0	0	0	15,4	5,7	1	0	119	11
Total	182	17	14	29	6	7,5	-1,1	118	11	502	48

Le régime nivométrique est unimodale avec le maximum concentré dans le mois de février pour les deux stations. À Acceglio Saretto la quantité de neige au sol de février est égal à 64 cm, pendant qu'à Combamala est de 32 cm. Toutefois Acceglio Saretto présente des valeurs quasi équivalentes en janvier, février et mars. Ce régime est comparable à ceux des versants alpins français: les régimes équilibrés ou à maximum étalé sont très fréquents aux alentours de 1000 m dans les Alpes françaises du nord, où les trois mois de décembre, janvier et février reçoivent des abats neigeux sensiblement équivalents (Besancenot, 1990). Sur le versant piémontais généralement on rencontre un régime de ce genre dans les stations de Rochemolles (Biancotti et al., 1998) et Salbertrand-Le Selle (Fratianni et Motta, 2002) qui se trouvent à des altitudes très supérieures (1975 m et 1950 m).

Principaux paramètres climatiques calculés pour la station de Acceglio Saretto (1530 m) pendant la période 1971-2000

Tableau 3

ACCEGLIO	Hn	Jn	En	EnM	Enm	TM	Tm	Jg	Jsd	P	Jp
Novembre	44	4	10	29	1	8,7	-1,8	19	0	70	7
Décembre	67	6	30	66	10	6,2	-4,5	27	1	67	7
Janvier	84	6	56	93	31	5,5	-5,7	28	3	61	7
Février	70	6	67	99	42	6,8	-5,5	26	2	51	7
Mars	61	6	61	97	35	9,3	-2,8	22	1	73	8
Avril	49	4	30	69	9	11,1	-0,4	14	0	103	10
Mai	7	1	2	15	0	14,9	4,4	1	0	98	11
Total	382	33	36	67	18	8,9	-2,3	137	7	523	56

Pendant la période 1971-2000 ne soulignent pas grandes variations dans les résultats respectes à la période 1923 -2008 (Tab. 3). Cependant il résulte évident l'augmentation des températures maximum et minimum dans la période trentenaire; l'accroissement a surtout concerné la courbe de la température

maximum avec diminution conséquente de nombre de jours sans décongélation (de 18 à 11). La couverture neigeuse est un des facteurs les plus importants pour l'analyse du changement climatique dans les Alpes: elle est contrôlée par les forçages à grande échelle qui déterminent la quantité et la durée de la neige au sol, de plus elle joue un rôle dominant sur le bilan radiatif, énergétique et hydrologique à la surface de la terre. On a donc conduit l'analyse statistique de l'épaisseur du manteau neigeux de Acceglio Saretto, pour vérifier la tendance mensuelle (Tab. 4) et saisonnière (Tab.5). Dans le cours des ans la quantité de neige au sol est diminuée, surtout pendant le mois de mars; le cours négatif est aussi souligné de la droite de régression (Fig. 1). Dans les ans trente les valeurs moyennes étaient très élevées avec un maximum dans la saison 1933-1934 avec 129 cm de neige au sol. Valeurs élevées se relèvent aussi dans la saison 1959-1960 avec 117 cm et dans les ans soixante-dix avec des valeurs qui oscillent entre 50 cm et 113 cm. Depuis les ans 1980-81 on peut observer une diminution plus évident en respect aux ans précédents. Cela pourrait être mis en relation à un déplacement du site de relèvement: de la position d'origine, près de la digue dans le versant Nord, elle a été placée au Sud sur un parking de ciment.

Principaux trends calculés à niveau mensuel, erreur relatifs, moyenne et déviation standard pour la neige au sol de Acceglio Saretto pendant la période novembre-mai à partir de 1923-24, jusqu'à 2007-08

Tableau 4

Neige au sol	a	Err a	b	Err b	p	Moyenne	Dev st
Novembre	-0,14	0,07	19,1	3,4	0,04	12,9	15,8
Décembre	-0,28	0,13	50,4	6,6	0,06	38,5	30,9
Janvier	-0,25	0,16	67,8	8	0,14	56,7	37,1
Février	-0,38	0,18	80,7	9,1	0,02	63,8	41,6
Mars	-0,49	0,19	80,8	9,5	0,003	59,4	44,8
Avril	-0,21	0,13	33,7	6,4	0,07	24,5	29,6
Mai	-0,01	0,02	1,9	0,81	0,21	1,5	3,7

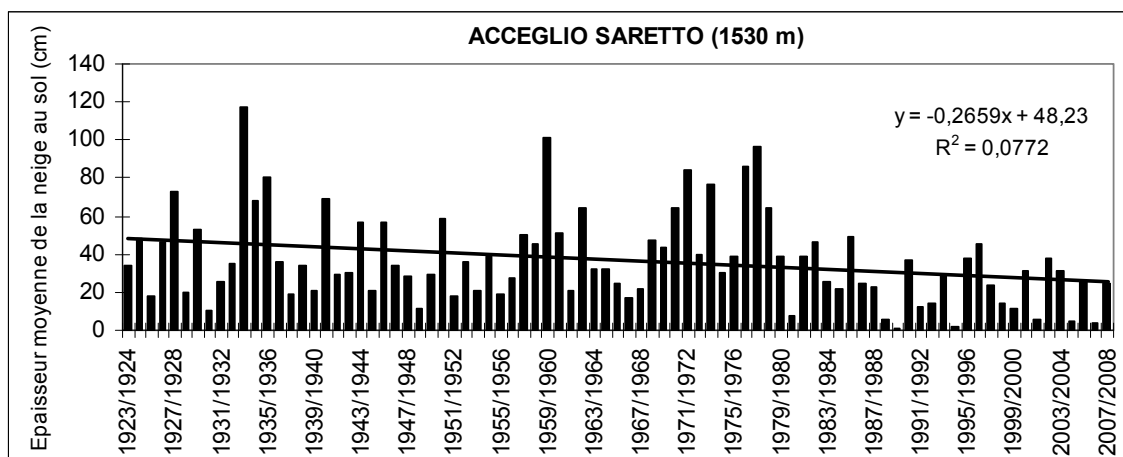


Figure 1. Cours de l'épaisseur du manteau neigeux pendant la période 1923-24 jusqu'à 2007-08.

Afin d'obtenir les tendances principaux, on a analysé le développement saisonnière pendant le temps de toutes les variables climatiques disponibles. On peut observer que pour Acceglio Saretto, au cours du temps il a y eu une diminution de précipitations, de l'épaisseur du manteau neigeux, de l'hauteur de neige fraîche et de nombre de jours neigeux et en outre est possible remarquer une grande variabilité intersaisonnière. Par contre s'est verifié une augmentation des températures maximum et minimum: en effet, on peut observer que pour les températures maximums on a enregistré une augmentation saisonnière de 0,07 °C, pendant que pour les températures minimums de 0,03 °C. Toutefois, selon le test non-paramétrique de Mann-Kendall, les résultats ne sont pas significatifs à l'exception des données de précipitations (Tab. 5, Fig. 2 et Fig. 3). A Combamala on assiste à un léger accroissement de nombre des jours neigeux et les résultats sont statistiquement significatifs, à exception des valeurs des températures maximums et minimum qui enregistrent une augmentation de toute façon dans le temps.

Principaux trends calculés de novembre à mai, erreur relatifs, significativité (/ = non significatif), moyenne et déviation standard pour le différents paramètres climatiques de Acceglio Saretto (dessus) et Combamala (en bas): P = Précipitations, TM = Température maximum, Tm = Température minimum, Hn = Hauteur de la neige au sol, En = Epaisseur de la neige au sol, Jn = Jours neigeux.

Tableau 5

ACCEGLIO	Période	a	err a	b	Err b	Sign. 95%	Moyenne	Dev st
P (mm)	1923-2000	-1,7	1,1	567,5	47,2	0,05	504,2	204,6
TM (°C)	1930-2008	0,07	0,01	4,8	0,3	/	7,6	2
Tm (°C)	1930-2008	0,03	0,005	-3,9	0,2	/	-2,9	1,2
Hn (cm)	1923-2008	-1,24	0,5	431,8	27,3	/	383,1	127,5
En (cm)	1923-2008	-0,27	0,1	48,2	5	/	36,8	23,6
Jn	1923-2008	-0,06	0,04	33	2	/	30	9
COMBAMALA	Période	a	err a	b	Err b	Sign. 95%	Moyenne	Dev st
P (mm)	1930-1997	-1	1	531	41	0,05	501,6	164,3
TM (°C)	1930-1997	0,08	0,01	5,1	0,3	/	7,5	1,8
Tm (°C)	1930-1997	0,03	0,01	-2,2	0,3	/	-1,1	1,2
Hn (cm)	1930-1997	-0,3	0,6	188	22	0,05	181,5	83,6
En (cm)	1930-1997	-0,03	0,08	15	3	0,05	13,9	10,1
Jn	1930-1997	0,01	0,05	17	2	0,05	17	6

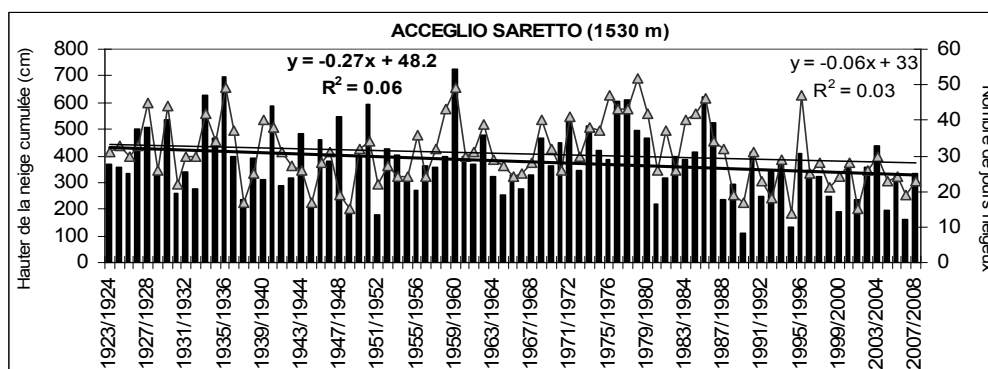


Figure 2. Tendence saisonnière (novembre-mai) de la neige fraîche cumulée au sol (histogrammes) et nombre de jours de neige (ligne), à Acceglio Saretto.

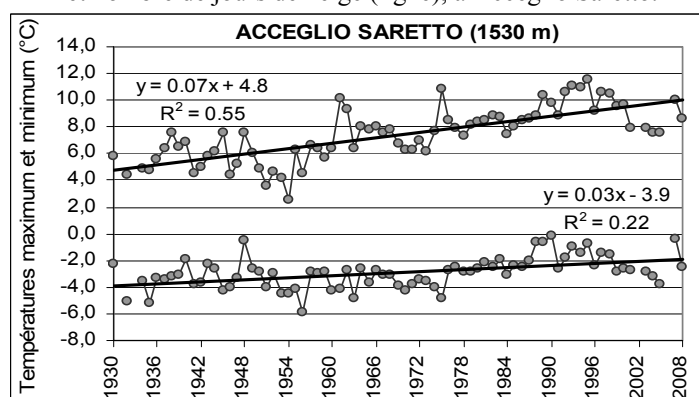


Figure 3. Tendence saisonnière de la température maximum et minimum, pour la période novembre-mai.

En outre, pour évaluer les fortes précipitations neigeuses enregistrés pendant le novembre 2008 et le mars 2009, on a utilisé les mesures d'épaisseur de neige et hauteur de neige fraîche des stations nivométriques présentes en vallée Maira de l'an 2000. L'introduction d'autres stations s'est rendue nécessaire en combien vraiment en le décembre 2008 dans lequel se sont enregistrés quantitatifs de neige cumulée au sol supérieurs au double respecte à la moyenne du mois de la période précédente (Tab. 6), la station historique d'Acceglio Saretto n'a pas enregistré les chutes de neige de la période de Noël. Seulement en cette manière il est possible de comparer correctement les valeurs mensuelles de

période 2000-2008 avec ceux-là de la dernière saison. En effet les abondantes chutes de neige tombées en 2008-2009 (qu'il doit encore terminée) est l'un de plus mémorables survenues depuis une vingtaine d'années avec l'épisodes de la saison 1985-86.

Hauteur de la neige fraîche cumulée (Hn), nombre de jour de neige (Jn) et moyenne mensuelle de neige au sol (En) dans la période 2000 - 2008 (au dessus) 2008-2009 (en bas) pour cinq stations météorologiques de la vallée Maira. ND = Données pas disponibles, F = station fermée

Tableau 6

Période	Acceglio Saretto			Acceglio			Castelmagno Chiappi			Castelmagno			Canosio cap.		
	Hn	Jn	En	Hn	Jn	En	Hn	Jn	En	Hn	Jn	En	Hn	Jn	En
2000/08															
Novembre	52	4	10	66	5	13	ND	ND	ND	80	6	17	ND	ND	ND
Décembre	73	5	36	74	6	39	98	7	46	93	7	52	47	4	23
Janvier	63	5	46	48	5	41	67	5	39	51	5	49	39	3	32
Février	61	4	50	53	4	45	83	4	34	68	4	55	40	3	32
Mars	39	3	29	48	5	31	50	4	19	55	5	42	24	2	9
Avril	26	3	3	36	4	3	45	3	4	64	4	10	14	1	1
Mai	0	0	0	1	0	0	ND	ND	ND	4	0	0	0	0	0
2008/09															
Novembre	25	5	3	82	8	13	ND	ND	ND	102	8	17	F	F	F
Décembre	194	7	81	198	9	39	112	7	46	223	10	52	F	F	F
Janvier	50	9	125	96	9	41	115	6	39	84	6	49	F	F	F
Février	93	4	139	74	5	45	125	4	34	70	3	55	F	F	F
Mars	22	2	62	47	6	91	48	4	19	71	6	42	F	F	F

Conclusions

Les stations avec une altitude supérieure à 900 m de la Vallée Maira ont été choisies parce que dépourvues de quelques facteurs anthropogéniques, comme îles de chaleur et effets légats à l'influence de polluants pour l'activité urbaine et industrielle, utiles pour mieux identifier la tendance climatique en acte sur cette partie des Alpes piémontaises. Tel approfondissement des connaissances climatiques en Piémont rentre dans un projet plusieurs ample de reconstruction et homogénéisation des séries, possible seul avec le collecte et la digitalisation des données. À cette fin, les Auteurs participent à un working group sur l'homogénéisation et le contrôle de qualité des données climatiques, dans le projet international COST-ES0601 (Advances in homogenisation methods of climate series: an integrated approach) qui aspirera à résoudre ces problèmes et identifiera une méthode unique de reconstruction et d'homogénéisation des séries. Cette enquête est essentielle pour obtenir une base de données universellement acceptée par la Communauté Scientifique Internationale sur laquelle sera possible calculer les tendances climatiques réelles et détecter les scénarios futurs.

Bibliographie

- Biancotti A., Carotta M., Motta L., Turrone E. 1998: Le precipitazioni nevose sulle alpi piemontesi. *Studi climatologici in Piemonte, 2, Regione Piemonte*, 80 p.
- Fратиanni S., Motta L., 2002: Andamento climatico in alta Valle Susa negli anni 1990-99. *Studi climatologici in Piemonte, 4, Regione Piemonte*, 91 p.
- Besancenot, J.P., 1990: Climat et tourisme. Masson, Paris.
- Gumuchian H., 1983: *La neige dans les Alpes françaises du Nord*. Edit. des Cahiers de l'Alpe, Grenoble, 620 p.
- Stěpánek P., 2005: AnClim – software for time series analysis. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.
- Zhang X., Yang F. 2004: RclimDex (1.0) User manual, 23 p.

Remerciements : À Marco Cordola pour l'accès aux données des Annales conservées près du siège AINEVA, au personnel de la digue de San Damiano Macra pour nous avoir fourni les données climatiques appartenant à l'ex ENEL.

MODELISATION MATHÉMATIQUE DU MOUVEMENT DE L'AIR DANS UN CYCLONE TROPICAL*¹

H. FUJITA-YASHIMA¹, V. I. VLASOV², S. L. SKOROKHODOV², OLGA S. ROZANOVA³

¹ Dipartimento di Matematica, Università di Torino, Via Carlo Alberto, 10, Torino, Italie
e-mail: hisao.fujitayashima@unito.it

² Centre Computation Dorodnicyn, Académie des Sciences, Ul. Vavilova, 40, Moscou, Russie,
e-mail: vlasov@ccas.ru, skor@ccas.ru

³ Kafedra differentsial'nyh uravnenii, Université de Moscou, Leninskie Gory, 1, Moscou, Russie
e-mail: rozanova@mech.math.msu.su

Résumé : On propose un système d'équations différentielles pour modéliser le mouvement de l'air dans la partie inférieure d'un cyclone tropical. Dans ce modèle, la caractéristique thermodynamique d'un cyclone est représentée par la donnée de la composante verticale de la vitesse de l'air à certaine hauteur, tandis que les composantes tangentielle et radiale (par rapport au centre du cyclone) de la vitesse sont déterminées par la donnée de la composante verticale à travers de la résolution des équations. Le résultat des calculs numériques nous donne une bonne approximation de la distribution de la vitesse de l'air et de la pression.

Mots-clé : cyclone tropical, vitesse de l'air, équation différentielle, calcul numérique

Abstract : *Mathematical modeling of air movement in a tropical cyclone.* A differential equation system is proposed in order to model the motion of the air in the lower part of a tropical cyclone. In this model thermodynamic characteristic of a cyclone is represented by the given values of the vertical component of the velocity of the air on a certain height, while tangential and radial (with respect to the centre of the cyclone) components of the wind are determined by the given values of the vertical component through the solution of the equations. The result of numerical calculus gives us a good approximation of the air velocity and the pressure distribution.

Keywords: tropical cyclone, wind speed, differential equations, numerical calculus

Introduction

Comme on le sait bien, le typhon, ou cyclone tropical, est un des phénomènes climatiques extrêmes les plus marquants et les plus préoccupants. La documentation très riche à ce propos et il y a des recherches approfondies étudiant la genèse et la structure physique de ce phénomène (voir par exemple Khain, 1984). Toutefois la complexité de sa structure mécanique et thermodynamique nous empêche de construire facilement un modèle mathématique qui nous permette de reconstruire numériquement de manière efficace les aspects physiques caractéristiques du cyclone comme la vitesse du vent ou la pression.

Dans le présent travail nous proposons un système d'équations différentielles pour modéliser le mouvement de l'air dans la partie inférieure du typhon. Ce mouvement se caractérise par sa rotation très forte autour du centre du cyclone, persistante pour une durée relativement longue (contrairement aux tornades). Ce modèle repose sur la mécanique des gaz visqueux, dont on peut trouver les équations fondamentales par exemple dans Landau, Lifchitz, 1989. Dans ce modèle, les aspects thermodynamiques ne sont pas explicitement présentés, mais la composante verticale de la vitesse de l'air qui est donnée dans le modèle doit être considérée comme résultat du réchauffement de l'air se trouvant au-dessus de la mer réchauffée et de la mécanique qui régit le mouvement de l'air. Nous essayons dans ce modèle de décrire les composantes horizontales de la vitesse de l'air ainsi que sa densité (tandis que la pression devra être déterminée par la densité) en fonction du flux de l'air de la partie inférieure vers les couches supérieures. Pour mettre en évidence la structure fondamentale, nous

* Le présent travail a été partiellement financé par la Fondation russe pour les Recherches fondamentales, projets N° 07-01-00503, 07-01-00295.

partons de l'hypothèse technique que le champ de vitesse est stationnaire et symétrique par rapport au centre du cyclone.

La simplicité relative du modèle proposé nous permet de calculer les composantes tangentielle et radiale (par rapport au centre du cyclone) de la vitesse du vent et la densité de l'air à partir de la donnée de la composante verticale de la vitesse de l'air à certaine hauteur, même si du point de vue technique ce calcul requiert une analyse assez raffinée. Nous voyons que le résultat du calcul correspond de manière satisfaisante aux données de l'observation et que le résultat du calcul est très stable du point de vue de l'analyse numérique.

1. Modélisation

Comme nous voulons modéliser le mouvement d'air assez stable, nous supposons que le mouvement de cet air est stationnaire. Quant à la couche d'air considérée, elle va de la surface de la mer jusqu'à certaine hauteur, fixée par exemple à 4000 mètres. Nous prenons en considération la moyenne des valeurs de la vitesse et de la densité de l'air dans l'intervalle allant de 0 à 4000 mètres. A partir des équations du mouvement du gaz visqueux en trois dimensions spatiales, on obtient une approximation suffisamment bonne (en utilisant par exemple la méthode illustrée dans Alishaev, 1980), qui prend en considération le système d'équations bidimensionnelles des composantes horizontales de la vitesse et de la densité de l'air (nous approchons la surface de la mer par le plan tangent au centre du cyclone).

Il nous convient d'introduire les coordonnées polaires: on désigne par r la distance du centre et par θ l'angle autour du centre du cyclone. Le vecteur vitesse peut être décomposé en une composante tangentielle W et une composante radiale U . Nous supposons que le mouvement d'air soit symétrique par rapport au centre du cyclone. Cette hypothèse suppose que les valeurs de W et de U ainsi que celles de la densité ρ dépendent seulement de r et pas de θ . En outre, nous adaptons l'approximation d'un gaz visqueux barotrope avec l'exposant adiabatique $\gamma = 1,4$, c'est-à-dire que la pression p et la densité ρ sont liées par l'équation :

$$p = h\rho^\gamma \quad \text{où } h \text{ est une constante.}$$

Dans cette approximation, comme il est illustré dans Rozanova, Fujita Yashima (2005), nous avons les équations de quantité de mouvement pour la composante tangentielle W et la composante radiale U :

$$(1) \quad \rho U \frac{d}{dr} W + \frac{\rho}{r} U W - \mu \frac{d}{dr} \left(\frac{1}{r} \frac{d}{dr} (rW) \right) + l_0 \rho U + \alpha W = 0,$$

$$(2) \quad \rho U \frac{d}{dr} U - \frac{\rho}{r} W^2 - (\mu + \lambda) \frac{d}{dr} \left(\frac{1}{r} \frac{d}{dr} (rU) \right) - l_0 \rho W + \alpha U = -h \frac{d}{dr} \rho^\gamma,$$

où μ et λ sont les coefficients de viscosité, α le coefficient de friction entre l'atmosphère et la mer, $l_0 = 2\omega \sin \varphi_0$ le coefficient de la force de Coriolis, φ_0 la latitude géographique du centre du cyclone, ω la vitesse angulaire de la rotation de la Terre.

Le système d'équations (1)-(2) doit être complété par l'équation de continuité, qui exprime la loi de conservation de la masse. Si le flux de l'air de la partie inférieure vers la partie supérieure est donné par la fonction $\beta(r)$, on a alors :

$$(3) \quad \frac{1}{r} \frac{d}{dr} (r\rho U) = -\beta.$$

La fonction $\beta(r)$ n'est autre que la composante verticale de la vitesse de l'air, multipliée par la densité de l'air au niveau qui sépare virtuellement la partie inférieure de celle supérieure.

Le système d'équations (1)-(3) décrit donc le mouvement de l'air dans la partie inférieure du typhon dans son approximation bidimensionnelle stationnaire et symétrique par rapport au centre du cyclone.

2. Considérations mathématiques

L'équation (3) peut être transformée en :

$$(4) \quad \rho(r)U(r) = -b(r),$$

où $b(r)$ est définie par :

$$(5) \quad b(r) = \frac{1}{r} \int_0^r r' \beta(r') dr'.$$

Les relations (4)-(5) nous permettent de transformer les équations (1)-(2) en :

$$(6) \quad \mu \frac{d}{dr} \left(\frac{1}{r} \frac{d}{dr} (rW) \right) + b \frac{d}{dr} W + \frac{b}{r} W - \alpha W = -l_0 b,$$

$$(7) \quad (\mu + \lambda) \frac{d}{dr} \left(\frac{1}{r} \frac{d}{dr} (rU) \right) + b \frac{d}{dr} U - \alpha U = h \frac{d}{dr} \rho^\gamma - \left(l_0 W + \frac{1}{r} W^2 \right) \rho.$$

Le système d'équations (6)-(7) doit être envisagé avec les conditions aux limites :

$$(8) \quad W(0) = \lim_{r \rightarrow \infty} W(r) = 0,$$

$$(9) \quad U(0) = \lim_{r \rightarrow \infty} U(r) = 0.$$

On remarque que l'équation (6) est linéaire, tandis que le système (7) et (4) est fortement non-linéaire. Dans Rozanova, Fujita Yashima (2005), les propriétés mathématiques du système d'équations (6), (7), (4), en particulier du point de vue de l'Analyse fonctionnelle, sont illustrées, en prouvant l'existence d'une solution. En outre, l'analyse de l'équation (6) nous fait voir que si $l_0 > 0$, alors $W > 0$, et si $l_0 < 0$, alors $W < 0$. Cela signifie que la direction du vent est, grâce à la force de Coriolis, déterminée précisément par le signe de la latitude géographique du centre du cyclone φ_0 .

3. Méthodes du calcul numérique

Pour le calcul numérique, il nous convient de transformer encore, en utilisant (4), l'équation (7) en une équation de la densité ρ

$$(10) \quad (\mu + \lambda) \left[-\frac{d^2 b}{dr^2} \rho + 2 \frac{db}{dr} \frac{d\rho}{dr} + b \frac{d^2 \rho}{dr^2} - 2 \frac{b}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dr} \right)^2 + \frac{b}{r} \frac{d\rho}{dr} - \frac{\rho}{r} \frac{db}{dr} + \frac{b\rho}{r^2} \right] + b \left(b \frac{d\rho}{dr} - \rho \frac{db}{dr} \right) + \alpha b \rho = \\ = h \gamma \rho^{\gamma+1} \frac{d\rho}{dr} - \rho^3 \left(l_0 W + \frac{W^2}{r} \right).$$

Il s'agit alors de calculer les valeurs des solutions $W(r)$, $\rho(r)$ des équations (6) et (10) avec la donnée de la fonction $\beta(r)$ et de déterminer $U(r)$ à partir de $\rho(r)$. Nous complétons l'équation (10) par la condition :

$$(11) \quad \lim_{r \rightarrow \infty} \rho(r) = \rho_\infty, \quad \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{d\rho(r)}{dr} = 0.$$

Nous utilisons la méthode de différence finie pour la résolution numérique de (6) et de (10). Or, les équations différentielles ordinaires (6) et (10) ont des singularités aux points $r = 0$ et $r \rightarrow \infty$, ce qui

cause des difficultés considérables. Pour les surmonter, nous analysons le comportement asymptotique des fonctions $W(r)$ et $\rho(r)$ pour $r \rightarrow \infty$, ce qui nous donne une condition nécessaire et suffisante pour résoudre les équations. Même si cette analyse ne concerne que les fonctions $W(r)$ et $\rho(r)$ que nous utilisons dans notre calcul et non les valeurs réelles de la composante tangentielle du vent et de la densité dans la nature, sans recourir à cette analyse des comportements asymptotiques des fonctions $W(r)$ et $\rho(r)$, il nous est difficile d'obtenir un résultat satisfaisant du calcul numérique.

4. Résultat du calcul numérique

Nous allons illustrer le résultat de calcul, dont les détails sont exposés dans Vlasov, Skorokhodov, Fujita Yashima (2009). Il s'agit du calcul applicable aux différentes situations. A titre d'exemple, nous choisissons $\rho_\infty = 1,29 \text{ kg/m}^3$, $h = \rho_\infty^{-\gamma} 1,013 \cdot 10^5 \text{ kg/msec}^2$, $\mu = 10^5 \text{ kg/msec}$, $\lambda = \frac{1}{3}\mu$, $\alpha = 3,5 \cdot 10^{-6} \text{ kg/m}^3 \text{ sec}$, $\varphi_0 = 10^9 \text{ N}$, et la fonction $\beta(r)$

$$\beta(r) = \beta_0 \left(1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right) \quad \text{pour } 0 \leq r \leq R, \quad = D(r - R)e^{-qr} \quad \text{pour } R \leq r < \infty,$$

avec : $R = 50 \text{ (km)}$, $\beta_0 = 4,6 \cdot 10^{-3} \text{ (kg/m}^3 \text{ sec)}$, q et D étant déterminés par la continuité de la dérivée de $\beta(r)$ et la relation $\int_0^\infty r' \beta(r') dr' = 0$. Ici la valeur de μ et λ doit être considérée comme viscosité de turbulence et donc beaucoup plus grande que celle de viscosité élémentaire. Dans les figures 1, 2, 3 et 4, nous illustrons le résultat du calcul des fonctions $W(r)$, $U(r)$ et $\rho(r)$ avec les coefficients choisis ci-dessus ainsi que les trajectoires de l'air suivant le vent selon ces calculs.

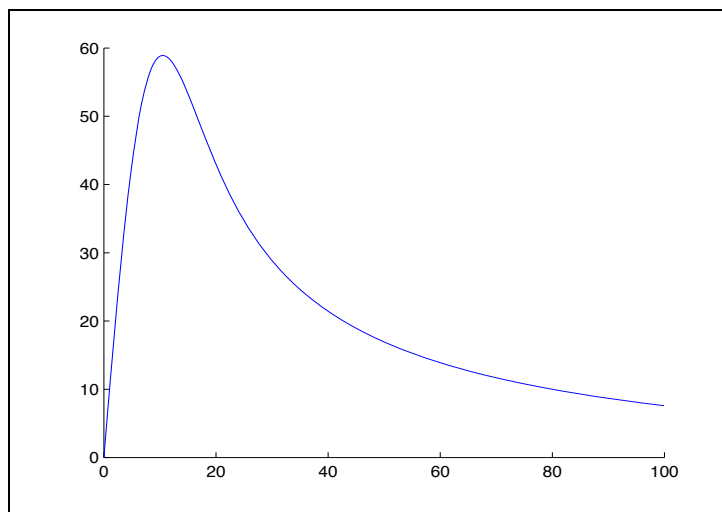


Figure 1. Profil de la fonction $W(r)$ (composante tangentielle de la vitesse du vent) pour $0 \leq r \leq 100 \text{ (km)}$. Les valeurs de $W(r)$ sont indiquées en m/sec .

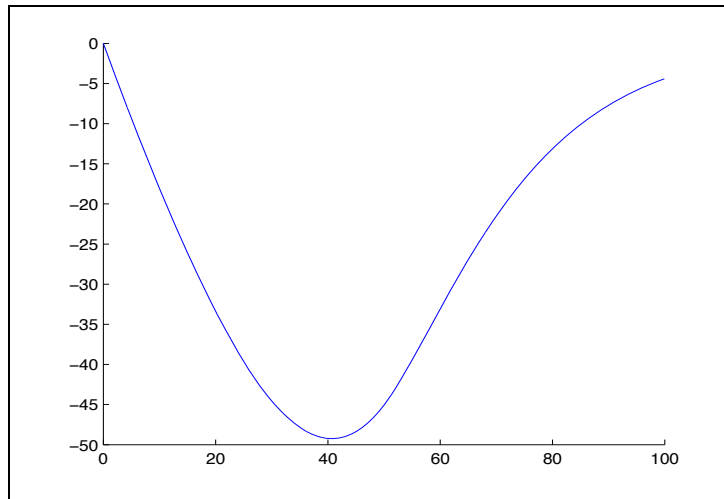


Figure 2. Profil de la fonction $U(r)$ (composante radiale de la vitesse du vent) pour $0 \leq r \leq 100$ (km). Les valeurs de $U(r)$ sont indiquées en m/sec.

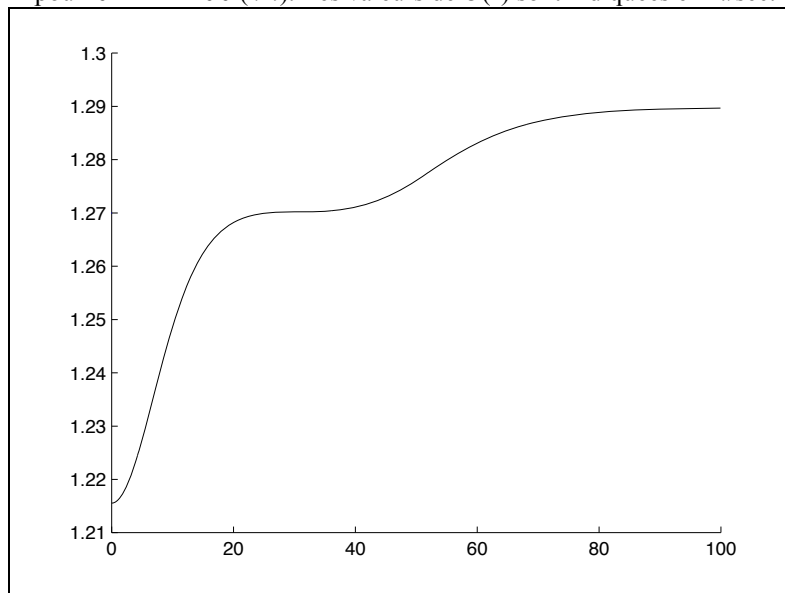


Figure 3. Profil de la fonction $\rho(r)$ (densité de l'air) pour $0 \leq r \leq 100$ (km). Les valeurs de $\rho(r)$ sont indiquées en kg/m^3 .

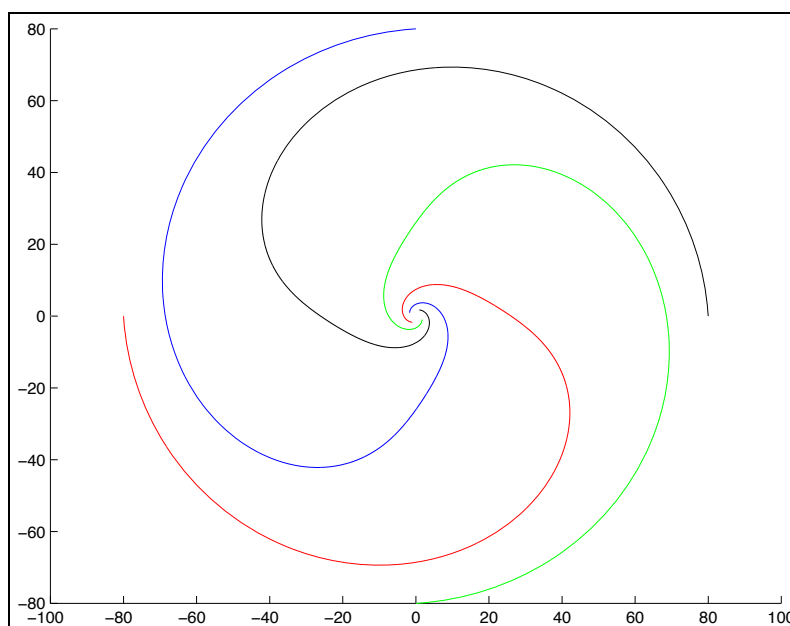


Figure 4. Trajectoires du vent. Les chiffres sur les coordonnées désignent des distances en *km*

Conclusions

Nous estimons que les profils obtenus des fonctions $W(r)$, $U(r)$ et $\rho(r)$ reproduisent de manière satisfaisante les valeurs réelles des composantes tangentielle et radiale de la vitesse du vent ainsi que de la densité de l'air du typhon. En outre nous avons constaté que le résultat du calcul numérique bénéficie d'une bonne stabilité numérique. Il faudrait souligner que les profils de $W(r)$, $U(r)$ et $\rho(r)$ sont obtenus seulement par le système d'équations (1)-(3) et la fonction $\beta(r)$, donc avec d'autres fonctions $\beta(r)$, on obtiendra d'autres profils de $W(r)$, $U(r)$ et $\rho(r)$, ce qui nous donne une large possibilité de reconstruire les profils de $W(r)$, $U(r)$ et $\rho(r)$ de différents types de typhon. La bonne correspondance avec les données des observations nous fournit une explication efficace du point de vue mécanique du mécanisme qui maintient le phénomène de typhon pour une durée relativement longue.

Dans le présent travail nous n'avons pas évoqué le problème de déplacement du typhon, qui intéresse beaucoup la communauté scientifique et les organismes de protection civile. Sur ce sujet, il y a également des tentatives de modèles mathématiques, sans qu'il y ait encore une explication claire. Nous espérons que notre résultat donnera une lumière sur ces tentatives de modélisation.

Dans notre travail, nous avons utilisé la fonction donnée $\beta(r)$, mais l'ascension et la descente de l'air dans le typhon sont naturellement provoquées par le mécanisme thermodynamique, non seulement le réchauffement de la surface de la mer, mais aussi la chaleur latente donnée par le processus de condensation à l'intérieur du typhon. Nous envisageons dans nos recherches futures de clarifier comment l'ascension et la descente de l'air dans le typhon sont déterminées dans la structure mécanique et thermodynamique du typhon.

Bibliographie

- Alishaev D.M., 1980 : Sur la dynamique bidimensionnelle de l'atmosphère baroclinique (en russe). *Izv. Akad. Nauk URSS, Sér. Fizika atmosfery i okeana* 16, pp.99-107.
- Khain A.P., 1984 : Modélisation mathématique des cyclones tropicaux (en russe). *Gidrometeoizdat, Leningrad*.
- Landau L. L., Lifchitz E. M., 1989 : Mécanique des fluides (traduit du russe). *Mir, Moscou*.
- Rozanova O.S., Yashima Fujita H., 2005 : Solution stationnaire des équations du mouvement de l'air dans la partie inférieure du typhon (en russe). *Sibir. Zh. Industr. Mat.* 8, pp. 100-123.
- Vlasov V.I., Skorokhodov S.L., Yashima Fujita H., 2009: Numerical modelling of air motion in the lower part of typhoon (en preparation).

UNE CONSEQUENCE DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE : LES CHIMPANZES FILTRENT LEUR EAU DE BOISSON

ANH GALAT-LUONG , G. GALAT, G. NIZINSKI

IRD, Institut de Recherche pour le Développement, UR 060 CLIFA, 911 avenue Agropolis, BP 64501, 34394 Montpellier cedex, France.

Email: anh.luong@ird.fr, gerard.galat@ird.fr, georges.nizinski@ird.fr

Résumé: *Le réchauffement climatique provoque la raréfaction de l'eau de surface, particulièrement sous les conditions extrêmes des tropiques en fin de saison sèche. Les rares points d'eau subsistants croupissent et deviennent impropres à la consommation pour la faune sauvage. Pendant près de 40 ans, des chimpanzés ont été suivis en Afrique. Au Sénégal, à leur limite nord de répartition et dans des conditions de sécheresse les plus extrêmes, nous avons observé, depuis 1995, que des chimpanzés creusent des trous dans le sable fin du lit de rivières à proximité de l'eau croupie en saison sèche. L'eau filtrée par ces puits, claire et limpide, ne contient que des germes propres aux chimpanzés, contrairement à l'eau putride voisine qui contient des germes pathogènes. Ce comportement a ensuite, en 1997, été observé en Ouganda, la deuxième zone la plus sèche. Creuser des puits pour obtenir de l'eau filtrée est un nouveau comportement culturel apparu comme adaptation face à l'accroissement de la sécheresse.*

Mots-clés: *réchauffement climatique, conséquences comportementales, eau filtrée, acculturation, Chimpanzé*

Abstract: *As a consequence of global warming, chimpanzees filter their drink water. Global warming and increased dryness cause the rarefaction of surface water, particularly under the extreme conditions of the tropics at the end of the dry season. The rare remaining water points stagnate and become unsuitable for wild fauna consumption. During nearly 40 years, chimpanzees were surveyed in Africa. In Senegal, at their northern geographic range and under the most extreme conditions of dryness, we observed, since 1995, that chimpanzees dig wells in the fine sand of the bed of rivers near the stagnated water in dry season. The water filtered by these wells, clear and limpid, contains only germs specific to the chimpanzees, contrary to the close putrid water which contains pathogenic germs. This behavior was then, in 1997, observed in Uganda, the second driest zone. To dig wells to get filtered drink water is a new cultural behavior which appeared as an adaptation to face increasing dryness.*

Key words: *Global warming, behavioural consequences, filtered water, culture, Chimpanzee*

Introduction

Le réchauffement climatique provoque la raréfaction de l'eau de surface, une ressource essentielle pour la faune sauvage, particulièrement sous les conditions extrêmes des tropiques en fin de saison sèche. Les rares points d'eau subsistants croupissent rapidement et deviennent impropres à la consommation. Dans le domaine climatique soudanien, une période de déficit des précipitations, jusqu'à 350mm, a commencé dans les années 1970 en Afrique (Le Borgne, 1990; Michel, 1990). L'objectif de l'étude a été de connaître comment des chimpanzés vivant dans des conditions extrêmes à la limite nord de leur aire de répartition, font face à la sécheresse croissante en fin de saison sèche et s'ils ont développé des comportements adaptatifs particuliers.

1. Conditions d'étude, méthodologie

Il y a plusieurs sites d'étude en Afrique où les chimpanzés sont étudiés sur le long terme (plus de 30 ans). Celui du Sénégal oriental, région de Tambacounda, département de Kédougou, où nous avons mené l'étude de terrain, est le plus septentrional et le plus chaud et sec (McGrew *et al.*, 1980 ; Galat, Galat-Luong, Ndiaye *et al.*, 2000, 2002). Ces chimpanzés (*Pan troglodytes verus*) ont été étudiés depuis 1975 : en 1975 et 1976 par G. Galat et A. Galat-Luong, de 1976 à 1979 par le *Stirling African Primate Project, SAPP* (McGrew, Baldwin, Tutin, 1981), de 1988 à 2002 par A. Galat-Luong et G. Galat, et depuis 2000 par le *Miami Assirik Pan Project, MAPP* (Pruetz, Marchant, Arno *et al.*, 2002). La durée totale d'observation est de 39 ans.

Nous avons analysé l'évolution du climat en nous focalisant surtout sur la pluviométrie moyenne et son évolution décennale, en nous fondant sur les données de la météorologie nationale du Sénégal pour

la période 1940-1994 et des stations météorologiques de Tambacounda (13°46'N 13°41'O) et de Kédougou (12°34'N 12°13'O) pour la période 1989-1998 (www.fao.org/landwater/aglw/climat.stn).

Sur le terrain, les échantillonnages ont porté sur le relevé des comportements des chimpanzés et d'autres indices indirects liés à l'eau.

Sur certains prélèvements d'eau de surface, nous avons fait procéder, en aveugle, à des analyses comparatives de potabilité par un laboratoire indépendant.

2. Résultats

Le climat du site est tropical avec, pour la période 1940-1998, des précipitations annuelles moyennes de 1 076 mm/an pendant une saison des pluies de mai à septembre. A titre indicatif, le climat de la zone est caractérisé aussi, pour la même période, par une évapotranspiration potentielle annuelle moyenne (formule de Penman, 1948) de 2 000 mm/an ($E_p=5,2$ mm/jour), un rayonnement total quotidien moyen de 20 MJ/jour, une insolation quotidienne moyenne de 8 heures, une température moyenne de l'air de 29°C ($T_{max}=35°C$, $T_{min}=22°C$), une humidité moyenne de l'air de 56 % et une vitesse moyenne du vent de 1,4m/s.

Les moyennes pluviométriques décennales 1940-1994 et les aires géographiques arrosées sont représentées figure 1. Nous avons analysé plus finement la période 1990-1998, pour laquelle nous avons reporté le déficit pluviométrique cumulé sur la figure 2.

Lors des prospections menées à partir de 1995, et contrairement à celles menées de 1975 à 1994, nous avons observé, en saison sèche, des trous d'un diamètre allant jusqu'à 20 à 40 cm, creusés par des chimpanzés dans le lit des rivières en voie d'assèchement. Ils se situent à proximité, à moins de 2m, de flaques d'eau croupie que les animaux délaissent (figure 3). Ces puits sont creusés dans du sable fin, à la main mais également parfois avec des bâtons de bois utilisés comme outils (figure 4). L'eau de ces puits, filtrée par le sable environnant, est claire et limpide, différant de l'eau stagnante (figure 3). Des indices d'animaux accédant à l'eau n'ont été trouvés qu'autour des puits creusés dans le sable, et non pas près des eaux stagnantes.

La comparaison des résultats des analyses bactériologiques des prélèvements d'eau de surface montre que : a) la concentration des bactéries est 10 fois moindre dans l'eau des puits de filtration que dans l'eau environnante ; b) des germes pathogènes caractéristiques de l'eau putride stagnante (*Escherichia coli*, *Aeromonas hydrophila*) fréquemment reconnus comme pathogènes pour les primates (Daszak et Cunningham, Hyatt, 2001 ; Dobson et Foufopoulos, 2001 ; Chapman, Gillespie et Goldberg, 2005) étaient présents dans l'eau des flaques naturelles, la rendant impropre à la consommation. Ces germes étaient absents de l'eau des puits ; c) l'eau des puits ne contient que des germes (*Klebsiella oxytoca*, *Enterobacter cloacae*) typiques des chimpanzés (et d'autres mammifères) qui sont venus y boire, indiquant que les chimpanzés ne se sont pas lavés les mains avant de creuser et de boire, et ont donc souillé l'eau avec leurs propres germes ; d) aucun des parasites bactériens ou dont l'eau est un vecteur reconnu dans la nature suivants : *Mycobacterium tuberculosis*, *M. leprae*, *Shigella* sp., *Campylobacter* sp., et *Salmonella* sp., *Entamoeba histolytica*, *Balantidium coli*, *Iodamoeba butschlii*, dracunculose et schistosomiase, trichomonas, strongyles, ascaroïdes et helminthes, n'ont été trouvés dans l'eau des puits.

3. Discussion

L'analyse de l'évolution pluviométrique, bien marquée sur la figure 1, met en évidence la transition d'une période humide avant 1969, pendant laquelle les précipitations annuelles de la zone soudanienne étaient supérieures à 1000mm, vers une période de sécheresse débutant en 1970 et à la fin de laquelle la pluviométrie annuelle n'est plus que de l'ordre de 700mm. Le cumul du déficit pendant la décennie 1990 est particulièrement perceptible sur la figure 2.

Bien que de l'eau soit encore disponible, en creusant des trous dans le sable à proximité d'eaux stagnantes putrides, les chimpanzés obtiennent de l'eau claire, limpide, filtrée et sans germes pathogènes, exceptés ceux qui sont probablement venus des primates eux-mêmes.

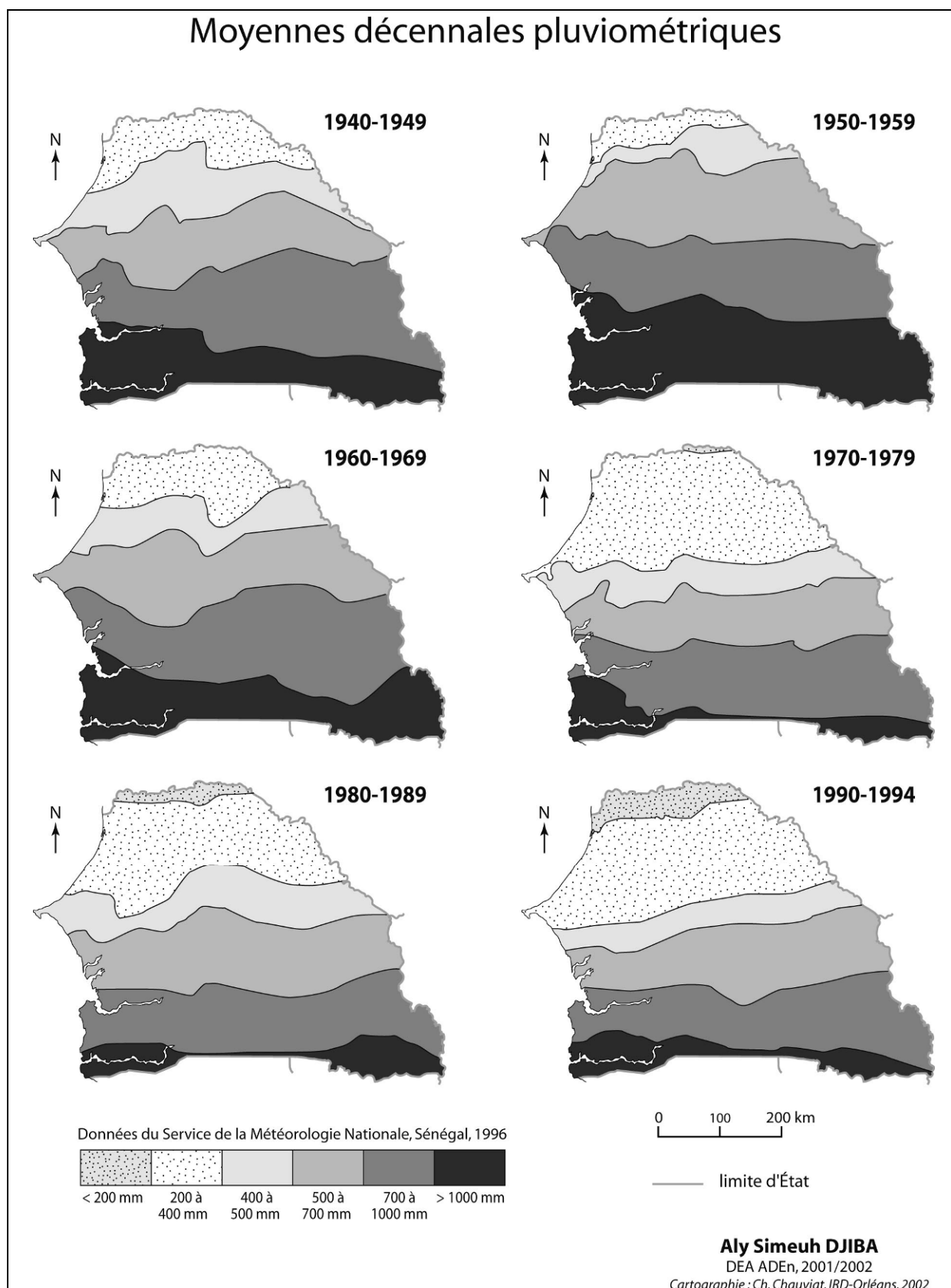


Figure 1. Moyennes pluviométriques décennales 1940-1994 au Sénégal (Djiba, 2002)

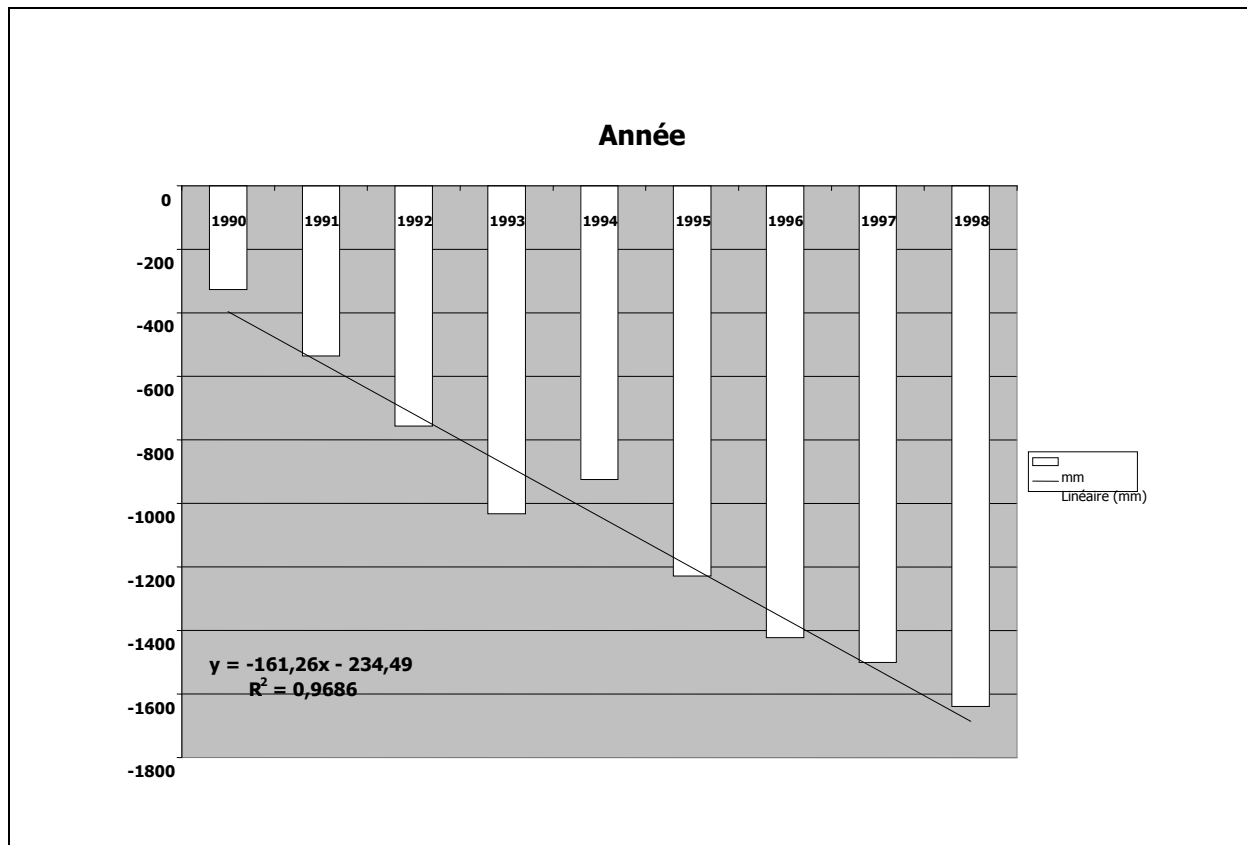


Figure 2. Déficit pluviométrique cumulé 1990-1998. Données des stations météorologiques de Kédougou et de Tambacounda, Sénégal (www.fao.org/landwater/aglw/climat.stn)



Figure 3. Puits creusés dans le sable près de l'eau stagnante (en haut à droite)
(Photos © Anh Galat-Luong IRD)

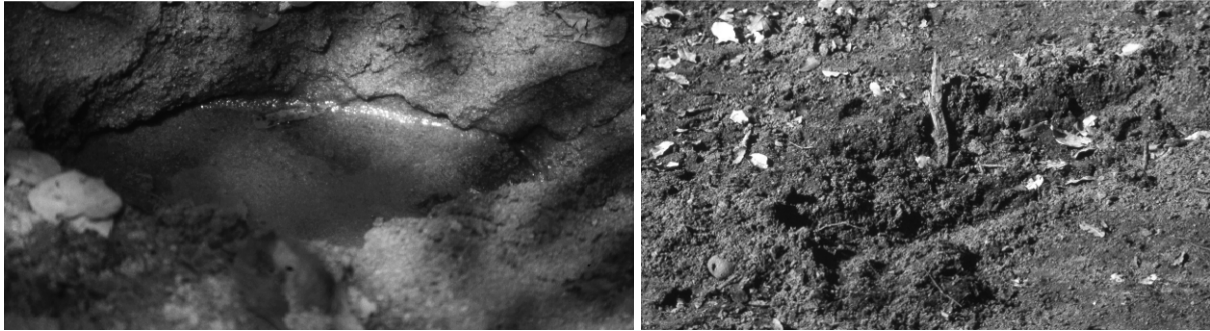


Figure 4. Puits creusés dans le sable. Celui de gauche montre la limpidité de l'eau. On voit sur celui de droite l'outil en bois et les traces de creusement. Photos © Anh Galat-Luong IRD

A fins de comparaison, nous avons analysé les données bibliographiques provenant des autres sites d'étude de chimpanzés sur le long terme, avec une attention particulière portée aux sites sur lesquels des comportements d'acculturation ont déjà été observés : Guinée (Bossou), 33 ans d'observation ; Côte d'Ivoire (Taï), 33 ans ; Tanzanie (Gombe, Mahale), jusqu'à 48 ans ; Ouganda (Kibale, Budongo, Semliki-Toro), jusqu'à 21 ans (Galat et Galat-Luong, 1985 ; Blanchissez, Goodall, McGrew *et al.*, 1999). La plupart d'entre eux est située en climat tropical humide où l'eau de surface ne manque jamais. Creuser des puits afin d'obtenir de l'eau potable n'y est pas une nécessité et est ainsi hautement improbable. Après Assirick, Semliki-Toro est le deuxième site d'étude du chimpanzé à long terme le plus chaud et sec. La température journalière maximale moyenne y est de 34°C. Les précipitations sont en moyenne de 1200mm (FAO Aquastat, 2008) mais des années à moins de 1000 mm se produisent (Hunt, 2000). La saison des pluies va d'août à décembre, avec de brèves pluies en mars, avril et mai. Hunt *et al.* (1999) y ont observé en 1997 un chimpanzé femelle creusant un trou dans le sable de la rivière du Mugiri. Ce comportement a ensuite également été observé dans d'autres sites en Ouganda où plusieurs de ces puits ont été creusés près de points d'eau, suggérant qu'ils puissent fonctionner pour filtrer l'eau (Marchant, McGrew et Hunt, 2007 ; Hunt et McGrew, 2002).

Conclusion

Suite à la sécheresse apparue dans les années 1970 et le cumul consécutif du déficit pluviométrique, dont l'une des conséquences est la raréfaction des eaux potables de surface, un nouveau comportement culturel est apparu chez certaines populations de chimpanzés : creuser des puits dans le sable afin d'obtenir de l'eau filtrée. Il est apparu récemment et indépendamment dans différentes populations de chimpanzés, d'abord en 1995, au Sénégal, lors d'un déficit pluviométrique croissant dans les conditions climatiques de chaleur et d'accroissement de la sécheresse les plus extrêmes pour un site d'étude des chimpanzés sur le long terme, puis en 1997 en Ouganda, sur le deuxième site le plus chaud et sec, comme une adaptation face à cet accroissement de la sécheresse.

Remerciements

Les auteurs remercient la Direction des Parcs nationaux de Sénégal et ses agents et la Direction du Développement Rural pour leur coopération et leur chaleureux accueil. Financements ORSTOM, IRD, DDR.

Bibliographie

- Chapman C.A., Gillespie T.R., Goldberg T. L., 2005 : Primates and the Ecology of Their Infectious Diseases: How will Anthropogenic Change Affect Host-Parasite Interactions? *Evolutionary Anthropology*, **14**, 134–144.
- Daszak P, Cunningham A.A., Hyatt A.D., 2001: Anthropogenic environmental change and the emergence of infectious diseases in wildlife. *Acta Trop*, **78**, 103-116.
- Djiba A.S., 2002 : *Etude du fonctionnement d'une officine traditionnelle à Dakar (Sénégal) : approche socio-environnementale de la récolte et modes d'approvisionnement*. DEA Université d'Orléans, Orléans, 157p.
- Dobson A., Fouchopoulos J., 2001: Emerging infectious pathogens of wildlife. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci*, **356**, 1001-1012.

FAO Aquastat, 2008 : <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/indexfra.stm>.

Galat G., Galat-Luong A., 1985 : La communauté de Primates diurnes de la forêt de Taï, Côte d'Ivoire. *Revue d'Ecologie (Terre et Vie)*, 40, 3-32.

Galat G., Galat-Luong A., Ndiaye, I., Keita Y., 2000: Geographical distribution of chimpanzees and baboons in Senegal. *Folia Primatologica*, 257.

Galat G., Galat-Luong A., Ndiaye I., Keita Y., 2002 : Fragmentation de la distribution et statut actuel du Chimpanzé, *Pan troglodytes verus*, en limite d'aire de répartition au Sénégal. *African Primates*, 4, 71-72.

Hunt K.D., 2000: Initiation of a New Chimpanzee Study Site at Semliki-Toro Wildlife Reserve, Uganda. *Pan Africa News*, 7, 14-16.

Hunt K.D., Cleminson A.J.M., Latham J, Weiss R.I., Grimmond S, 1999: A partly habituated community of dry-habitat chimpanzees in the Semliki Valley Wildlife Reserve, Uganda. *Am. J. Phys. Anthropol.* Suppl. 28, 157.

Hunt K.D., McGrew W.C., 2002: Chimpanzees in the dry habitats at Assirik, Senegal, and at Semliki Wildlife Reserve, Uganda. In: *Behavioural Diversity in Chimpanzees and Bonobos*, Boesch, C., Hohmann, G. & Marchant, L.F. (eds.) Cambridge: Cambridge University Press, 35-51.

Le Borgne J., 1990 : La dégradation actuelle du climat en Afrique, entre Sahara et Equateur. In: *La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest. Séminaires de Dakar*, Presses Universitaires de Dakar, Dakar, 17-36.

Marchant L.F., McGrew WC & Hunt K.D., 2007: Ethoarchaeology of manual laterality: well-digging by wild chimpanzees. *American Journal of Physical Anthropology*, Suppl 44, 163.

McGrew W.C., Baldwin P.J. & Tutin C.E.G., 1981: Chimpanzees in a hot, dry and open habitat: Mt. Assirik, Senegal, West Africa. *J. Hum. Evol.*, 10, 227-244.

Michel P., 1990 : La dégradation des paysages au Sénégal. In: *La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest. Séminaires de Dakar*, Presses Universitaires de Dakar, Dakar, 37-53.

Penman H.L., 1948: Natural evaporation from open water balance bare soil, and grass. *Proceedings of the Royal Society, London, Series A*, 193, 120-145.

Pruetz, J.D., Marchant, L.F., Arno, J., McGrew, W.C. 2002: Survey of savanna chimpanzees (*Pan troglodytes verus*) in southeastern Senegal. *Amer. J. Primatol.*, 58, 35-43.

Whiten A., Goodall J., McGrew W. C., Nishida T., Reynolds V., Sugiyama Y., Tutin C. E. G., Wrangham R.W., Boesch, C., 1999: Cultures in chimpanzees. *Nature*, 399 (6737), 682-685.

L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES VARIATIONS DES POPULATIONS DE GRANDS VERTEBRES A LEUR EXTREME LIMITE DE REPARTITION EST-IL FONCTION DE LEURS REGIMES ALIMENTAIRES ?

G. GALAT, ANH GALAT-LUONG, G. NIZINSKI

IRD, Institut de Recherche pour le Développement, UR 060 CLIFA, 911 avenue Agropolis, BP 64501, 34394 Montpellier cedex, France. gerard.galat@ird.fr; anh.luong@ird.fr; georges.nizinski@ird.fr

Résumé: *Le récent changement climatique modifie les équilibres herbacées / ligneux qui entrent dans des proportions variables dans le régime alimentaire des consommateurs primaires. Pour tester son impact différentiel sur la grande faune, nous avons analysé le changement du climat, modélisé l'impact qu'il peut avoir sur la production végétale, mesuré les variations des effectifs de populations de grands vertébrés consommateurs primaires situées à leur extrême limite de répartition en Afrique de l'Ouest, et cherché à relier les résultats à leurs différents régimes alimentaires. Notre modélisation et nos résultats (stabilité relative des omnivores et des brouteurs et régression des pousseurs) permettent de penser que ces populations animales subissent ces changements, au moins en partie, via l'impact du changement du climat sur les productions végétales qui en modifie l'équilibre herbacées / ligneux, pondéré par les spécificités de leurs régimes alimentaires.*

Mots-clés : *changement climatique, production primaire, régime alimentaire, grands vertébrés, diminution de l'abondance des mammifères.*

Abstract : *Is the impact of the climatic change on the kinetics of large vertebrate populations at their geographic range boundary related to their diets? The recent climatic changes modify the herbaceous/woody plants balance which enters in variable proportions in the diet of the primary consumers. To test their differential impact on the wild fauna, we analyzed the change of the climate, modelled its possible impact on the primary production, measured the variations of the kinetics of populations of large primary consumers vertebrates at their extreme limit of distribution in West Africa, and sought to correlate the results to their diets. Our modelling and our results (relative stability of the omnivores and the browsers and regression of the grazers) let us think that these animal populations undergo these changes, at least partly, through their impact on the primary productions which modifies the herbaceous/woody plants balance, weighted by the characteristics in the diets of the primary consumers vertebrates.*

Key words: *climatic change, primary production, diet, large vertebrates, reduction in the abundance of the mammals.*

1. Introduction

Les changements climatiques qui se produisent depuis une trentaine d'années, en particulier l'accroissement de la sécheresse (Le Borgne, 1990; Michel, 1990), ont une influence sur la nature de la production primaire, dont les variations des proportions herbacées-ligneux notamment devraient se répercuter sur les dynamiques des populations des consommateurs primaires qui en dépendent. Pour tester leur impact sur la grande faune, nous avons : - analysé certains aspects majeurs des changements climatiques d'une aire protégée soudanienne ; - évalué les conséquences qu'ils sont susceptibles de provoquer sur la production végétale ; - analysé les variations de densité dans le temps des populations de quatorze espèces de grands vertébrés terrestres consommateurs primaires ; - tenté de déterminer d'éventuelles relations entre ces variations et les stratégies alimentaires, omnivores, pousseurs ou brouteurs, de ces grands vertébrés.

2. Conditions d'étude, méthodologie

Le site test retenu est l'une des plus grandes aires protégées d'Afrique de l'Ouest, le Parc national du Niokolo Koba, qui a été créé au Sénégal oriental en 1954, puis érigé en Réserve de la Biosphère et classé Patrimoine mondial de l'Humanité en 1981. Sa surface est de 8 175 km².

De mai à septembre, la saison des pluies est caractérisée par une importante variabilité dans le temps et dans l'espace. Elle débute par une migration d'air humide et instable (alizés australs, du sud

au nord), avec des précipitations moyennes annuelles de $P_i=1076 \text{ mm an}^{-1}$, une évapotranspiration potentielle (Penman, 1948) de 2114 mm an^{-1} ($E_p=5,2 \text{ mm jour}^{-1}$), un rayonnement global moyen annuel journalier de $20,4 \text{ MJ jour}^{-1}$, une durée d'insolation moyenne journalière de 7,9 heures, une température moyenne de l'air de $28,6 \text{ °C}$ ($t_{\text{max}}=35,2 \text{ °C}$, $t_{\text{min}}=21,9 \text{ °C}$), une humidité relative de l'air de 56,3 %, une vitesse moyenne du vent de $1,4 \text{ m s}^{-1}$ (www.fao.org/landwater/aglw/climat.stn).

Les formations végétales les plus répandues sont la steppe et la savane boisées (arbustives et arborées), la steppe non boisée et la forêt claire et sèche. Prairies et forêts y sont rares. Les prairies de décrue situées au cœur du parc sont irriguées par des cours d'eau quasi permanents (fleuve Gambie et rivière Koulountou) ou semi-permanents (rivière Niokolo Koba). Une tendance à « l'embroussaillage » est visible sur certaines mares et prairies.

Nous avons testé notre modèle sur la savane arborée à strate herbacée continue et à 5 à 25 % de recouvrement du sol par les couronnes d'arbres, qui est le type de savane dominante en surface (Tappan *et al.* 2004 ; Wiegand *et al.* 2005). Nous avons estimé l'évolution de la production de Masse Sèche (M.S.) de la strate herbacée et des feuilles de la strate ligneuse à partir de l'analyse de l'évolution des précipitations incidentes (P_i). Nous avons calculé les productions de matière sèche (M.S.) à partir des précipitations incidentes annuelles (P_i) et de l'efficacité d'utilisation de l'eau des strates herbacée et ligneuse (k). Celle-ci est issue du modèle de De Wit (1958) $Y_d/E_t = k/E_p$ (où Y_d = production de M.S., en kg M.S. ha^{-1} ; E_t = transpiration du couvert, en mm ; E_p = évapotranspiration potentielle, en mm ; k = paramètre propre aux espèces, $\text{kg M.S. ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$). En zone soudano-sahélienne, pour la strate herbacée, k se situe dans la fourchette de 0,88 à 1,73 $\text{kg M.S. ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (Jones, 1992) ; pour la strate ligneuse, k est de 0,3 $\text{m}^3 \text{ bois ha}^{-1} \text{ an}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (Nizinski *et al.* 1994 ; on a donc obtenu une production moyenne en volume du bois des arbres). Nous avons estimé la production de M.S. des feuilles des arbres de la strate ligneuse, qui nécessite de connaître : (a) le nombre d'arbres par hectare caractéristique de cette savane et (b) la biomasse des feuilles présente sur un individu. Le nombre d'arbres par hectare a été calculé en reprenant les relations allométriques d'Arbonnier (2000) entre le recouvrement du sol par les couronnes d'arbres, le volume de bois sur pied et le diamètre à la base du tronc (Anonyme, 1986). La biomasse des feuilles présente sur un individu a été estimée d'après les travaux de Cissé (1980) et Seghieri *et al.* (2005) : $(BM_{\text{feuilles}}=1,09*(C)^{1,89})$; où BM = biomasse des feuilles, en g ; C = circonférence du tronc à 1,30 m du sol, en cm .

Nous avons utilisé la méthode du *line transect*, standard commun des dénombrements terrestres de grande faune (Leopold, 1933 ; Lamprey, 1964 ; Hirst, 1969 ; Van Lavieren & Bosch, 1977 ; Sinsin *et al.*, 2002 ; voir aussi Bourlière, 1969 ; Montfort, 1975 ; Robinette *et al.*, 1974 ; Rodgers & Sale, 1976 ; Seber, 1986). Sa validité en milieux boisés est reconnue (Eberhardt, 1979 ; Bousquet, 1984 ; Gaillard *et al.*, 1993 ; Plumtree, 2000 ; Brugière *et al.*, 2005). Les dénombrements de faune ont lieu en saison sèche (absence d'aléas climatiques) aux horaires où les animaux sont aisés à détecter (7h15-11h, 16h-18h45). Les transects sont distribués sur l'ensemble du Parc. Les relevés, effectués par des observateurs spécialement formés, suivent le protocole recommandé par Laake *et al.* (1996), Burnham *et al.* (1980) et Buckland *et al.* (1993) et sont analysés à l'aide du logiciel *DISTANCE* (Laake *et al.*, 1996), dont la validité au Parc national du Niokolo Koba a été démontrée par Varailon (1997). Les définitions des stratégies alimentaires pousseurs-brouteurs-omnivores suivent Estes (1991) et (Hofmann (1969, 1989). Nous avons comparé la campagne de dénombrements 1990-1993 à 1994-1998 en appliquant les mêmes méthodes aux deux périodes. L'analyse des données climatiques porte sur les périodes pluvieuses précédant les dénombrements : 1989-1992 et 1993-1997.

3. Résultats

La moyenne annuelle des précipitations de 1940 à 1998 est de 1076 mm ($P_{i1940-98}$). A l'exception de 1994, les périodes d'étude ont été l'objet d'un déficit pluviométrique continu (figure 1) : 1024 mm pour 1989-1992 (24% de $P_{i1940-98}$) avec un déficit annuel moyen de 256 mm et 468 mm (10% de $P_{i1940-98}$) pour 1993-1997 avec un déficit annuel moyen de 167 mm, soit un déficit cumulé total de 1640 mm (17% de $P_{i1940-98}$).

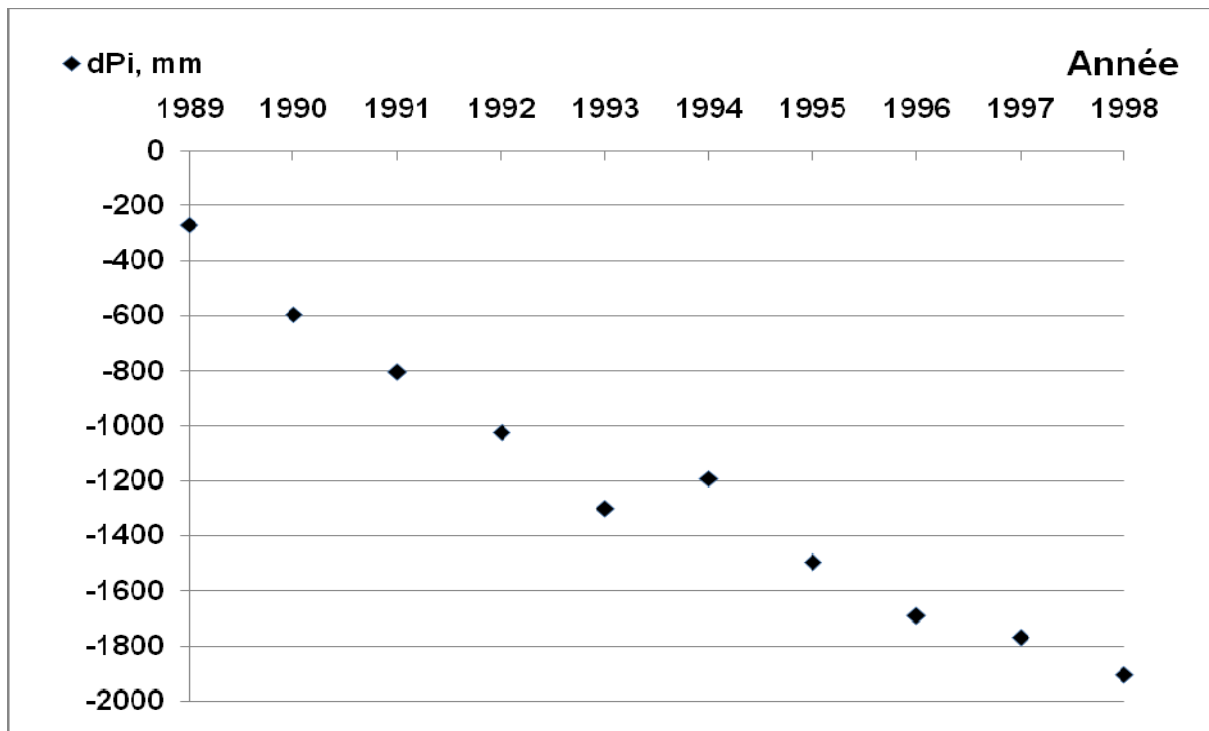


Figure 1. Déficit cumulé des précipitations incidentes annuelles (dPi) pour la période 1989-1998 au Parc national du Niokolo Koba. Stations de référence Kedougou (12°34' N; longitude: 12°13' O) et Tambacounda (latitude: 13°46' N; longitude: 13°41' O)

La production annuelle de M.S. des herbacées de notre type de savane (recouvrement des ligneux de 5 à 25%) est estimée de 1057 à 1339 kg M.S. ha⁻¹ an⁻¹ et la production de M.S. annuelle des feuilles de ligneux se situe de 178 à 335 kg M.S. ha⁻¹ an⁻¹, valeurs proches de celles citées par Lake *et al.* (2003).

L'analyse des variations des densités des populations animales porte sur le relevé de 5 562 contacts enregistrés de chaque côté le long de 12 450 km de transects. Le tableau 1 présente les estimations de densité pour les périodes 1990-1993 et 1994-1998 pour treize espèces de mammifères et une espèce d'oiseau. Les résultats sont accompagnés de leurs intervalles de confiance à 95%.

4. Discussion

L'analyse de l'impact des variations du climat sur la production végétale des herbacées et des feuilles de ligneux montre que les pousseurs devraient être plus affectés que les brouteurs et, a fortiori, que les omnivores.

Les différences de densité des espèces entre les deux périodes montrent : - une tendance à l'augmentation (>+10 %) pour le Phacochère et le Babouin ; - une relative stabilité (-10%+20%) pour le Singe vert, le Patas, l'Hippotrague, l'Ourébi, le Calao d'Abyssinie, le Céphalophe à flancs roux ; - une forte tendance à la diminution (-20-50%) pour le Bubale, le Cobe defassa, le Sylvicapre, le Guib harnaché ; - une tendance nette à la diminution pour le Cobe de Buffon et le Buffle (<-50%).

Il apparaît ainsi que : - les espèces stables ou en augmentation sont essentiellement des espèces « généralistes », de régime alimentaire omnivore (Phacochère, Babouin, Singe vert, Patas, Calao d'Abyssinie), ainsi que celles qui peuvent se contenter d'aliments relativement peu nutritifs, mais ingérés en grandes quantités (Hippotrague ; Hofmann, 1968), et celles qui, de par leur aptitude à sélectionner les regains après le passage du Buffle, sont capables de survivre avec des ressources limitées (Ourebi), - les espèces en forte régression (Bubale, Cobe defassa, Guib harnaché, Cobe de Buffon, Buffle) sont les pousseurs (hormis le Guib harnaché) les plus exigeants sur la qualité des prairies.

Variation des densités 1990-1993 et 1994-1998 de treize espèces de mammifères et d'une espèce d'oiseau du Parc national du Niokolo Koba (voir Adie *et al.*, 1997, pour la liste des mammifères du Parc). (1) *Papio papio*, (2) *Alcelaphus buselaphus*, (3) *Syncerus caffer*, (4) *Bucorvus abyssinicus*, (5) *Cephalophus rufilatus*, (6) *Kobus kob*, (7) *Kobus ellipsiprymnus defassa*, (8) *Tragelaphus scriptus*, (9) *Hippotragus equinus*, (10) *Ourebia ourebi*, (11) *Erythrocebus patas*, (12) *Phacochoerus aethiopicus*, (13) *Cercopithecus aethiops*, (14) *Sylvicapra grimmia*

Tableau 1

Campagne de dénombrement	1990-1993				1994-1998				Variation
	Densité (individus /km ²)	min	max	Nombre de rencontres	Densité (individus /km ²)	min	max	Nombre de rencontres	
Babouin ⁽¹⁾	6,3	5,2	7,8	305	7,3	5,7	9,3	237	15,0%
Bubale ⁽²⁾	0,3	0,2	0,5	73	0,1	0,1	0,3	30	-49,4%
Buffle ⁽³⁾	0,5	0,2	1,2	67	0,1	0,0	0,4	10	-72,5%
Calao d'Abyssinie ⁽⁴⁾	0,4	0,3	0,5	101	0,3	0,2	0,5	58	-13,0%
Céphalophe à flancs roux ⁽⁵⁾	1,2	1,0	1,4	422	1,0	0,7	1,3	154	-19,9%
Cobe de Buffon ⁽⁶⁾	2,2	1,8	2,5	692	0,8	0,6	1,1	222	-61,9%
Cobe defassa ⁽⁷⁾	0,3	0,2	0,4	100	0,2	0,1	0,3	48	-24,9%
Guib harnaché ⁽⁸⁾	1,9	1,7	2,1	668	1,4	1,2	1,7	306	-26,2%
Hippotrague ⁽⁹⁾	0,3	0,2	0,4	89	0,3	0,2	0,5	32	-3,0%
Ourebi ⁽¹⁰⁾	0,8	0,7	1,0	295	0,9	0,7	1,1	144	2,9%
Patas ⁽¹¹⁾	0,4	0,2	0,6	98	0,4	0,2	0,6	55	-8,0%
Phacochère ⁽¹²⁾	1,4	1,2	1,6	401	2,6	2,2	3,2	312	85,4%
Singe vert ⁽¹³⁾	1,6	1,2	2,1	210	1,7	1,3	2,3	144	8,6%
Sylvicapre ⁽¹⁴⁾	0,5	0,4	0,5	209	0,3	0,2	0,4	80	-42,7%
Nombre total de rencontres				3 730				1 848	

Conclusion

Les fluctuations des effectifs des populations animales apparaissent ainsi comme la résultante de l'impact du climat sur la végétation modulé par leurs stratégies alimentaires, pisseurs / brouteurs, spécialistes / généralistes. Ajoutée à l'influence de la sécheresse, la diminution de l'impact des pisseurs sur la strate herbacée pourrait accentuer l'embroussaillage et la régression des prairies des plaines inondations, réduisant ainsi davantage les ressources alimentaires des pisseurs. Pour les grands vertébrés consommateurs primaires du Parc National du Niokolo Koba, le changement climatique, en particulier l'accroissement de la sécheresse, apparaît, au moins en partie, comme un paramètre important du succès ou de l'échec des populations.

Remerciements

Nous remercions la Direction des Parcs Nationaux du Sénégal, les Conservateurs du Parc national du Niokolo Koba, et tous les agents et partenaires des opérations de terrain et de saisie. Financements Orstom/IRD, Fonds de contrepartie canado-sénégalais, Fonds Français d'Aide et de Coopération (FAC), Fonds Français pour l'Environnement Mondial (FFEM), 7e Fonds Européen de Développement (FED), Agence Française de Développement (AFD).

Bibliographie

- Adie F., Galat-Luong A. & Galat G., 1997 : *Les grands Mammifères du Niokolo-Badiar*. Fonds Européen de Développement régional 4213/REG & Anh Galat-Luong, Paris, France.
- Anonyme, 1986 : *Barème de cubage*, 7th ed., CIRAD-Forêt, Montpellier, France.
- Arbonnier M., 2000 : *Arbres, arbustes et lianes des zones sèches d'Afrique de l'Ouest*. CIRAD-MNHN, UICN, France.
- Bourlière F., 1969 : L'échantillonnage des populations de grands mammifères. In *Problèmes d'écologie: l'échantillonnage des peuplements animaux des milieux terrestres* (eds M. Lamotte & F. Bourlière), pp. 189-206. Masson et Cie, Paris, France
- Bousquet B., 1984 : *Méthodes et techniques de dénombrement des ongulés sauvages en savane*. ENGREF, Montpellier, France.
- Brugière D., Dia M., Diakité S., Gbansara M., Mamy M., Saliou B. & Magassouba B., 2005 : Large- and medium-sized ungulates in the Haut Niger National Park, Republic of Guinea: population changes 1997–2002. *Oryx*, **39**, 50-55.
- Buckland S.T., Anderson D.R., Burnham K.P. & Laake J.L., 1993 : *Estimating abundance of biological populations*. Chapman & Hall, London, UK.
- Burnham K.P., Anderson D.R. & Laake J.L., 1980 : Estimation of density from line transect sampling of biological populations. *Wildlife Monographs*, **72**, 1-202.
- Cissé M.I., 1980 : Production fourragère de quelques arbres sahéliens: relations entre la biomasse foliaire maximale et divers paramètres physiques. In: *Les fourrages ligneux en Afrique, état actuel des connaissances* (Le Houérou H.N., ed.), CIPEA, Addis Abeba, 203-208.
- Eberhardt L.L., 1979 : Line transect based on right angle distances. *Journal of Wildlife Management*, **43**, 768-774.
- Estes R.D., 1991 : *The Behavior Guide to African Mammals. Including Hoofed Mammals, Carnivores, Primates*. The University of California Press. London.
- Gaillard J.-M., Boutin J.-M. & Van Laere G., 1993 : Dénombrer les populations de chevreuils par l'utilisation du line transect. Etude de faisabilité. *Revue d'Ecologie (Terre vie)*, **48**, 73-85.
- Hirst S. M., 1969 : Road-strip census techniques for Wild ungulates in African Woodland. *Journal of Wildlife Management*, **33**, 40-48.
- Hofmann R.R., 1968 : Comparisons of rumen and omasum structure in East African game ruminants in relation to their feeding habits. *Comparative nutrition of wild animals*, **21**, 79-94.
- Hofmann R.R., 1989 : Evolutionary steps of ecophysiological adaptation and diversification of ruminants: a comparative view of their digestive system. *Oecologia*, **78**, 443-457.
- Jones H.G., 1992 : *Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology*, 2nd edition, University Press, Cambridge, U.K.
- Laake J.L., Buckland S.T., Anderson D.R. & Burnham K.O., 1996 : *DISTANCE user's guide, V2.2*. Colorado Cooperative Fish and Wildlife Research Unit Colorado State University, Fort Collins, CO, USA.
- Lake L.-A., Ndour N., Thiobane M. & Ba A., 2003 : Evolution de la production végétale des parcours naturels au Sahel: le nord-ouest sénégalais durant les années 1990. *Sécheresse*, **1E**(1), 1-5.
- Lamprey H. F., 1964 : Estimation of the large mammals densities, biomass and energy exchange in the Tarangire Game Reserve and the Masai steppe in Tanganyika. *East African Wildlife Journal*, **2**, 1-45.
- Le Borgne J., 1990 : The current degradation of the climate in Africa, between the Sahara and Ecuador. In: *The degradation of the landscapes in West Africa. Seminars of Dakar*, University Presses of Dakar, Dakar, pp. 17-36.
- Leopold A., 1933 : *Game Management*. Charles Scribner's Sons, New York, USA.
- Michel P., 1990 : The degradation of the landscapes in Senegal. In: *The degradation of the landscapes in West Africa. Seminars of Dakar*, University Presses of Dakar, Dakar, pp. 37-53.
- Montfort A., 1975 : Les techniques de dénombrement adaptées à l'étude quantitative des populations d'Ongulés sauvages. *La Terre et la Vie*, **29**, 3-19.

- Nizinski J.J. Morand D. & Fournier Ch., 1994 : Actual evapotranspiration of a thorn scrub with *Acacia tortilis* and *Balanites aegyptiaca* (North Senegal). *Agricultural and Forest Meteorology*, **69**(5), 93-111.
- Penman H.L., 1948 : Natural evaporation from open water balance bare soil, and grass. Proceedings of the Royal Society, London, Series A **193**, 120-145.
- Plumtree A., 2000 : Monitoring mammal populations with line transect techniques in African forests. *Journal of Applied Ecology*, **37**, 356-368.
- Robinette W.L., Loveless C.M. & Jones J.B., 1974 : Field tests of strip census methods. *Journal of Wildlife Management*, **38**, 81-96.
- Rodgers W.A. & Sales J.B., 1976 : *Ground census techniques for wildlife management in woodland areas*. Proceedings of the Ibadan-Garoua. International Symposium on Wildlife Management, 23-26 Sept. 1975, Ibadan, Nigeria.
- Seber G.A.G., 1986 : A review of estimating animal abundance. *Biometrics*, **42**, 267-292.
- Seghieri J., Simier M., Mahamane A., Hiernaux P. & Rambal S., 2005 : Adaptive above-ground biomass, stand density and leaf water potential to droughts and clearing in *Guiera senegalensis*, a dominant shrub in Sahelian fallows (Niger). *Journal of Tropical Ecology*, **21**, 203-213.
- Sinsin B., Tehou A.C., Daouda I. & Saidou A., 2002 : Abundance and species richness of larger mammals in Pendjari National Park in Benin. *Mammalia*, **66**, 369-380.
- Tappan G.G., Sall M., Wood E.C. & Cushing M., 2004 : Ecoregions and land cover trends in Senegal. *Journal of Arid Environments*, **59**, 427-462.
- Van Lavieren L.P. & Bosch M.L., 1977 : Evaluation des densités de grands mammifères dans le parc national de Bouba Ndjida, Cameroun. *La Terre et la Vie*, **31**, 3-32.
- Varaillon T., 1997 : *Approche multi-agents des problèmes de dénombrement de la faune et d'estimation de la biodiversité. Application sur la grande faune du Parc national du Niokolo Koba, Sénégal*. DEA Biomathématiques. Université Paris VI - Paris VII, Paris, France.
- Wiegand K., Saltz D. & Ward D., 2005 : A patch-dynamics approach to savanna dynamics and woody plant encroachment – Insights from an arid savanna. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, 1-14.
- Wit C.T., 1958 : Transpiration and crop yields. *Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen*, **64**, 1-88.

TOPOCLIMATS ET CARTOGRAPHIE DES PRECIPITATIONS DANS LA REGION D'ENFIDHA (TUNISIE ORIENTALE)

A. M. GAMMAR

UR: «Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive». Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba 2010 Tunisie. Email: amorgammar@yahoo.fr

Résumé: En se basant sur les données des stations pluviométriques et l'interprétation du couvert végétal, l'auteur délimite et caractérise les topo-climats de la région d'Enfidha. Ceci lui permet de proposer une carte détaillée des moyennes annuelles des précipitations de la région.

Mots-clés: précipitations, topo-climat, Tunisie, Enfidha, cartographie.

Abstract: Topoclimate and cartography of precipitation in Enfidha region (Eastern Tunisia). Basing on pluviometric data and the interpretation of vegetal occupation, the author delimits and characterizes the topoclimates of Enfidha region. This allows him to propose a detailed map of the annual averages of the precipitations of the region.

Key Words: precipitations, topoclimate, Tunisia, Enfidha, Cartography.

Introduction

Située à l'est de la Tunisie et à l'abri de la Dorsale tunisienne par rapport aux flux pluvieux dominants venant du Nord-ouest, la région d'Enfidha dispose d'une quinzaine de stations pluviométriques fiables, qui donnent pour la période 1960 - 2000 des moyennes annuelles modestes, entre 300 et 400mm/an (Figure 1). Dans cette région accidentée, comportant des jebels, des collines, des dépressions et des plaines, les écarts entre les stations résultent en partie de l'influence des environnements locaux, en particulier les topo-climats.

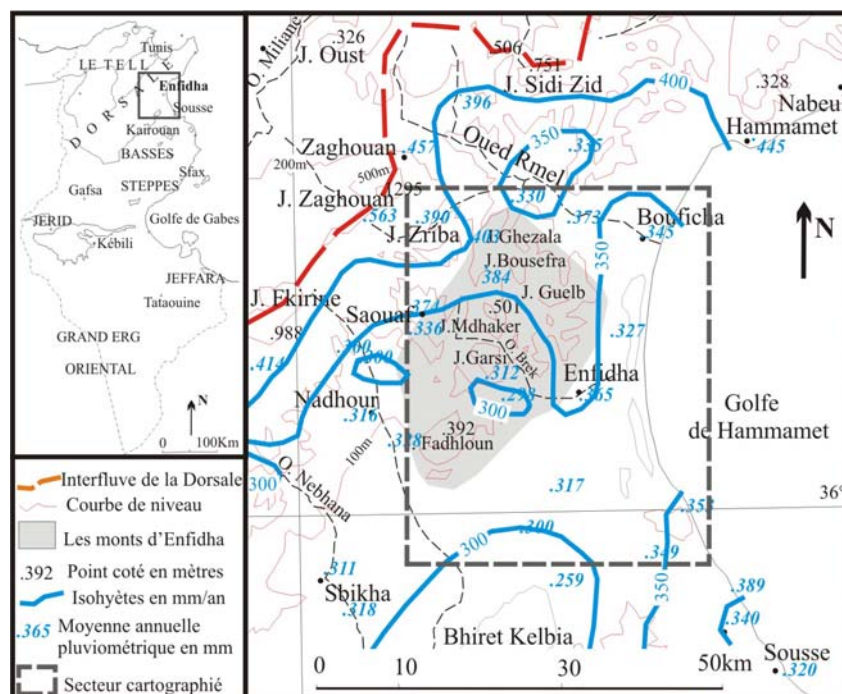


Figure 1. Croquis de localisation

Un examen de la répartition de ces stations, complété par une interprétation pluviométrique des formations végétales permet la caractérisation des topo-climats de la région et leur exploitation pour une cartographie fine de la pluviométrie.

1. Eléments pour la caractérisation des topoclimats et une cartographie de la pluviométrie

Une méthode de calcul des gradients pluviométriques proposée par Gammar (1993) et déjà vérifiée pour la Tunisie du Nord-Est, est appliquée pour l'extrapolation spatiale de la pluviométrie. Les valeurs de ces gradients, varient selon la situation et l'abri continental et orographique et leur application nécessite la délimitation d'unités topoclimatiques homogènes. Le gradient (a) peut être calculé à partir de la valeur de la pluviométrie (P) en mm et la valeur de l'altitude (A) en mètres, selon la formule suivante: $a = P/(A+3393)$.

En partant de cette formule, il est possible aussi de calculer la valeur théorique des précipitations à l'altitude zéro (Po) selon la formule suivante: $P_0 = a \cdot 3393$

Cette valeur de Po présente l'intérêt d'éliminer l'influence de l'altitude sur la pluviométrie. Sa variation d'une station à l'autre est en principe révélatrice de l'influence de l'abri continental et orographique, ce qui revient à mettre en valeur les topoclimats et leur impact pluviométrique. La valeur de Po sert d'indice d'abri continental et orographique, qui permet de caractériser les différents topoclimats les uns par rapport aux autres et qui sert de base pour l'extrapolation spatiale des précipitations. Les valeurs de Po sont calculées à partir des moyennes pluviométriques des stations disponibles pour les topoclimats qu'elles représentent ou bien elles sont estimées pour les topoclimats sans stations représentatives, en suivant un raisonnement comparatif, s'appuyant sur les données des stations voisines et sur l'interprétation de la végétation.

Les moyennes des stations pluviométriques montrent déjà l'influence de la topographie au niveau des vallées et des dépressions sur-abritées, qui sont le lieu d'une baisse locale des précipitations moyennes (El Jouf, oued Rmel, Oued Khayrat). D'autre part, Jebel Zriba, le plus important de la région d'Enfidha, est à l'origine d'une amélioration des précipitations qui touche ses versants et son piémont nord-est (Ain Sfaya). Enfin les premiers reliefs collinaires dominant directement le littoral paraissent être le lieu d'une amélioration locale et assez sensible des précipitations (Enfidha). Ce phénomène se retrouve au sud de la région sur les premières collines du Sahel de Sousse (Hergla). Par contre, les autres jebels ne disposent pas de stations représentatives qui permettraient de juger directement de leur influence sur la pluviométrie.

La cartographie détaillée de la végétation complète spatialement l'information des stations pluviométriques en attirant l'attention sur les particularités bioclimatiques de divers topoclimats. Une cartographie de la végétation du secteur d'Enfidha au 1/50000, en cours, y définit des étages de végétation à déterminisme principalement hydrique. Sur les sols squelettiques des versants et des collines érodées de la région d'Enfidha, ces étages de végétation seraient principalement en relation avec les totaux pluviométriques (Le Houérou 1969). La dynamique de la végétation est considérée à l'intérieur des étages de végétation grâce aux notions de complexe et de séries de végétation (Gammar 2002). Cependant, des situations de sur-dégradation de la végétation et des sols avec aridification du milieu, ou des cas de conservation de végétation relictuelle ou des stations à fort déterminisme pédologiques existent. Tous cela fait que la corrélation indiscutable entre végétation et pluviométrie n'interdit pas sur les marges des étages des limites irrégulières et des situations particulières. Une interprétation raisonnée et prudente, éclairée par les mesures des stations pluviométriques de la région permet souvent un jugement sur le caractère relativement pluvieux ou non d'un ensemble végétal représentant une unité topoclimatique et une approximation de sa pluviométrie moyenne en comparaison aux unités voisines.

2. L'interprétation pluviométrique du couvert végétal

La végétation de la région d'Enfidha correspond à des formations méditerranéennes et steppiques, qui constituent des complexes phyto-écologiques se classant dans les étages semi-aride inférieur, moyen et supérieur, au sens d'Emberger (1970). Ces étages sont déjà définis en Tunisie par les travaux de Gounot et Schoenenberger (1966), Bortoli et al. (1969) et Le Houérou (1969, 1977).

La végétation de l'étage semi-aride inférieur présente une tetraclinaie à *Lavandula multifida*, hyperthermophile et aride. C'est un complexe paysager et dynamique de steppes secondaires variées

(steppes d'alfa: versant calcaire, *Thymelea hirsuta*: parcours sur-fréquentés sur sable, d'armoise blanche: friches sur marnes, armoise champêtres: friches sur sable, sparte: marnes gypseuses) avec des ermes, thymaies et rosarinaies riches en alfa et des tetraclinaies ouvertes dominée par le Thuya de Berbérie (*Tetraclinis articulata*), le romarin et l'alfa et infiltrées de genévrier de Phénicie et d'espèces steppiennes.

Cette végétation signale une pluviométrie faible généralement comprise entre 200 et 350mm/an. Dans la région d'Enfidha, elle signale les secteurs les moins pluvieux de la région. Sa répartition attire l'attention sur la baisse de la pluviométrie au niveau des dépressions et des vallées sur-abritées des oueds Khayrat et Brek, que les stations de Oued Kayrat et Ain Garçi peuvent représenter. A Jeradou et entre Enfidha et Bouficha, les steppes de ce complexe de l'étage semi-aride inférieur voisinent avec des unités végétales de l'étage semi-aride moyen et des stations relativement plus pluvieuses qui doivent signaler leurs limites d'humidité (Enfidha) et leur caractère envahissant favorisé par la fréquentation paysanne.

La végétation de l'étage semi-aride moyen présente deux types de formations: d'une part, une tetraclinaie thermophile et calcicole à ciste de Montpellier correspondant à un complexe de rosarinaies et de matorral dominé par le thuya de Berbérie et d'autre part, un oléolentisque hyperthermophile à romarin et thuya de Berbérie.

Dans ces formations, les infiltrations steppiennes sont rares, ce qui les exclut de l'étage semi-aride inférieur. D'autre part, les combinaisons de l'étage semi-aride supérieur, notamment le groupe du genêt cendré font défaut. Ces formations constituent un étage semi-aride moyen. Sa pluviométrie doit varier de 350 à 450mm/an. Ses stations représentatives sont Ain Batria, Ain Sfaya et Saouaf Agricole, qui reçoivent un peu moins de 400mm/an.

La répartition de ces formations caractérise la vallée d'oued Kenz et le versant sud de jebel Zriba jusqu'à l'altitude 270m. Sur les autres jebels, ces formations s'observent entre 220 et 450m d'altitude. Elles se limitent aux versants sud dans le cas des jebels Bousefra et Guelb Toual.

La végétation de l'étage semi-aride supérieur, présente trois complexes paysagers. Une tetraclinaie mixte à *Genista cinerea* constitue un complexe de rosarinaies et de matorral de thuya de Berbérie avec un sous-bois riche en feuillus. Un oléolentisque à romarin des terrains siliceux correspond à un complexe de matorral bas à moyen dominé par le romarin, les cistes et les feuillus et possédant un groupe d'espèces silicicoles. Enfin, une subéraie silicicole installée sur les pentes supérieures de jebel Zriba forme un complexe paysager de matorral bas à moyen qui comporte des pieds de chêne liège.

Ces formations, d'aspect tellien net, indiquent une pluviométrie comprise généralement entre 400 et 600mm/an. La subéraie est la formation la moins xérophile; elle occupe la partie sommitale de jebel Zriba. L'oléolentisque colonise les versants de ce jebel, entre 270 et 540m d'altitude. La tetraclinaie qui serait la plus xérophile de ces formations, s'observe sur la partie nord des jebels Ghezala, Bousefra et Guelb Toual à partir de 220m d'altitude et elle se retrouve au sommet des jebels Mdhaker et Abid.

Ces formations de l'étage semi-aride donnent une idée sur la pluviométrie d'ensembles montagneux, où les mesures manquent totalement. Elles attirent l'attention sur l'influence particulière de jebel Zriba sur la pluviométrie, qui peut s'expliquer, en plus de l'altitude, par sa massivité et sa situation au voisinage de l'axe de la Dorsale. Son versant nord paraît plus pluvieux. La localisation de la tetraclinaie mixte à *Genista cinerea* souligne l'existence d'une aire d'amélioration relative de la pluviométrie entre les jebels Ghezala, Bousefra, Guelb Toual, Abid et Akera, pour laquelle nous ne disposons pas de station représentative. Enfin sur les jebels Mdhaker, Garçi et Fadhloune, cette tetraclinaie est moins étendue, plus pauvre et limitée à la crête (jebel Mdhaker) ou à des sites ponctuels (jebel Fadhloune), indiquant une amélioration pluviométrique moins importante au niveau de ses jebels plus abrités sous l'axe de la Dorsale et sous la masse de jebel Zriba.

3. Les topoclimats et la carte détaillée de la pluviométrie

Ces commentaires des données des stations pluviométriques et de la répartition des formations végétales permettent de définir dans la région d'Enfidha, plusieurs topoclimats pluviométriques, de les

relier à des unités topographiques bien délimités et dans certains cas à des stations représentatives. Le calcul de P_o permet de quantifier les décalages pluviométriques au passage d'un topo-climat à l'autre en partant des stations représentatives. Un raisonnement comparatif permet aussi de proposer des valeurs de P_o à appliquer aux topo-climats ne disposant pas de stations représentatives (Figure 2).

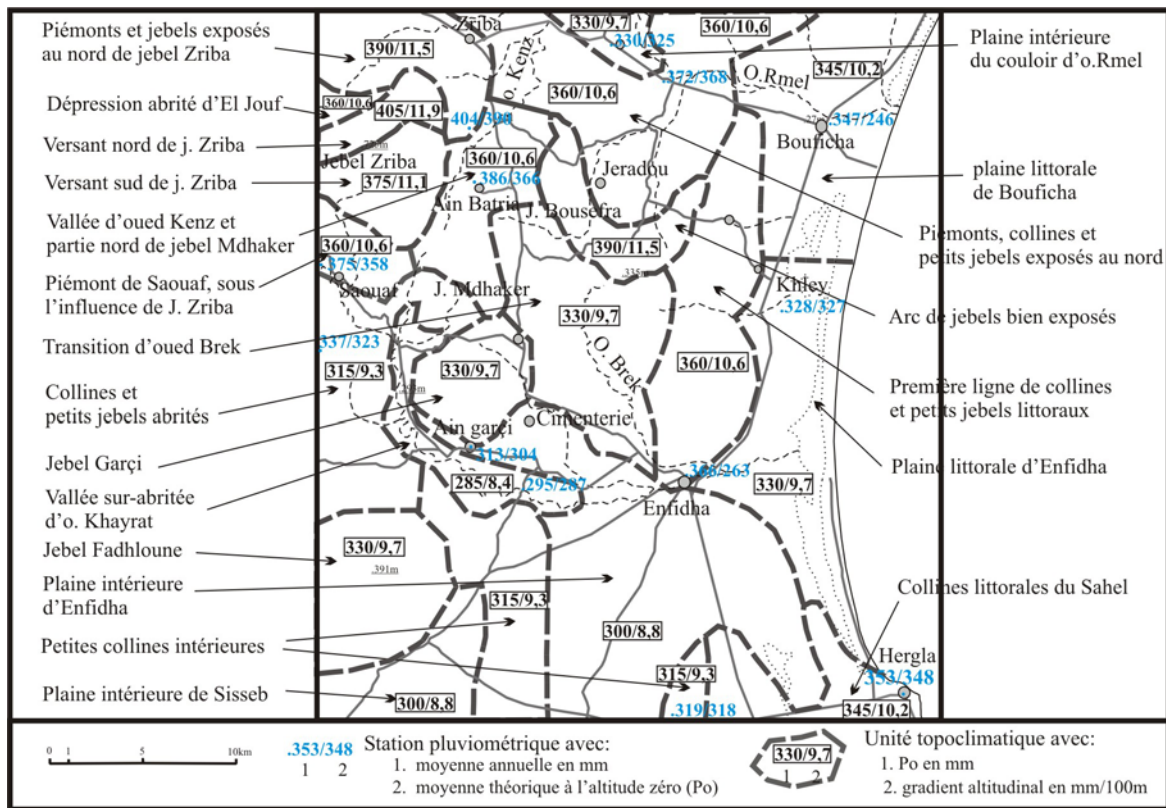


Figure 2. Délimitation et caractérisation des topo-climats pluviométriques de la région d'Enfidha

Au sud-ouest de la région on reconnaît un ensemble homogène peu pluvieux. Les plaines intérieures d'Enfidha et Sisseb forment un ensemble homogène. P_o y est de l'ordre de 300mm/an et peut monter à 315mm/an à proximité des jebels et sur les secteurs collinaires. La station de Dar Belouaer représente cette dernière situation. Cette aire sèche de la plaine se prolonge dans la vallée sur-abritée de l'oued Khayrate au niveau de la cimenterie et vers la station de Ain Garçi, où $P_o = 300$. Dans l'axe encaissé de la vallée d'oued Khayrate la baisse des précipitations est renforcée comme le prouve la station d'oued Kayrate, où $P_o = 285$. Jebel Garçi, jebel Fadhloune et la partie sud de jebel Mdhaker, qui s'intègrent dans cette aire abritée, ne génèrent qu'une amélioration légère de la pluviométrie. A leur niveau P_o est de l'ordre de 330 et les précipitations moyennes restent en dessous de 400mm/an. Les collines entre Saouaf et jebel Fadhloune, représentées par la station de Saouaf - Zguidène, n'enregistrent qu'une amélioration minimale de la pluviométrie liée à leur relief. ($P_o = 315$). Près de Saouaf, c'est aux pieds de jebel Zriba que l'amélioration des précipitation devient sensible avec $P_o = 360$, comme le suggère la station de Saouaf-Agricole.

A l'Est, on retrouve des unités ouvertes aux flux pluvieux d'est. La plaine littorale de Hergla à Hammamet est plus pluvieuse que la plaine intérieure d'Enfidha, du fait de son ouverture sur la côte Est. Elle présente un gradient zonal qui fait que P_o passe de 315 au sud à 330 au centre et 345 au nord. Les stations représentatives sont El Khley et Bouficha. La ligne de collines en arrière de cette plaine littorale est le lieu d'une amélioration pluviométrique plus renforcée du fait de la bonne exposition à l'est et de la rugosité de la surface du sol. La station représentative d'Enfidha indique $P_o = 360$ mm/an. Au sud, les premières collines littorales du Sahel de Sousse montrent le même phénomène. La station de Hergla donne $P_o = 345$. En arrière de cette ligne collinaire, les petits jebels et les dépressions de la vallée d'oued Brek forment une unité topo-climatique transitoire, moins pluvieuses, avec $P_o = 330$ au sud et 345 au nord, en conformité avec la grande extension des steppes de la tetraclinaie à *Lavandula multifida*, mais aucune station n'y est disponible pour servir de référence directe.

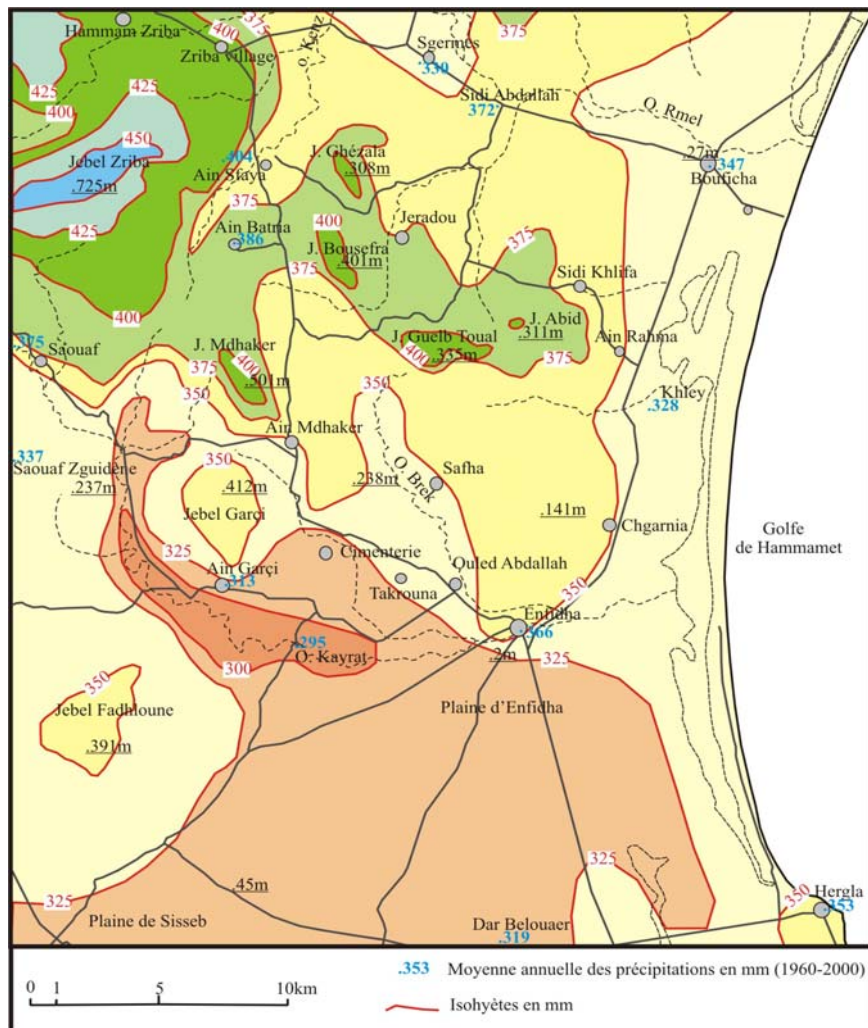


Figure 3. Carte détaillée de la pluviométrie moyenne annuelle dans la région d'Enfidha

Au Nord on note les topoclimats les moins abrités de la région. Les dépressions abritées visibles dans ce secteur autour des stations de Sgermes ($Po=330$) et El Jouf ($Po=360$) sont plus pluvieuses que la plaine intérieure d'Enfidha mais en même temps nettement moins pluvieuses que les unités environnantes. Les piémonts, collines et petits jebels au sud d'oued Rmel sont représentés à l'est par la station de Sidi Abdallah qui y indique une amélioration pluviométrique par rapport à Sgermes avec $Po=360$. L'amélioration des précipitations serait encore plus importante à l'ouest, où la station représentative de Ain Sfaya donne $Po=390$. Cette unité bénéficie de la proximité des grands jebels comme jebel Zriba. La vallée d'oued Kenz est représentée par la station d'Ain Batria qui lui donne $Po = 360$. La partie nord de Jebel Mdhaker ne paraît pas plus favorisée, si on considère l'extension limitée des formations de l'étage semi-aride supérieur et qu'on peut justifier avec $Po = 360$. L'arc montagneux des jebels Ghzala, Bousefra, Guelb Toual, Abid et Akera serait le lieu d'une sensible amélioration pluviométrique signalée par l'extension des formations de l'étage semi-aride supérieur nécessitant des moyennes pluviométriques supérieures à 400mm/an ($Po = 390$). Enfin comme le montre l'extension de la subéraie et de l'oléolentisque à romarin, jebel Zriba a un impact pluviométrique plus important en raison de sa massivité, mais il faut tenir compte du fait que l'affirmation de l'ambiance de l'étage semi-aride supérieur est favorisée aussi par la baisse des températures liée à l'altitude. Nous supposons que le versant nord est plus pluvieux ($Po=405$) que le versant sud ($Po=375$). C'est une hypothèse minimale qui donne vers le haut du jebel, au cœur de la subéraie, environ 480mm/an .

Conclusion

En partant des plaines intérieures et des dépressions où on note un "socle pluviométrique" de 300mm/an au sud et 330mm/an au nord, les topoclimats des secteurs accidentés connaissent une

amélioration pluviométrique allant de 5% à 20%, selon l'exposition et la vigueur du relief. Les gradients altitudinaux faibles, d'environ 10mm/100m, ne donnent une amélioration sensible de la pluviométrie que sur les principaux jebels. Cependant, toute la région d'Enfidha reste dans une situation d'abri continental par rapport au flux pluvieux du Nord-Ouest, renforcée par un abri orographique sous l'axe de la Dorsale, qui explique la modestie générale des précipitations. L'ouverture sur la côte orientale ne corrige que légèrement cette situation, car l'apport pluviométrique des flux d'Est est moins important et plus irrégulier. Une légère atténuation de cette situation d'abri est sensible au nord de la région et peut s'expliquer par un gradient zonal et par l'affaiblissement de la barrière de la Dorsale au niveau du couloir d'oued Rmel.

Bibliographie

- Ben Boubaker H. et Gammar A.M., 2001: Proposition d'une formulation du facteur continentalité/maritimé pour l'estimation et la cartographie des paramètres climatiques: Application à la pluviométrie de la Tunisie du nord. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, **14**, 263-270.
- Ben Boubaker H., 2000: *Les gradients climatiques en Tunisie. Applications à la température et la pluie*. Publications de la Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba, 324p.
- Ben Rhouma T., 2000: La végétation forestière et son aménagement dans le secteur de Jeradou . Mémoire de D.E.A. de Géographie Physique, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 187p+Annexes.
- Bortoli L. et al., 1969: *Climatologie et bioclimatologie de la Tunisie septentrionale*. Annales de l'I.N.R.A.T., vol.42, fasc.1, 235p.
- Burollet P.A., 1926: *Le Sahel de Sousse. Monographie phytogéographique*. Annales du S.B.T., vol.4, fasc.2, Tunis, 270p.
- Emberger L., 1970: *Travaux de botanique et d'écologie*. Masson, Paris, 390p..
- Escourou G., 1981: *Climat et environnement, les facteurs locaux du climat*. Masson, Paris, 182p.
- Gammar A. M., 1993: Les gradients de la pluviométrie moyenne annuelle. Application aux régions semi-arides orientales de la Tunisie . Revue Tunisienne de Géographie, **23-24**, 87-102.
- Gammar A. M., 1995: La moitié nord de la Dorsale dans le domaine semi-aride et sublittoral tunisien - in "Dossier de candidature à l'habilitation", volume I, 88p.
- Gammar A. M., 1995: La végétation terrestre de la Tunisie du Nord. in "*Monographie Nationale de la Biodiversité*", Ministère de l'Environnement et de l'Aménagement du Territoire, Tunis, 99-220.
- Gammar A. M., 1995: Notes sur les particularités physiques de la Tunisie orientale. In "La Tunisie Orientale", Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sousse, 25-36.
- Gammar A. M., 1999: La Dorsale Tunisienne, entre représentation linéaire et réalités régionales – in "La Tunisie du Nord: espace de relations". Faculté des Lettres de Manouba, 61-83.
- Gammar A.M., 2002: *Végétation*. Atlas National de la Tunisie, C.E.R.E.S., Tunis, Carte au 1/1 000000 + notice.
- Gausson H. et Vernet A., 1950: Carte des précipitations. Ministère de l'Agriculture, Tunis, 2 feuilles au 1/500000.
- Gounot M. et Schoenenberger A., 1966: *Carte phyto-écologique de la Tunisie septentrionale. Feuille I et Notice*. Annales de l'I.N.R.A.T., vol.40, fasc.2, 213p.
- Hénia L., 1993: *Climat et bilan de l'eau en Tunisie. essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*. Publications de l'Université de Tunis I, 390p.
- Jauzein A., 1968: Contribution à l'étude géologique des confins de la Dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale). *Thèse Sciences, Ann. Mines et Géol.*, Tunis, **22**, 475 p.
- Le Houérou H. N. et al., 1977 : Etude bioclimatique des steppes algériennes. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, Alger, T.68, fasc.3/4, 33-74.
- Le Houérou H. N., 1969: *La végétation de la Tunisie steppique et des régions limitrophes*. Annales de l'I.N.R.A.T, vol.42, 622p.
- Le Houérou H. N., 1995: Bioclimatologie et biogéographie des steppes arides du Nord de l'Afrique . Option Méditerranéenne, série B, **10**, CIHEAM, 396p.

RISQUES CLIMATIQUES ET LEUR INFLUENCE SUR LE DEVELOPPEMENT DE L'AGRICULTURE DANS LE DEPARTEMENT DE DÂMBOVIȚA

GICA PEHOIU, O. MURĂRESCU

Université „Valahia” de Târgoviște, Faculté de Sciences Humaines, str. Lt. Stancu Ion, no. 34-36A, Roumanie; e-mail: gpehoiu@yahoo.com, ovidiu_murarescu@yahoo.com.

Résumé : *Le département de Dâmbovița, situé au centre-sud de la Roumanie, au centre de la région de Munténie, a une surface de 4.054 km², dont 61,4% est représenté par des terrains agricoles et 29,1% est occupé par le patrimoine forestier. Les modes d'utilisation des terrains et leur efficacité sont conditionnés par un grand nombre de facteurs parmi lesquels on a, principalement, les facteurs climatiques. Pour mettre en évidence les risques climatiques, nous nous référons, principalement, aux phénomènes de sécheresse et de siccité, ainsi qu'à l'excès d'humidité et à leur impact sur le développement de l'agriculture du département.*

Mots-clé : *risques climatiques, agriculture, productions agricoles, Dâmbovița.*

Abstract: *Climatic risks and their influence on the agricultural development in Dâmbovița County. Dâmbovița County, situated in the center-south of Romania, in the center of Muntenia, has a surface of 4054 km², 61.4% of it representing agricultural land and 29.1% being occupied by silvicultural land. The way the lands are used and its efficiency are influenced by numerous factors, of which principal are the climatic ones. In order to highlight the climatic risks, we have referred mainly to the dryness and drought phenomena, and to the humidity excess, as well as to their impact on the development of our county's agriculture.*

Key words: *climatic risks, agriculture, agricultural productions, Dâmbovița.*

Introduction

Situé au centre sud de la Roumanie, au centre de la Munténie, le département de Dâmbovița dispose des unités de relief suivantes : montagnes - 10%, collines - 23%, plaines et prairies basses - 67%. Dans la surface totale du département (4054 km²), 61,4% est occupé par des terrains agricoles, et 29,1% par le patrimoine forestier. Les terrains arables favorisent la pratique de l'agriculture de manière différenciée, en trois zones altitudinales : la zone alpine, de proportions réduites en ce qui concerne la culture des plantes, bénéficie d'une zootechnie dominante, développée surtout sur la base des pâturages et des prairies naturelles ; dans la zone des collines la zootechnie se combine avec la pomiculture et, dans des aires restreintes, avec la viticulture ; dans la zone de plaine (environ 90% du total agricole), couvrant surtout la zone sud du département, domine la culture des céréales, des plantes techniques et des légumes.

1. Facteurs climatiques et leur influence sur le développement de l'agriculture

Le développement de l'agriculture est conditionné par des facteurs climatiques et édaphiques spécifiques. Du point de vue climatique, la zone subit des influences tempérées continentales de transition, à valeurs thermiques moyennes annuelles comprises entre 10,9°C au sud (Titu), 9,0° C dans la zone souscarpatique (Voinești), 10,3° C à Târgoviște et -1,9° C, dans le nord du département, au sommet Vârful Omu. Les précipitations diffèrent du point de vue quantitatif pendant l'année, par leur distribution mensuelle et saisonnière, à cause de la disposition étagée du relief. Ainsi, les quantités de précipitations les plus élevées, plus de 900 mm, tombent dans la zone alpine du nord, à des altitudes de plus de 1500 m ; dans la zone sous-carpatique les valeurs annuelles se maintiennent en dessous de 750 mm, et dans la zone de plaine elles baissent en dessous de 600 mm.

Ayant en vue le fait que, dans la zone alpine, la principale activité agricole est l'élevage des animaux, nous insistons sur l'analyse des paramètres climatiques spécifiques des aires agricoles de la zone de collines et de plaine. En vue de déterminer l'influence des facteurs agro-météorologiques sur le développement de la culture agricole, nous avons analysé la série statistique de données des stations météorologiques existantes dans le cadre du département (Voinești, Târgoviște et Titu), de la période

2000-2007, en vue de déterminer l'évolution des principaux paramètres météorologiques (températures, précipitations), ayant la possibilité de mettre en évidence les phénomènes climatiques de risque spécifiques.

1.1. La température

La température est un paramètre météorologique important, car elle influe sur le déroulement du processus de croissance, tant des cultures céréalières que des arbres fruitiers. De l'analyse des données statistiques, respectivement des valeurs des températures moyennes mensuelles et annuelles de l'air, on observe l'existence d'une évidente zonalité altitudinale (figure 1).

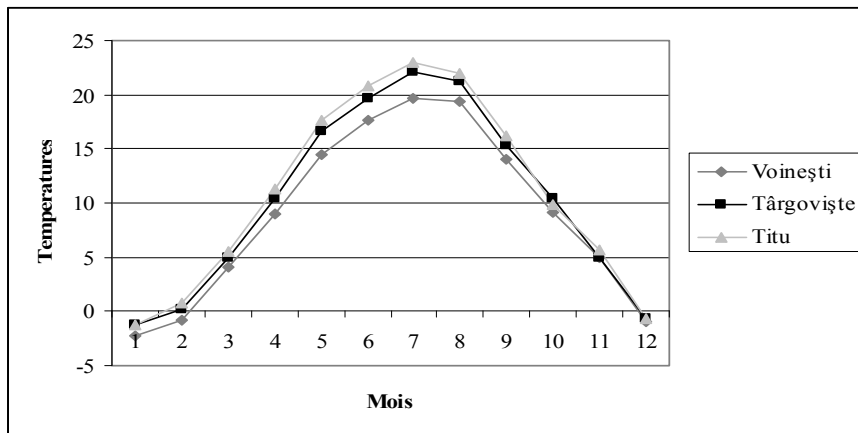


Figure 1. L'évolution des températures mensuelles multiannuelles moyennes aux stations météorologiques du département de Dâmbovița (2000-2007) (°C)

En ce sens, on observe qu'à la Station météorologique de Titu, située à une altitude de 125 m, la température annuelle moyenne est de $10,9^{\circ}\text{C}$; à celle de Târgoviște, située à 296 m d'altitude, au contact des Souscarpates avec la plaine, elle enregistre la valeur de $10,3^{\circ}\text{C}$; à la Station météorologique de Voinești, située dans la zone sous-carpatique, à une altitude de 511 m, la température annuelle moyenne est de 9°C . Dans la zone alpine, au sommet Vârful Omu, à 2504 m, cette valeur est de $-1,9^{\circ}\text{C}$. Cette diminution des températures de la zone de contact entre la plaine et les Souscarpates vers la zone des montagnes confirme l'existence d'un gradient thermique vertical d'environ $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

En ce qui concerne les valeurs des températures maximales et minimales dans l'intervalle analysé, on constate que les valeurs les plus élevées ont été enregistrées en 2007, respectivement : $40,6^{\circ}\text{C}$ en juillet (Titu), $39,3^{\circ}\text{C}$ à Târgoviște et $37,5^{\circ}\text{C}$ à Voinești. En même temps, des températures aussi élevées ont été enregistrées aussi en 2000, comme par exemple, $39,4^{\circ}\text{C}$ (Titu), $39,1^{\circ}\text{C}$ (Târgoviște) et $37,5^{\circ}\text{C}$ à Voinești (figure 2).

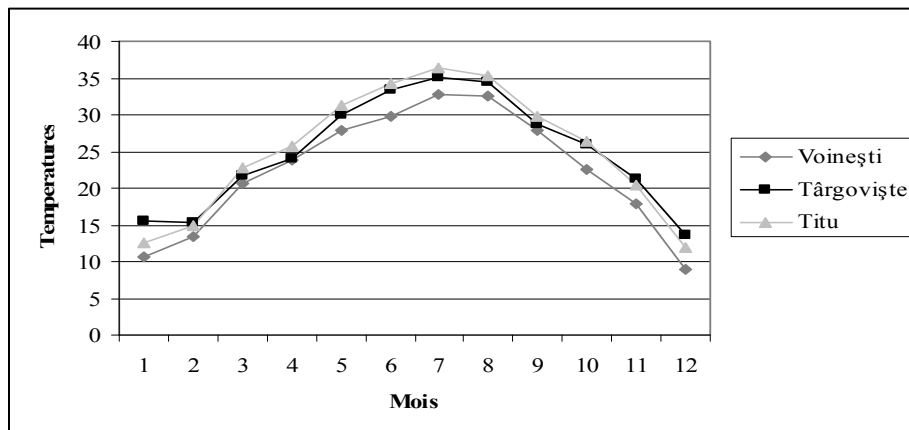


Figure 2. Evolution des températures mensuelles multiannuelles moyennes maximales aux stations météorologiques du département de Dâmbovița (2000-2007) (°C)

Selon les températures moyennes des mois les plus chauds (juillet et août) dans la période analysée, on peut inclure les années 2000, 2005 et 2007 quand, aux mois de juillet - août, de manière cyclique, on a enregistré entre 5-12 journées consécutives de températures journalières de plus de 30⁰ C aux stations météorologiques de Titu et de Târgoviște.

Les températures mensuelles multiannuelles minimales enregistrées dans le département de Dâmbovița ont varié entre -17,7⁰ C en 2002 (Titu), -25,8⁰ C à Târgoviște (2004) et -24⁰ C à Voinești (2002, 2005) - figure 3.

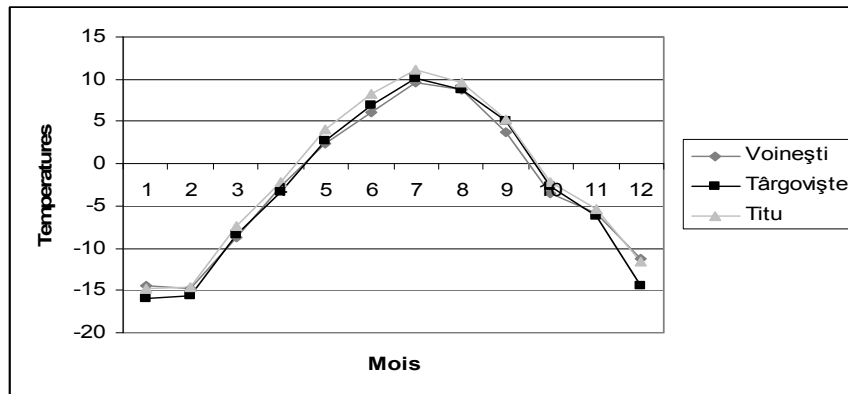


Figure 3. Evolution des températures mensuelles multiannuelles minimales aux stations météorologiques du département de Dâmbovița (2000-2007) (°C)

1.2. Précipitations

En ce qui concerne les précipitations, dans l'intervalle analysé on remarque une variation spatio-temporelle de celles-ci, la moyenne de la somme des quantités de précipitations annuelles, pendant la période 2000-2007, étant de 730 mm. L'absence des précipitations a été ressentie de manière plus prégnante en 2000, surtout dans la zone centrale et sud du département, où l'influence continentale est plus accentuée, et où existent des écarts par rapport à la valeur normale, atteignant 300-450 mm. D'ailleurs, l'année 2000 est considérée comme la plus aride, le phénomène commençant au mois de mai et s'améliorant en août. La quantité de précipitations a oscillé entre 9 mm – dans le sud - et 15 mm – dans la zone de la Plaine de Târgoviște. La quantité totale des précipitations a été d'environ la moitié de la valeur normale (340-370 mm) - figure 4.

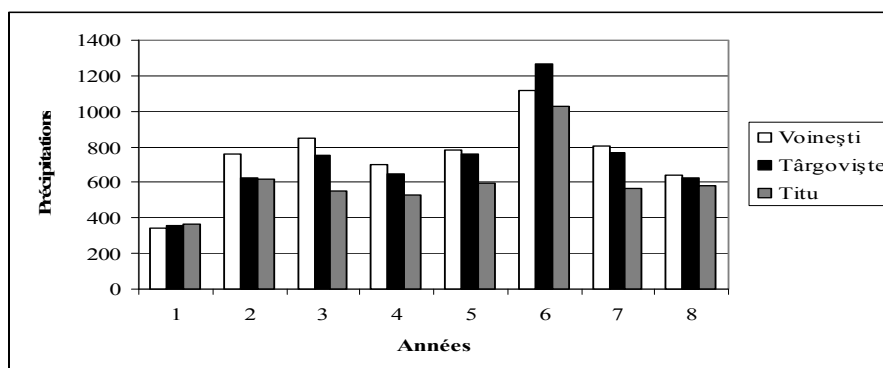


Figure 4. Total des précipitations annuelles aux stations météorologiques du département de Dâmbovița (mm)

Au mois de juin de la même année, le processus de réchauffement de l'air et du sol a continué, et les valeurs moyennes ont dépassé de 3-4⁰ C celles des décades. Ainsi, à la fin du mois de juin on enregistrait dans l'air une température moyenne de 21⁰ C à Târgoviște et 22⁰ C à Titu. Au sol, la température maximale absolue a dépassé 60⁰ C dans la zone centrale et 66⁰ C dans le sud (les zones agricoles les plus importantes du département de Dâmbovița). L'humidité relative de l'air est restée, au

mois de mai, en moyenne de 70%, et en juin elle a baissé à 65%, le minimum de l'humidité relative atteignant une valeur de 26%. La sécheresse a eu des répercussions négatives sur l'agriculture du département, les plus affectés étant les plantes de culture (les céréales) et les arbres fruitiers. Ont été affectés 63.803 ha terrains agricoles, dont 39.012 ha terrains de céréales et 4.463 ha arbres fruitiers.

L'excès d'humidité, pour le département de Dâmbovița, comme d'ailleurs pour tout le pays, a été enregistré en 2005, qui a été une année d'excédent pluviométrique, lorsque les valeurs moyennes multiannuelles ont été dépassées, et les quantités totales de précipitations enregistrées ont été de plus de 1.100 mm/m² à toutes les stations météorologiques. Les terrains agricoles détruits à la suite des inondations ont affecté 43 localités, à savoir presque 15.350 ha, y compris les localités de : Vișina (3500 ha), Râzvad (1614 ha), Mogoșani (1550 ha), Tărtășești (900ha), Bucșani (850 ha), Odobești (800 ha), etc.

2. Risques climatiques et leur impact sur le développement de l'agriculture

Les phénomènes climatiques à effets négatifs sur la croissance et le développement des cultures agricoles et des arbres fruitiers observés dans l'intervalle analysé mettent en évidence les observations suivantes :

- *Les extrêmes thermiques négatives* (vagues de froid) se sont manifestées, à l'exception de la zone alpine, surtout dans les zones dépressionnaires, les couloirs de vallée, surtout dans la vallée de la Dâmbovița et les aires afférentes, aux années 2000, 2004 et 2007, lorsque les valeurs minimales absolues ont descendu en dessous de -22⁰ C, ce qui a affecté de manière particulière les cultures d'arbres fruitiers. Pour la zone de plaine, à Târgoviște, les températures minimales absolues ont descendu en dessous de -25⁰ C en 2004, et à Titu, en dessous de - 22⁰ C, pendant la même année.

- *Le gel*, un autre facteur de risque, à impact négatif sur les cultures agricoles et surtout sur les arbres fruitiers, s'accroît surtout aux plantations situées sur le fil des vallées, où il y a des écoulements de courants froids, phénomène observé surtout sur la vallée de la Dâmbovița. Les gelées tardives de printemps sont assez fréquentes aux mois de mars - avril, parfois même au début du mois de mai (c'est le cas des années 2000 et 2007, respectivement les jours du 4 et du 3 mai) - tableau 1.

Fréquence des accidents climatiques dans la période 2000-2007

Tableau 1

Années	mois			Dernière gelée - période	mois			Première gelée - période	Grêle
	III	IV	V		IX	X	XI		
2000	24	1	1	4 mai (-0,5° C)	-	11	6	24 octobre (-5,7° C)	19 mai
2001	9	5	0	16 avril (-0,5° C)	-	-	13	3 novembre (-1,2° C)	-
2002	6	3	-	9 avril (-0,5° C)	-	3	5	21 octobre (-1,0° C)	2,15,23-07;1-08;10-09
2003	22	7	-	10 avril (-2,3° C)	-	6	8	25 octobre (-1,0° C)	25 - 05
2004	13	4	-	4 avril (-3.0° C)	-	1	16	21 octobre (-9,0° C)	23 -05
2005	16	8	-	5 avril (-2,6° C)	-	2	15	20 octobre (-6,2° C)	10 - 05
2006	16	2	-	7 avril (-1,5° C)	-	2	10	18 octobre (-1,0° C)	12,21 et 29-06, 6 et 20-08, 22-09
2007	10	3	1	3 mai (-0,5° C)	-	1	15	15 octobre (-3,0° C)	10 - 05

En 2007, le gel a affecté 3.800 ha de terrain planté d'arbres fruitiers. De ce point de vue, la production de fruits pour certaines espèces de pommes, y compris celles résistantes, a été diminuée substantiellement, car pendant la première décade du mois d'avril on a enregistré fréquemment des températures négatives, quand les plantations d'arbres fruitiers étaient à l'étape de floraison. Cela a produit des affections des bourgeons floraux en proportion de plus de 90% pour la majorité des

espèces, et en moindre proportion, de 35-40%, aux espèces pour lesquelles, pendant la période du gel, les bourgeons floraux se trouvaient à une étape moins avancée de floraison. Pendant la période d'automne, les brumes sont plus fréquentes aux mois d'octobre - novembre, mais elles favorisent le coloriage des fruits, sans les faire tomber, leur intensité étant réduite.

- *Les orages de grêle*, bien que rares, peuvent produire en peu de temps des calamités naturelles de grandes proportions. Le phénomène se produit pendant la période chaude de l'année, fluctuant dans cette intervalle, par exemple la grêle la plus précoce a été enregistrée à Târgoviște, le 10 mai 2005, mais sans dégâts, car son diamètre a été réduit. En ce qui concerne la fréquence moyenne des journées à grêle, pendant la période d'observation, aux stations météorologiques du département de Dâmbovița, elles ont varié entre 1-6 et se sont produit fréquemment dans l'intervalle juillet - août, mais avec des grands dégâts pour les cultures agricoles. Les orages et la grêle des mois de juillet et août 2004, manifestés surtout dans le sud-ouest du département (par exemple, dans la localité de Vișina ont détruits 2700 ha de cultures, ou dans la commune de Brezoaiele - 150 ha, etc.). Ou encore l'orage et la grêle du 6 août 2006, dans la zone de la commune de Voinești, produisant des dégâts importants pour la production de pommes, laquelle a été compromise en proportion de 70%, ou celle du 20 août de la même année, de la localité de Văleni, qui a produit aussi des dégâts significatifs dans la pomiculture. De ce point de vue, on peut affirmer que l'année 2006, de toute la période analysée, a enregistré les plus nombreuses occurrences de grêle (6), et les zones où elles se sont produites ont été surtout celles des Souscarpatés, ainsi que celles situées au contact des Souscarpatés avec la Plaine de Târgoviște.

- *Les pluies torrentielles* déterminent d'habitude l'occurrence de limons sur les rivières et la formation de torrents sur les versants, risque climatique dans lequel nous incluons les précipitations torrentielles qui ont eu lieu aux années 2001, et spécialement 2005 et 2006, lorsque, dans des périodes très brèves, les quantités d'eau tombées ont dépassé 80 l/m², ce qui a conduit à la production de limons significatifs sur les rivières du département de Dâmbovița. Au niveau de l'an 2005, dans le département auquel nous nous référons ont été affectés des terrains agricoles en 43 localités, les dégâts matériels étant considérables (710.474.634 lei).

- *Les phénomènes d'aridité et de sécheresse* caractérisent les périodes pendant lesquelles les quantités de précipitations ont été insuffisantes pour au moins 14 journées consécutives, dans l'intervalle froid (octobre - mars) et au moins 10 journées consécutives dans la période chaude de l'année (avril - septembre), ou lorsque les précipitations ont existé, mais ont totalisé une quantité e dessous de 0,1 mm. Illustratives, pour la zone et la période analysées, sont les années 2000, lorsque la période de sécheresse a commencé au mois de mai et s'est diminuée au mois d'août (la surface de céréales affectée a été de 63.803 ha.), et surtout 2007 (l'été), lorsque la sécheresse a affecté 112.835 ha céréales, plantes techniques, légumes, pâturages et prés. De cette surface, environ 29.000 ha ont été cultivés de blé, et 48.576 ha de maïs. L'influence de ces paramètres climatiques est illustrée dans le tableau 2 et 3, qui montre les pertes économiques enregistrées en agriculture.

Surfaces à cultures agricoles atteintes par la sécheresse de l'an 2000

Tableau 2

Cultures	Surface atteinte (ha)			Valeur totale des pertes (milliards lei)		
	Total	> 40%	< 40%	Total	< 40%	> 40%
Tournesol	4218	3208	1010	8570	1717	6853
Blé	12895	7228	5667	37857	15510	22347
Avoine	3966	3566	400	7058	640	6418
Orge à deux rangs	408	408	-	786	-	786
Orge	1214	228	986	2324	1668	656
Pommes de terre	4800	2800	2000	41880	10800	31084
Fourrages	9835	2635	7200	14160	9260	49000
Betterave	5	5	-	13	-	13
Maïs	24016	18790	5226	49369	7804	41565
Soja	657	655	2	1280	226	1278
Moutarde	166	166	-	301	2	301
Colza	423	60	363	376	2400	150
Légumes	1200	600	600	7200	50027	4800
TOTAL	63803	40349	23454	171174	100054	121151

Surfaces à cultures agricoles atteintes par la sécheresse de l'an 2007

Tableau 3

Cultures	Surface atteinte (ha)			Valeur totale des pertes (milliards lei)		
	Total	> 40%	< 40%	Total	> 50%	< 50%
Blé	29005	20500	8505	16727000	13325000	3402000
Orge	2927	2927	-	1902550	1902550	-
Orge à deux rangs	518	518	-	336000	336000	-
Colza	1695	-	610	1173000	868000	305000
Orge à deux rangs de printemps	1784	-	1784	535200	-	535200
Légumes	1310	-	1310	1048000	-	1048000
Fourrage	3892	-	3892	583800	-	583000
Pommes de terre	750	-	750	525000	-	525000
Tournesol	3408	-	3408	1022400	-	1022400
Maïs	48576	-	48576	17001600	-	17001600
Plantes perpétuelles anciennes	2800	-	2800	336000	-	336000
Pâturages et prés	10140	-	10140	1014000	-	1014000
Avoine	6030	4530	1500	2745000	2265000	480000
TOTAL	112835	28475	83275	44080750	17828550	26252200

Conclusion

L'analyse des facteurs climatiques dans l'intervalle analysé au niveau du département de Dâmbovița, met en évidence que :

L'agriculture du département bénéficie, généralement, de conditions climatiques et édaphiques favorables pour le développement des cultures céréalières et des arbres fruitiers – la température moyenne annuelle est comprise entre 10,9°C au sud (Titu), 10,3° C à Târgoviște et 9,0° C dans la zone souscarpatique (Voinești) et les précipitations ont des valeurs comprises entre 750 mm dans la zone souscarpatique et environ 600 mm dans la zone de plaine. Parmi les risques climatiques, ceux à effets négatifs amples sur le développement de l'agriculture ont été :

- *La sécheresse*, manifestée surtout au niveau des années 2000 et 2007, a affecté une surface agricole de plus de 63.000 ha (2000) et environ 112.000 ha (en 2007); la valeur des dégâts a été estimée à approximativement 44.250.000 milliards lei. Des pertes significatives ont été enregistrées aussi dans les plantations et les pépinières forestières, où la surface affectée a été d'environ 600 ha, et les préjudices d'environ 287 millions lei (approximativement 70 millions dollars).

- *L'excès d'humidité*, qui a caractérisé surtout l'année 2005, a eu pour conséquence la destruction de plus de 15.000 ha de terrains agricoles, en 43 localités, les dommages matériels étant considérables (710.474.634 lei).

Bibliographie

- *** (2000 - 2007), Données climatiques obtenues des stations météorologiques du département de Dâmbovița.
- *** (2000 - 2007), Données et informations obtenues de la Direction pour l'Agriculture et le Développement Rural de Dâmbovița (Direcția pentru Agricultură și Dezvoltare Rurală-Dâmbovița).
- Bogdan Octavia, Niculescu Elena, 1999 : *Riscurile climatice din România (Les risques climatiques de Roumanie)*, SEGA Internațional, București, 280 p.
- Moldovan Florin, 2003 : *Fenomene climatice de risc* (Phénomènes climatiques de risque), Echinox, Cluj-Napoca, 209 p.
- Pehoiu Gica, Murărescu Ovidiu, Simion Teodor, 2006 : *Facteurs climatiques favorables et restrictifs dans le développement de la pomiculture. Etude de cas: la zone Voinești - Gemenea (Département de Dâmbovița - Roumanie)*, dans le volume des travaux du XIX-e Colloque Internationale de Climatologie „Les risques liés au temps et au climat”, Eparnay (France), PRODIG, p. 468-473.

VARIATION DU NIVEAU PHREATIQUE D'UNE SALINE DANS LE PANTANAL EN RELATION AVEC LES PRECIPITATIONS ET LES INONDATIONS PROVOQUEES PAR LE FLEUVE PARAGUAI (BRESIL)

F.S. GRADELLA ¹, H. QUÉNOL ², A.Y. SAKAMOTO ³

¹ Universidade Estadual Paulista UNESP/Rio Claro. E-mail: fregradella@yahoo.com.br

² Laboratoire COSTEL, UMR6554 LETG du CNRS, Université Rennes 2 - Haute Bretagne, place du recteur Henri le Moal 35043 Rennes Cedex. herve.quenol@uhb.fr

³ Universidade Federal de Mato Grosso do Sul-UFMS/Três Lagoas. E-mail: sakamoto@cptl.ufms.br

Résumé : Cette étude a pour objectif d'évaluer si la variation du niveau phréatique des lagunes (principalement les salines) est en relation avec les précipitations locales et/ou avec les inondations provoquées par le fleuve Paraguay et ses affluents. Les résultats montrent qu'à la fin de la période sèche (octobre 2004 : 200 mm), un seul épisode de précipitations a été responsable de la hausse immédiate du niveau phréatique de plus de 1 m. Au mois de novembre, même avec des précipitations de 278 mm, le niveau phréatique s'est abaissé de 1,38 m. Au mois de décembre, avec peu de pluie, le niveau phréatique a continué à s'abaisser. En janvier 2005, les précipitations étaient de 275,4 mm. On a observé une hausse de 1,53m de la nappe phréatique. Au cours des mois suivants, les précipitations ont été décroissantes en ne dépassant pas 50 mm. En considérant la tendance des précipitations, le niveau phréatique aurait dû s'abaisser, or durant les mois de mai et de juin, nous avons observé une hausse. Une des hypothèses avancée est l'existence de flux souterrains reliant les différentes lagunes et le fleuve Paraguay augmentant le niveau phréatique indépendamment des précipitations.

Mots-clés : précipitations, inondations, saline, Pantanal

Abstract : Variation of groundwater level in a saline in Pantanal in relation with precipitation and floods caused by the river Paraguai (Brazil). The objective is to evaluate the variation of the groundwater level of a saline in relation with the local precipitation and/or flooding of the Paraguay River. The study is realized in period flood/drought between september/2004 and august/2005. We used the precipitation data obtained by a meteorological station of INMET (National Institute of Meteorology-INMET/Brazil) located near the saline. Also it used data of oscillation of the groundwater and fluctuation of the Paraguay River. In the beginning of the rainy period, with the drought soil, the precipitation is responsible for the immediate elevation of the groundwater level in more than 1 m. In the month of November, even with precipitation of 278 mm the groundwater level lowered for 1.38 m. In the month of December, with little rain, the groundwater continued lowering, when in January it precipitated 275.4 mm, responsible for the elevation of the groundwater for 1.53 m. In the following months, the precipitation decreased and didn't pass of 50 mm, was expected that the groundwater level would continue lowering, but in the months of may and june the groundwater level increased. The hypothesis created is that exist a flow of groundwater arriving to the saline pound, elevating the level of the groundwater independent of the rains.

Key Words : groundwater, precipitation, flooding, saline, Pantanal

Introduction

Le Pantanal est un bassin sédimentaire de 600 000 km², localisé dans le Bassin du Haut Paraguay (BAP) entre le Brésil, la Bolivie et le Paraguay dont 361666 km² sont situés sur le territoire brésilien (SILVA et ABDON, 1998). Le principal fleuve est le Paraguay avec 2,612 km de longueur dont 1,683 km au Brésil (ANNE et al., 2004). Le Pantanal est considéré comme la plus grande zone humide continue d'eau douce de la planète. Il se caractérise par une mosaïque de paysages : succession de lacs salés ou acides, végétation de brousse arborée et de lande herbacée.

Cet écosystème, réputé pour la richesse de sa faune et de sa flore, classé patrimoine de l'humanité par l'UNESCO en 2000, est aujourd'hui menacé par de nombreux projets de développement et un développement incontrôlé de l'agriculture. Même si depuis quelques années quelques programmes de

recherche ont été entrepris, les informations scientifiques restent rares et l'absence de compréhension d'ensemble du fonctionnement de cet environnement complexe n'aide pas à prévenir efficacement les menaces qui pèsent sur lui.

Ce qui fait l'originalité du Pantanal, c'est son système de drainage en relation avec l'extrême faiblesse de la pente. Environ 30 % de la surface du Pantanal est recouverte d'eau à la saison pluvieuse. La faible pente de la plaine d'inondation de la Nhecolândia et les activités humaines induisent une vulnérabilité de la région à la concentration en éléments toxiques (ex : arsenic, fluor, ...) dans le sol. L'analyse du système hydro climatique de la Nhecolândia sur plusieurs années dans le cadre de programmes nationaux (CAPES) et internationaux (412/03 CAPES/COFECUB) a permis de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique, physique et biochimique du Pantanal de la Nhecolândia. Cet article présente une partie de ces résultats. Cette étude a pour objectif d'évaluer si la variation du niveau phréatique des lagunes (principalement les salines) est en relation avec les précipitations locales et/ou avec les inondations provoquées par le fleuve Paraguay et ses affluents.

1. Méthodologie

Cette étude a été réalisée dans la région de la Nhecolândia, dans la saline du *Meio* dans la Fazenda expérimentale de Nhumirim/EMBRAPA/Pantanal dont les coordonnées géographiques sont 18°58'40"S et 56°40'30"W (figure 1). Le niveau de la nappe phréatique a été analysé à partir d'un réseau de piézomètres installé à proximité des lagunes de la Nhecolândia. Les observations ont été réalisées tous les 10 jours de septembre 2004 à août 2005. Les données de précipitation mensuelle sont issues du poste météorologique INMET (Institut National de Météorologie) de Nhumirin. Ce poste météorologique se situe proche des lagunes étudiées (3 km). La "règle de fluctuation" de la ville de Ladario a été utilisée pour suivre le niveau d'eau du fleuve Paraguai. Comme complément, nous avons utilisé les données pluviométriques d'autres postes météorologiques de BAP : Cáceres/MT (16°03'S et 57°41'W), Cuiabá/MT (15°33'S et 56°07'W), Campo Grande /MS (20°26'S et 54°43'W), Corumbá/MS (19°01'S et 57°39'W), ainsi que les normales climatiques de 1961-1990 et les moyenne climatique entre 1977-2000 (Soriano et Galdino, 2002).

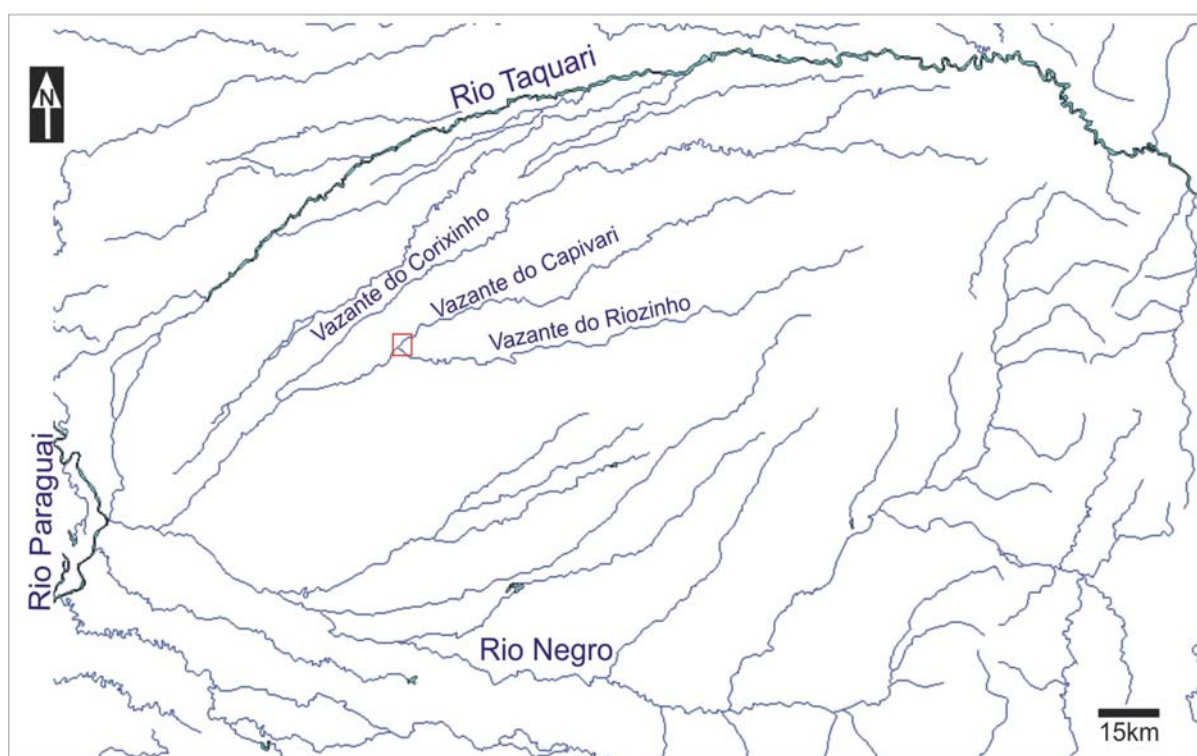


Figure 1. Secteur d'étude

Selon Soriano (1996), le climat de la région de Nhumirim est de type *Awa* selon Köppen avec des températures moyennes du mois le plus froid supérieures à 18°C, un hiver sec et un été pluvieux. De mai à août, de fortes baisses de températures sont dues à des entrées d'air froid. L'humidité reste au-dessus de 80% de décembre à juillet et autour de 75% le reste de l'année. Le mois le plus pluvieux est janvier avec 223 mm et la période la plus sèche est de juin à août. Le bilan hydrique calculé avec les précipitations et l'évaporation montre un déficit annuel de 300 mm (figure 2).

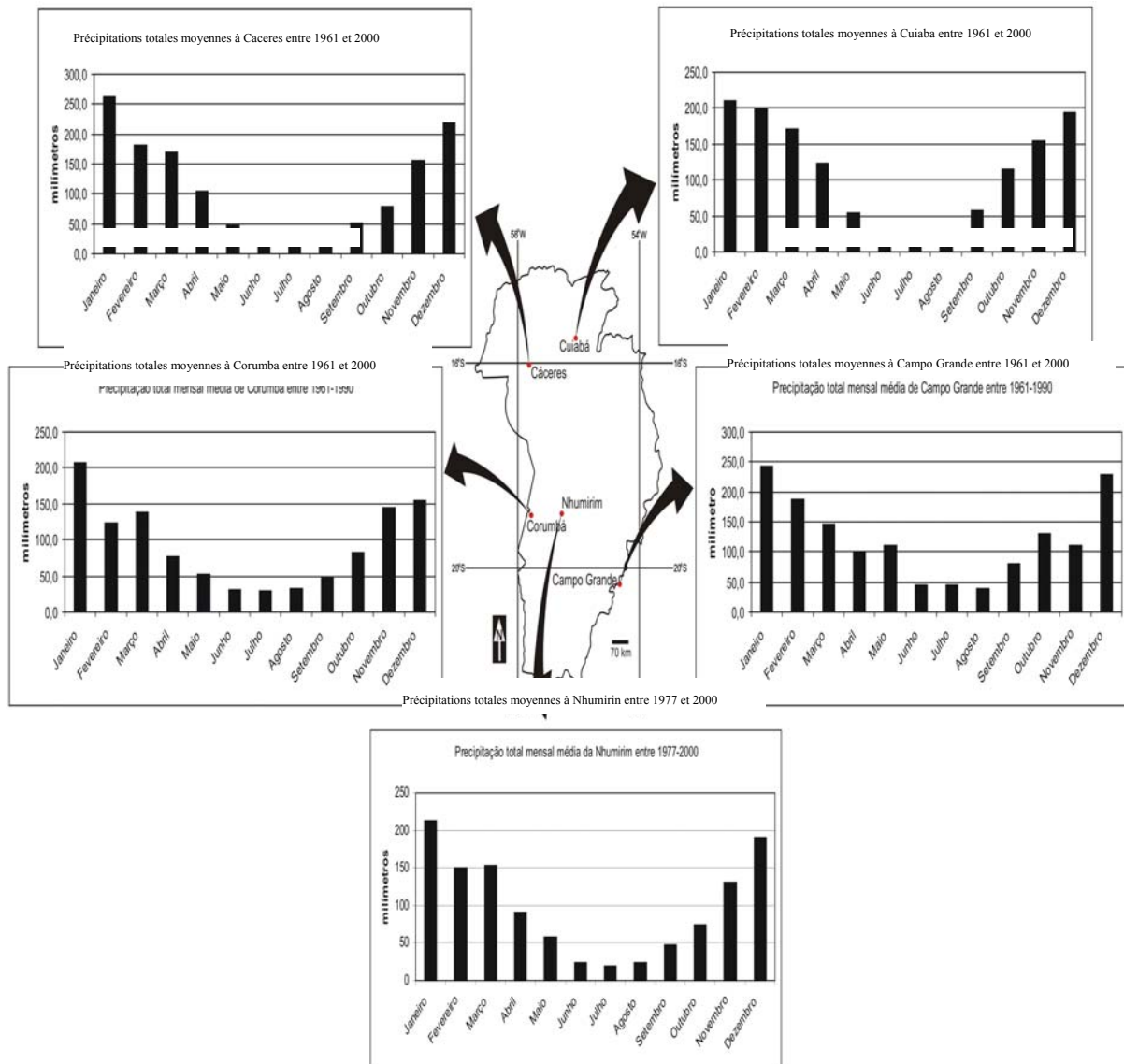


Figure 2. Précipitations dans le Bassin du Haut Paraguay

2. Résultats et discussions

Malgré les précipitations accumulées durant la période de 2004/2005 qui étaient proches de la moyenne, les totaux mensuels sont différents de la moyenne. En octobre, novembre et janvier, les totaux sont de 753,4 mm (67% du total), alors que la moyenne de ces mois est de 418,1 mm (figure 3).

À la fin de la période sèche de 2003/2004 et au début de la période pluvieuse de 2004/2005, le mois de septembre avait enregistré 17,0 mm. Les précipitations de la période comprise entre septembre 2004 et août 2005 ont été de 1114,4 mm, proches de la moyenne (1175 mm). Les mois les plus pluvieux ont été octobre (200 mm), novembre (278 mm) et janvier (275 mm). Au cours des mois suivants, on remarque une diminution mensuelle jusqu'à août (figure 3).

Le niveau phréatique est bas en septembre à la fin de la période sèche de 2003/2004, mais en octobre, au début de la période pluvieuse (de 200 mm), la réponse phréatique a été immédiate, c'est-à-dire, que le niveau s'est élevé.

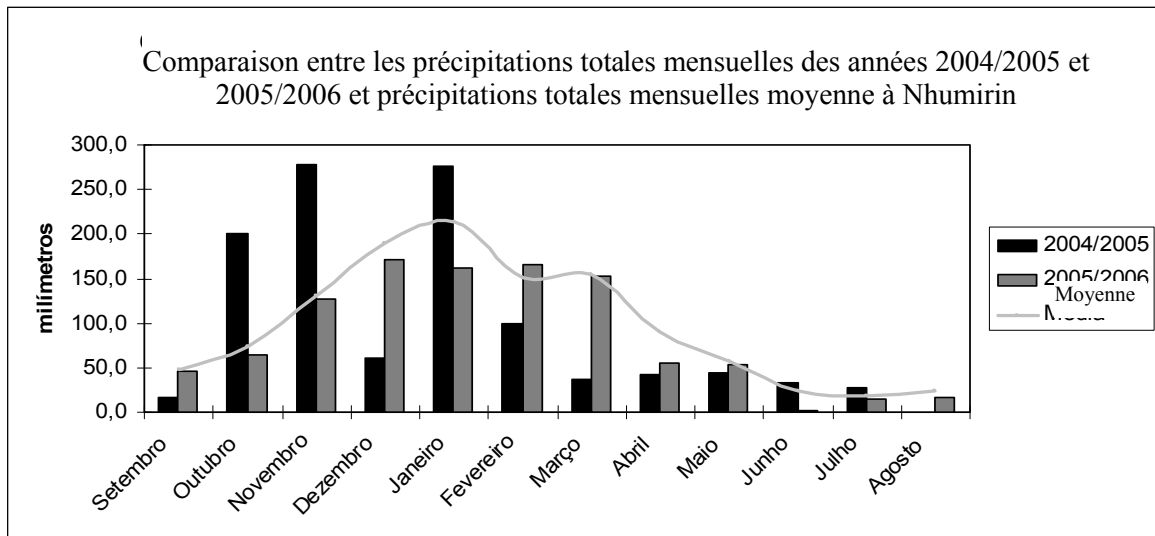


Figure 3. Précipitations totales mensuelles en 2004/2005 et 2005/2006.

De la fin d'octobre jusqu'au milieu de décembre, le niveau phréatique était haut mais il a oscillé notamment avec une baisse vers la moitié du mois de novembre qui a pourtant été pluvieux (278 mm, bien au-dessus de la moyenne), alors qu'en décembre, le niveau de la nappe a augmenté alors que les précipitations étaient en dessous de la moyenne (60,4 mm). En janvier, les précipitations sont plus importantes, totalisant 275,4 mm. Parallèlement, la nappe phréatique a de nouveau augmenté, mais sans atteindre le niveau de novembre (figure 4).

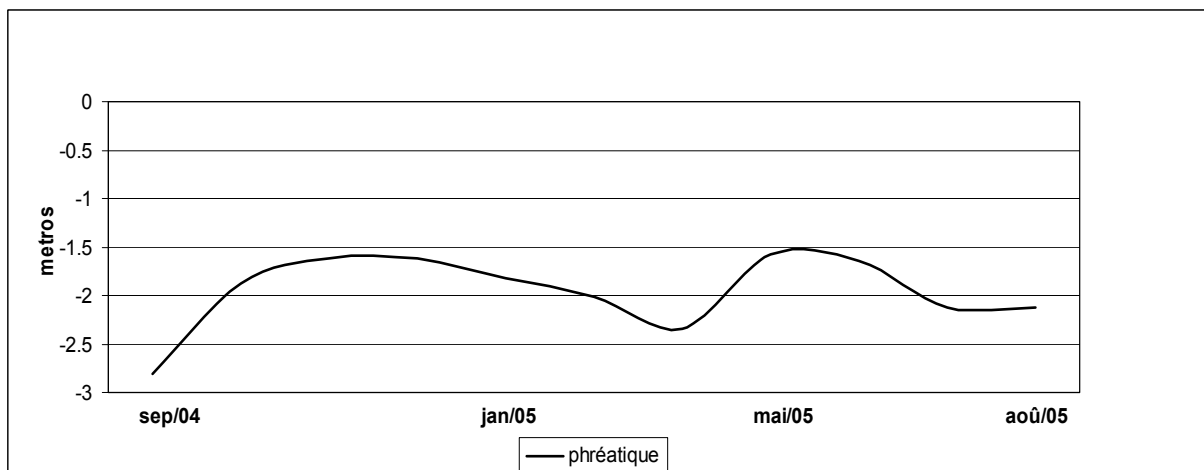


Figure 4. Variation du niveau phréatique.

On peut considérer qu'en fin de saison sèche, la nappe phréatique subit une hausse de niveau d'eau avec de faibles quantités de pluie alors qu'en période de précipitations plus importantes, l'augmentation du niveau phréatique est plus lente. Cela a été observé entre septembre/octobre avec une augmentation de la nappe de 1,01m avec 200mm de précipitation, alors qu'entre décembre/janvier le niveau phréatique a augmenté seulement de 0,23m avec 275 mm.

Entre février et avril, les pluies ont diminué avec seulement 178,4 mm ainsi que le niveau de la nappe. Mais au mois de mai, on a pu enregistrer l'augmentation du niveau phréatique, similaire à ce qui a été observé en janvier avec un total de précipitation de 275,4 mm (contre 44,2 mm en mai). La nappe a subi une hausse de 0,54 m, en atteignant 1,50 m de haut.

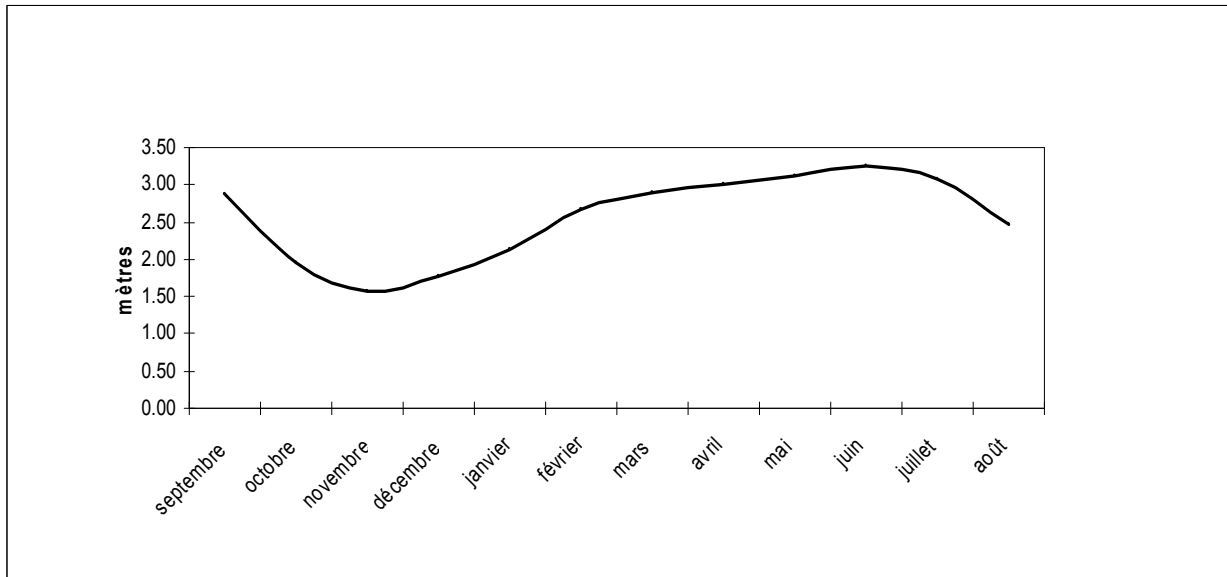


Figure 5. Fluctuation de la rivière Paraguay

Cette hausse du niveau phréatique est en relation avec les inondations issues du fleuve Paraguay. L'augmentation de la nappe phréatique coïncide avec le niveau le plus haut du fleuve : environ 3,11 m, ce qui est très proche du niveau maximum (3,25m) enregistré en juin. C'est à cette période que les inondations s'étendent sur de plus grands secteurs (figure 5).

Cette situation est assez semblable à celle décrite par Sakamoto (1997) dans les années 1994 à 1996 où la hauteur maximale de la nappe phréatique a été enregistrée approximativement un mois avant les hautes eaux du fleuve Paraguay. Cette situation se différencie de notre exemple sur le fait que la lagune étudiée par Sakamoto (1997) était à une altitude plus basse et plus proche du fleuve Paraguay.

Conclusion

Les précipitations locales dans la saline ont été responsables de l'oscillation immédiate du niveau de la nappe phréatique durant la période de concentration des pluies, faisant que le niveau phréatique subit une hausse rapide puis une baisse. Ces variations étant en relation avec la saturation du sol, il faut beaucoup de pluie pour que le niveau de la nappe phréatique augmente en saison des pluies. Inversement, en saison sèche, une faible quantité de pluie provoque une réponse rapide du niveau de la nappe.

La relation hétérogène entre la quantité de précipitations et le niveau phréatique est liée à la présence de flux souterrains qui alimentent la saline et élèvent le niveau phréatique indépendamment des pluies.

En conclusion, l'oscillation du niveau phréatique est en relation avec la période de concentration des pluies mais également avec une influence postérieure du fleuve Paraguay lorsqu'il a atteint son niveau maximum. On peut donc identifier une bimodalité de l'augmentation de la nappe phréatique.

Bibliographie

ALFONSI, Rogério Remo; CAMARGO, Marcelo Bento Paes. 1986: Condições Climáticas para a Região do Pantanal Mato-grossense. *In*. Anais do I Simpósio Sobre Recursos Naturais e Sócio - Econômicos do Pantanal. Corumbá, 1984. EMBRAPA/UFMS: Brasília.

ANA; GEF; PNUMA; OEA. 2004: Programa de Ações estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai: Relatório Final. *In*. Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado das Bacias Hidrográficas para o Pantanal e a Bacia do alto Paraguai. Desenho & Arte Ltda: Brasília.

SAKAMOTO, Arnaldo Yoso. 1997: Dinâmica Hídrica em uma lagoa salina e seu entorno no Pantanal da Nhecolândia: contribuição ao estudo das relações entre o meio físico e a ocupação, Fazenda São Miguel do Firme, MS. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciência Humanas/USP São Paulo. (Tese de doutoramento).

SILVA, João dos Santos Vila da; ABDON, Myrian de Moura. 1998: Delimitação do Pantanal Brasileiro e sua sub-regiões. Pesquisa Agropecuária Brasileira. v. 33. Brasília.

SORIANO, Balbina Maria Araújo. 1996: Caracterização climática da sub-região da Nhecolândia, Pantanal-MS. *In*. Anais do II Simpósio Sobre Recursos Naturais e Sócio - Econômicos do Pantanal: Manejo e Conservação. EMBRAPA/CPAP: Corumbá.

SORIANO, Balbina Maria A.; GALDINO, Sérgio. 2002: Análise das Condições Climáticas em 2000 na Sub-Região da Nhecolândia, Pantanal, Mato Grosso do Sul, Brasil. *In*. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento. n. 30. EMBRAPA/Pantanal: Corumbá.

ZAVATINI, João Afonso. 1990: A dinâmica atmosférica e a distribuição das chuvas no Mato Grosso do Sul. FFLCH/USP. São Paulo. (tese de doutorado).

DIAGNOSTIC DES ALEAS DETERMINES CLIMATIQUES DANS LES SYSTEMES HYDROGEOMORPHOLOGIQUES DE LA PLAINE ROUMAINE

FLORINA GRECU, CRISTINA GHIȚĂ, E. CÎRCIUMARU, LAVINIA VACARU

Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Boulevard Nicolae Balcescu N°1, sector 1, Bucarest, code 010042, Roumanie, +40(0)213143508/int.236, grecu@geo.unibuc.ro

Résumé : Cette étude propose d'identifier les périmètres vulnérables à partir de recherches qui envisagent : la géomorphométrie des systèmes morphohydrographiques en tant que résultat de la dynamique des variables climatiques et hydriques ; la détermination du rôle des précipitations et des particularités des lits des rivières pour la vulnérabilité aux inondations. Le cadre de réflexion de cette étude est constitué de plusieurs rivières de la Plaine Roumaine. Afin de répondre à l'objectif de l'article, plusieurs éléments de la dynamique des bassins hydrographiques sont déterminés : le rapport de confluence, l'indice d'état (degré de réalisation), le rapport des longueurs. Les corrélations entre les cumuls de précipitations et les débits sont réalisées dans des points caractéristiques, vulnérables aux inondations (Alexandria, Videle). Le profil longitudinal, en aval de la confluence, montre une diminution de la pente ; cela explique la quantité importante d'alluvions qui facilite l'inondation des lits majeurs.

Mots clés : vulnérabilité, précipitations, systèmes hydrogéomorphologiques, géomorphométrie.

Abstract : *The identification of climatic induced hazards in the hydrogeomorphological systems of the Romanian Plain.* This research proposes to identify vulnerable premises from research aimed at: geomorphometry of morphohydrographic systems both as a result of climate dynamics and fluid variables, determining the role of rainfall and the particularities of runway for vulnerability to floods. In this sense several elements of dynamics of river basins are determined: the bifurcation ratio of systems achieving as Vedeia, Neajlov Mostiștea and report length. Correlations between the amount of rainfall and flow are analyzed in characteristic points, vulnerable to flooding (Alexandria, Videle). Longitudinal profile, downstream of the confluences, showing a reduction of these slopes, it is therefore important quantity alluvia facilitating major flooding riverbeds.

Key words: vulnerability, precipitations, hydrogeomorphologic systems, geomorphometry.

Introduction

Le caractère extrêmement complexe des aléas naturels nécessite l'analyse de tous les facteurs qui déterminent la vulnérabilité des terrains et de la population aux risques ou désastres.

L'article se focalise sur les rapports entre les précipitations et les débits, afin de mettre en évidence la vulnérabilité aux inondations des rivières typiques pour le secteur central de la Plaine roumaine, caractérisé par une densité élevée du drainage. La vulnérabilité et le risque imminents sont ainsi expliqués par les caractéristiques hydrologiques et sédimentologiques. Les interventions anthropiques sont, elles aussi, prises en compte.

1. Position géographique

Les bassins hydrographiques analysés se situent dans les secteurs central et oriental de la Plaine Roumaine, dont les particularités géologiques, hydrogéologiques et climatiques peuvent constituer des facteurs de vulnérabilité des terrains aux inondations (figure 1).

La rivière Vedeia prend ses sources dans le piémont de Cotmeana, à environ 550 m d'altitude et se jette dans le Danube à environ 20 m d'altitude. La longueur totale de la rivière est de 251 km, dont 200 km dans le secteur central de la Plaine Roumaine.

Dans le bassin hydrographique de Neajlov, système autochtone de la Plaine Roumaine, la rivière Neajlov prend ses sources à la base du cône de déjection de l'Arges, à 340 m d'altitude, dans la plaine de terrasse de Pitesti. Le cours supérieur traverse les ponts des terrasses T2 et T3 de l'Arges. Le Neajlov se jette dans la rivière Arges, près de Cotmeana, après avoir traversé la plaine du piémont terminal de Gavanu-Burdea.

Le bassin de la Mostistea constitue, lui aussi, un système morphohydrographique autochtone de la Plaine Roumaine de l'Est. La rivière homonyme prend ses sources dans le cône de déjection de la Dambovita, à 91,5 m d'altitude; ses sources sont prolongées de manière anthropique par des canaux qui collectent les eaux pluviales. La Mostistea se jette dans le liman fluvial Iezerul Mostistei après 98 km de longueur.

Les sources des rivières principales de tous les bassins versants analysés se situent dans les dépôts alluviaux (cônes de déjection des grandes rivières à la sortie du piémont ou des Subcarpathes), dont la nappe phréatique est abondante. Ainsi on explique la densité relativement élevée du réseau de drainage (figure 1).

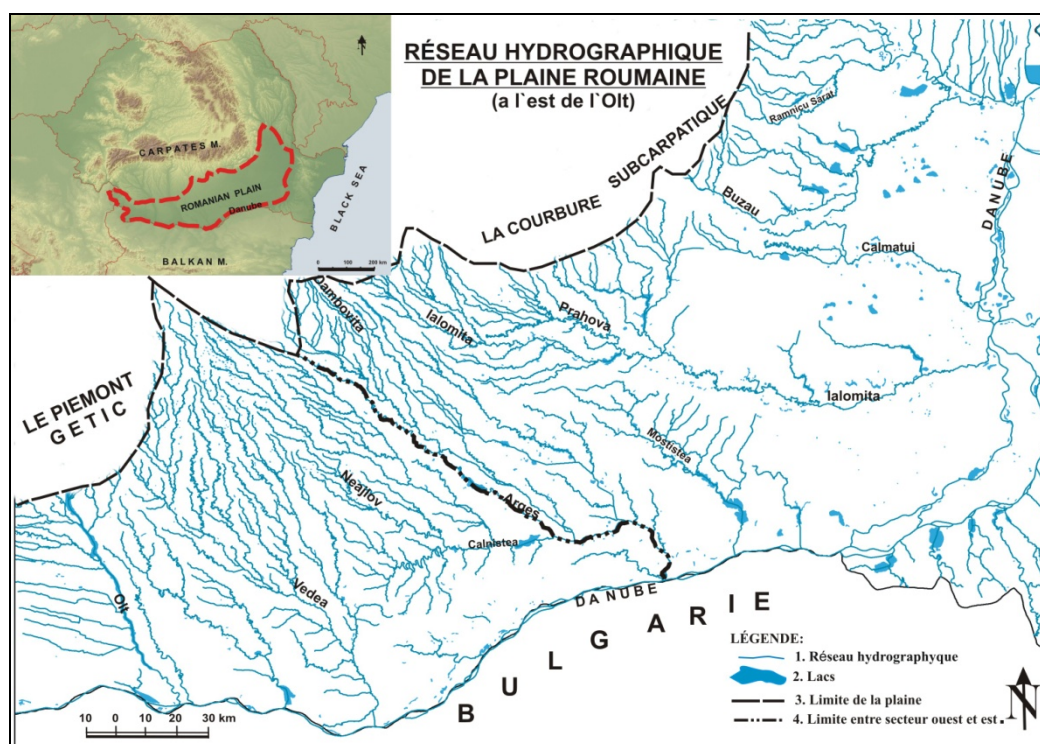


Figure 1. Position géographique et le réseau hydrographique.

2. Réseau de drainage – espace d'interaction phénoménologique

Les contraintes géologiques et hydrogéologiques (la profondeur et le débit de la nappe phréatique), particulières aux bassins versants analysés, influencent le régime hydrologique. L'alimentation souterraine des rivières est relativement peu importante et elle varie d'ouest en est (de 30-35% pour le Vedeia et le Neajlov à 15% pour la Mostistea) (*Geografia Romaniei*, vol. V, 2005).

Les dépôts loessiques des trois bassins ont une épaisseur maximale de 25 m et ils influencent la position de la nappe phréatique et sa relation avec le réseau de drainage principal (Liteanu, 1953 et 1956).

Les rivières du secteur central de la plaine (Vedeia, Neajlov) se caractérisent par un réseau de drainage dense (4-6 km/km²) grâce aux conditions hydrogéologiques favorables aux Gravieres de Fratesti, au sud, et aux dépôts de piémont (les Gravieres de Candesti), au nord (Grecu *et al.*, 2006). Le drainage dense est indiqué aussi par la valeur importante du rapport de confluence pour les segments d'ordre inférieur (Rc_1 : 6,25 - Cotmeana, Rc_1 : 6,05 - Mostistea - figure 2, Rc_1 : 6,34 - Neajlov) et pour

Rc générale (figure 2, tableau 1); situation atypique pour les rivières de plaine, expliquée par l'origine des rivières de type *stepheads* (Schumm *et al.*, 1995).

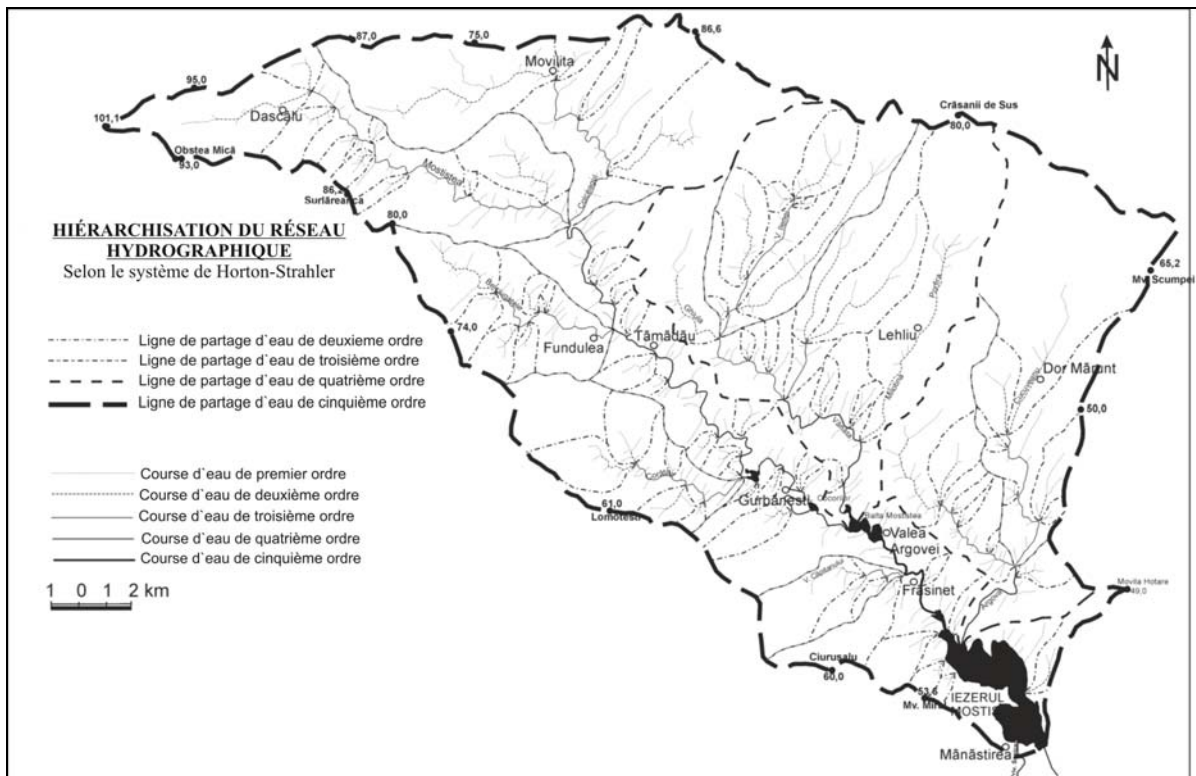


Figure 2. Le bassin hydrographique de la Mostistea.

Données pour le modèle de drainage du bassin hydrographique de la Mostistea.

Tableau 1

Bassin de la Mostistea	Mesuré (m) Calculé (c)	Ordre					Ratio	Indice de réalisation (%)
		1	2	3	4	5		
Nombre de segments de rivière (N)	m	442	73	8	3	1	Rc=5,2	Ir = 57%
	c	421,8	81,2	15,6	3	0,57		
Longueur cumulée (L) (km)	m	424,6	194,7	100	75	14	RL=2,7	I _L = 89%
	c	729	270	100	37	13,7		
Longueur moyenne (l) (km)	m	0,96	2,66	12,5	25	14	Rl=1,92	I _l = 522%
	c	176,9	92,12	48	25	13,02		

m: valeur déterminée à partir des observations sur les cartes ; c: valeur calculée à partir du modèle.

Les données morphométriques ont été utilisées pour le calcul de la dimension fractale (Grecu et Comanescu, 1998 ; Grecu et Palmentola, 2003). Pour le réseau du bassin de la Mostistea, la valeur de 1,65 indique la relation entre le rapport de confluence et le rapport de la somme des longueurs (Del Monte *et al.*, 2007): $D = \log 5,2 / \log 2,7 = 1,65$

3. Résultats

3.1. Interactions climato-hydrologiques (précipitations-débits)

On constate la tendance de croissance des valeurs extrêmes, caractéristiques aussi bien des mois secs (janvier, février, avril, décembre) que pluvieux (mai, juin). A la station d'Alexandria, les quantités

maximales de précipitations des décennies de la période 1961-2002 s'enregistrent en juin-juillet. La décade la plus sèche se reflète dans les valeurs du débit liquide. On constate une variation importante des débits, dont les pointes sont en mars (période 1961-1970) et en octobre (1971-1980) (figure 3).

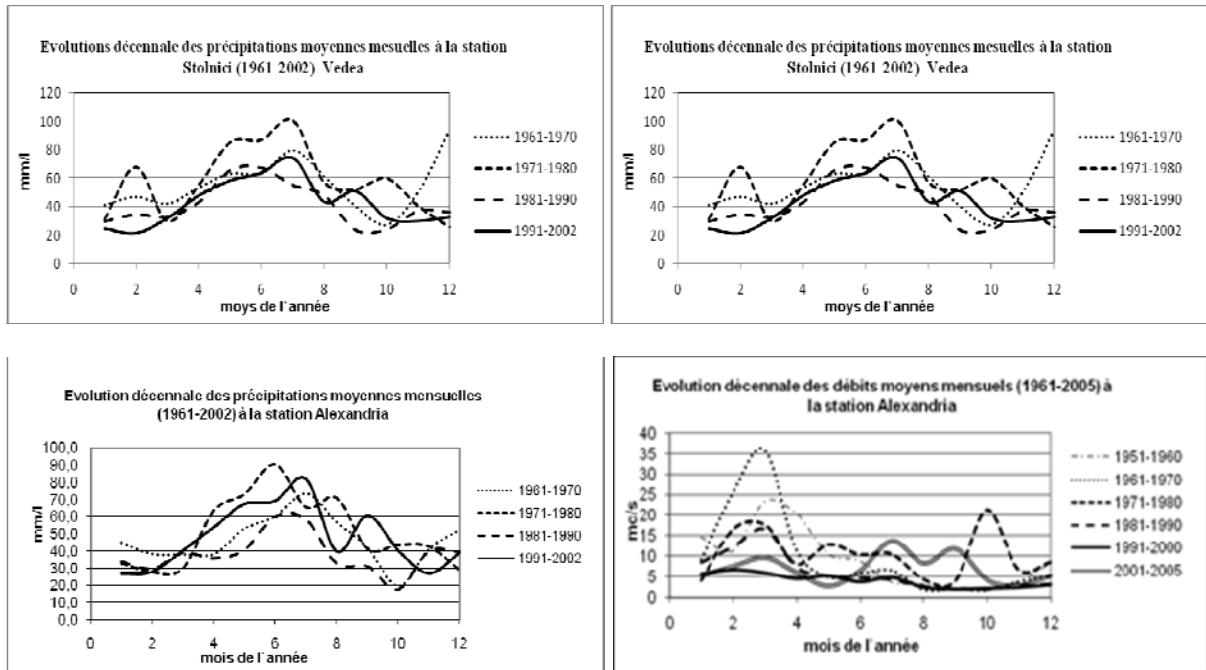


Figure 3. Evolution décennale des précipitations moyennes et des débits moyens – rivière Vedeà (Données: ANM)

Les corrélations précipitations-débits pour les périodes décennales sont peu évidentes dans le bassin de la Vedeà. Effectivement les quantités mensuelles de précipitations ont une faible influence sur les débits liquides. On constate que les cumuls de précipitations en 24 heures (enregistrés surtout en été) sont plus démonstratifs pour les périmètres vulnérables aux inondations; ils modifient le substrat géologique friable (loess, dépôts loessiques, sables et graviers de terrasse) et influencent la quantité d'alluvions déposées dans les lits mineur et majeur (par exemple à Calugareni sur le Neajlov, le débit d'alluvions en suspension varie entre 1,41 et 4,52 kg/s, 1950-2000) (Pisota et Cocos, 2003) (figure 4).

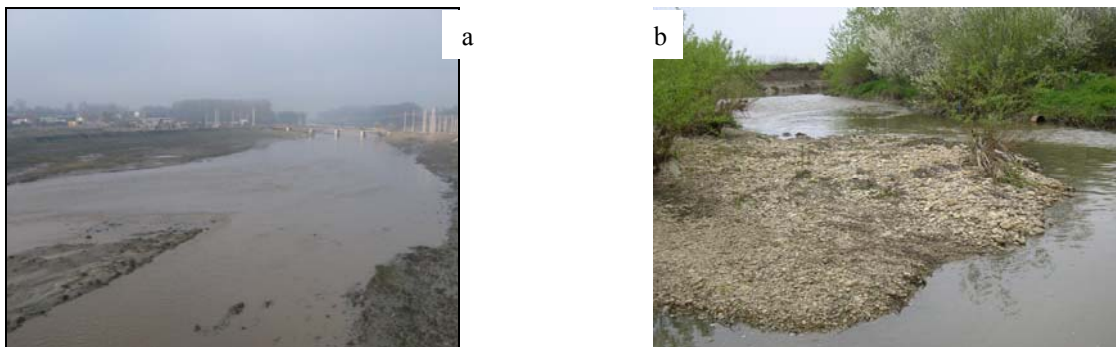


Figure 4. Alluvions dans les lits mineur des rivières : Vedeà à Alexandria (a) Neajlov à Puntea de Greci (b)

Pour la rivière Neajlov, la corrélation entre la quantité moyenne annuelle de précipitations et les débits moyens annuels est plus importante avec des débits élevés pour les années pluvieuses et bas pour les années sèches (par exemple 1989-1990). Le débit moyen annuel du secteur moyen-supérieur du Neajlov est de 1,3 m³/s à la station de Moara din Groapa, de 4,09 m³/s à la station de Vadu Lat située à 20 km en aval et d'environ 8 m³/s à Calugareni après encore 20 km (figure 5).

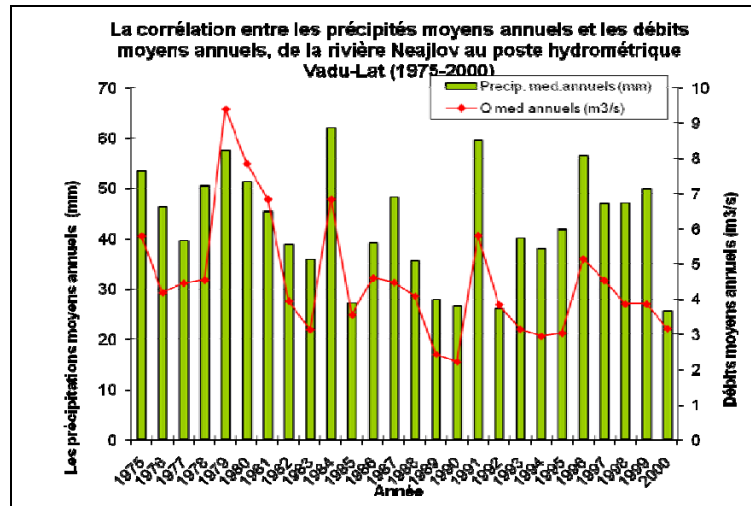


Figure 5. Corrélation entre les précipitations et les débits moyens annuels de la rivière Neajlov à la station de Vadu-Lat pour la période 1975-2000 (Données: ANM)

Dans le secteur central de la Plaine Roumaine, les cumuls absolus de précipitations en 24 h se produisent surtout en été et ils dépassent 140 mm à Alexandria sur la Vedeia; leur caractère est torrentiel (Bogdan, 1999). Il en résulte une relation importante entre les cumuls de précipitations en 24 heures, le degré élevé de la suprasaturation du sol et de la capacité réduite d'infiltration de l'eau dans les périodes sèches de la saison chaude, et les périmètres vulnérables aux inondations (Alexandria, Videle).

Dans le bassin de la Mostistea, la quantité annuelle maximale de précipitations a été enregistrée en 2005 (sur les 37 dernières années) avec 1022,3 mm à Fundulea. Cela a eu un impact important sur le terrain (inondations, processus de lit-versant, tassements etc). Cette situation a aussi été identifiée en 2006, avec les inondations du Danube corrélées à celles de la Mostistea (caractérisée par des aménagements hydro-lacustres et par sa relation avec le Danube). Cela reflète ainsi le caractère complexe des aléas naturels et donc la nécessité d'analyser tous les facteurs d'influence.

3.2. Vulnérabilité aux inondations

Suite aux recherches effectuées dans les bassins morphohydrographiques dans la Plaine Roumaine, on a constaté que les localités suivantes ont un degré élevé de vulnérabilité: Alexandria (sur la Vedeia: figure 6), Ghimpatu (sur le Glavacioc), Calugareni, Videle (sur le Neajlov), Manastirea, Dorobantu (sur la Mostistea).

L'analyse statistique des débits de pointe de la rivière Vedeia à la station d'Alexandria (période 1958-2006) révèle que le débit de pointe de 676 m³/s, produit durant les inondations de 2005, a été dépassé par le débit enregistré en 1972 (950 m³/s); la valeur enregistrée en 2005 est trois fois plus élevée que la moyenne des débits de pointe de la période analysée (201 m³/s). Le cumul annuel de précipitations a été de 1061,1 mm en 2005, valeur absolue du dernier siècle; la quantité maximale de précipitations enregistrée en 24 heures a été de 144,2 l/m². On observe le caractère non-périodique des précipitations (Dragota, 2006) et l'absence de la corrélation entre les précipitations et les débits.

Les crues de ces rivières sont les conséquences des précipitations abondantes enregistrées en 24 heures durant les périodes relativement sèches, quand l'alimentation souterraine est dominante (du 26 juin au 22 septembre), situation favorisée aussi par l'incapacité d'infiltration de l'eau dans les dépôts loessiques secs.



Figure 6. Vedeia à Alexandria – inondations (juillet 2005) (<http://en.wordpress.com>)

Conclusions

Les débits de pointe des rivières et la vulnérabilité aux inondations sont influencés par le cumul local de précipitations, mais aussi bien par les précipitations tombées en amont et par la nappe phréatique. En conséquence, entre le moment de l'enregistrement des précipitations et la remontée des débits existe un décalage spatial dans la plupart de cas. Ce décalage peut être utile pour avertir la population exposée au risque hydrométéorologique.

Bibliographie

- Bogdan O., 1999: Principalele caracteristici climatice ale Campiei Romane, *Comunicări de Geografie*, vol X, București, 267-280.
- Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E., Sbarra P., 2007 : Some Relations between Fractal Dimension of Drainage Networks and Geomorphology of Drainage Basins, *Trasactions, Japanese Geomorphological Union* 28-1, 1-21.
- Dragota C., 2006 : *Precipitatiile excedentare in Romania*, Edit. Academiei Romane, Bucuresti, 174 p.
- Grecu F., Comănescu L., 1998: *Studiul reliefului. Îndrumător pentru lucrări practice*, Edit. Universității din București, 180 p.
- Grecu F., Palmentola G., 2003: *Geomorfologie dinamica*, Edit. Tehnica, Bucuresti, 392 p.
- Grecu F., Circiumaru E., Gherghina A., Ghita, C., 2006: Semnificația reliefoasă a depozitelor cuaternare din Câmpia Română la est de Olt, *Comunicări de Geografie*, vol X, București, 21-36.
- Horton R.E., 1945: Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56.
- Institutul de geografie al Academiei Romane, 2005: *Geografia Romaniei*, vol. V (Campia Romana, Dunarea, Podisul Dobrogei, Litoralul romanesc al Marii Negre si Platforma Continentala), Edit. Academiei. Bucuresti, 968 p.
- Liteanu, E., 1953: Geologia tinutului de campie din bazinul inferior al Argesului si a terasei Dunarii, *Comitetul geologic, Studii Tehnice si economice, Seria E, nr. 2, Hidrogeologie*, Bucuresti., 5-80.
- Liteanu E., 1956: Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomța, STE, Seria E, *Hidrogeologie*, București, 3-31.
- Liteanu E., coord., 1969 : Harta hidrogeologicaa, scara 1: 1 000 000, *Institutul Geologic, Comitetul de Stat al Geologiei*, Bucuresti.
- Pișota I., Cocoș O., 2003: Unele observații hidrologice referitoare la bazinul râului Neajlov, *Comunicări de geografie*, vol. VII., București, 183-188.
- Schumm S., A., Boyd F. F., Wolf C. G., Spitz W. J., 1995: A ground-water landscape in the Florida Panhandle, *Geomorphology*, 12, 281-297.
- Strahler A. N., 1952: Dynamic Basin of Geomorphology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63.

LA PRISE EN COMPTE DES EXTRÊMES CLIMATIQUES DANS LA GESTION DES TOURBIÈRES

F. GRÉGOIRE, H. PARMENTIER

Université de Lyon, EVS Umr 5600 CNRS Ens-Lsh
Fabrice.Gregoire@ens-lsh.fr ; Herve.Parmentier@ens-lsh.fr

Résumé : *L'histoire actuelle des tourbières dans leur rapport aux niveaux d'eau en tant qu'indicateur principal des événements extrêmes, est esquissée ici sur quatre sites différents : deux en France du nord et deux dans le Massif Central. Les forces et les faiblesses de ces écosystèmes sont analysées. Il s'avère que les quatre sites lors des sécheresses intenses ou relatives en 1976, 1989-1991 et dans les dernières années, ont bien récupéré et le processus de turbification fonctionne toujours. Les facteurs positifs sont l'hydrogéomorphologie et la dynamique de turbification locale. La gestion de la tourbière doit donc comprendre ces mécanismes et les utiliser.*

Mots-clés : *tourbières, sécheresses, hydrogéomorphologie*

Abstract: *The consideration of climate extremes in the management of peat bogs. Mires actual history, regarding water level as main indicator of extreme events, is sketched in four different locations, two northern France and two in Massif Central. Strength and weakness of these ecosystems are analysed. It appears that the four sites have, in recent times, 1976, 1989-1991 and recent years intense or relative droughts, well recovered and peat-making processes is still working. Positive factors are hydrogeomorphology and local peat dynamic. Mire managing has to understand these mechanisms and use them.*

Key-words : *mires, droughts, hydrogeomorphology*

Introduction

Les tourbières sont aujourd'hui considérées, à l'instar des autres zones humides, comme des hauts lieux de biodiversité et des infrastructures naturelles du paysage, accomplissant de multiples fonctions. Pour cette raison, elles reçoivent une attention particulière de la part des gestionnaires de l'espace, naturalistes et gestionnaires de l'eau.

S'agissant de lieux où la présence permanente de l'eau est jugée indispensable au maintien du fonctionnement de cet écosystème, la question de son alimentation pour garantir un bilan hydrique largement excédentaire est forcément liée à l'histoire de celui-ci et des précipitations sur le site, c'est dire que les périodes de sécheresse sont le principal souci du gestionnaire. Les températures sont pour le moment un souci secondaire mais, souvent associées aux périodes de sécheresse, des canicules comme celle de 2003 font partie des aléas à suivre.

Deux ensembles de sites permettent de prendre du recul par rapport à ces phénomènes :

les sites du Laonnois (marais de Cessières et marais de la Souche), suivis depuis plusieurs décennies (Sajaloli, 1993),

les sites du plateau ardéchois (Montselgues et Sagne Redonde), suivis depuis 2003 (Grégoire, 2008)

Plusieurs épisodes de sécheresses se sont produits sur ces périodes de temps. Pour le Laonnois, les épisodes de 1976 et de 1989-1991 ont pu être suivis. En Ardèche, ce sont surtout les années récentes qui ont été étudiées.

Nous présenterons rapidement, dans un premier temps, les sites. Nous esquisserons ensuite une histoire des événements climatiques et la manière dont ces milieux y ont réagi. Nous essaierons dans une troisième partie de définir leurs facteurs de résistance.

1. Les sites et leurs caractères apparents de fragilité et de résistance

Ces sites ont fait l'objet de diagnostics hydrologiques qui ont mis en lumière leurs caractères de résistance et de faiblesse du point de vue de l'alimentation en eau (Grégoire, 2008).

Les sites du Laonnois se trouvent dans un contexte climatique océanique dégradé où le bilan hydrique normal est légèrement positif, le bilan hydrologique normal positif d'environ 200 mm.

Le site de Cessières est inséré dans un fond de vallée. La tourbière s'y allonge comme une amande sur plus de deux kilomètres et forme un ensemble de près de cent hectares. L'hydromorphie y est quasi permanente tout au long de l'année dans la partie centrale et la transition entre les secteurs secs à la périphérie et les secteurs les plus humides est extrêmement courte. Ce sont des processus géomorphologiques qui ont provoqué la rétention de l'eau. La tourbière est encadrée, à l'amont et à l'aval, par des seuils formés de colluvions argileuses descendues du plateau dans un contexte périglaciaire ancien. La pérennité de ce contexte géomorphologique semble la meilleure garante de l'hydromorphie locale.

Le site de La Souche est de beaucoup plus grande dimension, la tourbière occupant un espace de près de 2000 hectares. Elle correspond à l'affleurement de la nappe de la craie et le niveau des eaux en est complètement dépendant. Si la nappe de la craie est haute le marais est inondé ; a contrario, si elle est très basse, le marais se parcourt à pied sec. La raison en est que la tourbe, d'après les mesures qui ont été faites dans le cadre du PNRZH (Laplace, 2001), est très perméable et que la circulation des eaux y est rapide. Il en est de même dans les espaces crayeux périphériques. Pourtant, ce site apparaît comme un site où l'eau reste très présente. C'est que les battements, en fond de vallée de la nappe de la craie sont extrêmement réduits, ce qui ne veut pas dire qu'ils soient sans influence sur, par exemple, la biodiversité de la tourbière.

Les sites d'Ardèche sont sous l'influence d'un climat arrosé, qui subit des pluies de type cévenol. La disponibilité en eau n'est pas un problème, le bilan hydrologique y est toujours positif et connaît des valeurs parfois très élevées, supérieures à 1000 mm. En revanche, l'irrégularité interannuelle est très forte, surtout à Montselgues.

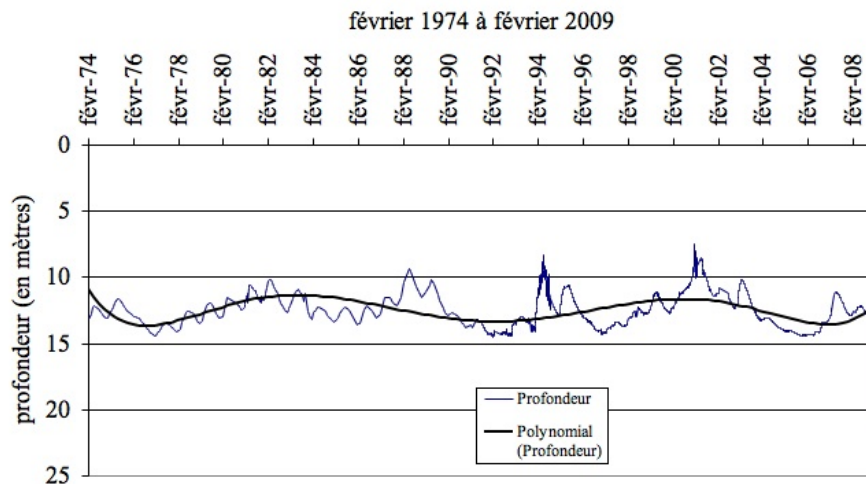
Le site de Sagne Redonde apparaît, comme celui de Cessières, extrêmement stable du point de vue de l'eau. Les conditions géomorphologiques y sont pour beaucoup : la tourbière, d'une superficie de 18 hectares, est située au fond d'un cratère de maar. Les études entreprises ont montré que le niveau d'eau était maintenu par une alimentation importante venant du bassin-versant, d'une superficie de 100 hectares, constitué de débris pyroclastiques très perméables, que les pertes ou apports souterrains du fond du maar ne comptaient pas pour beaucoup dans le bilan de l'eau. De ce fait, le seuil de sortie, constitué par un abaissement du flanc du cratère, bien que constitué, là encore, de débris, est le véritable régulateur du niveau de l'eau qui présente une grande constante tout au long de l'année. Ce site, depuis la formation du cratère, il y a quelques dizaines de milliers d'années, a toujours vu l'eau s'accumuler et la tourbe se former dès que le climat a été suffisamment humide. Ce site a été exploité récemment (1978-1998) pour la tourbe et on voit, depuis l'arrêt de l'extraction, la tourbière se reconstituer.

Le site de Montselgues donne une impression de fragilité due à la petite taille et à l'exposition des petites unités qui composent le chapelet de tourbières du plateau. Le bassin-versant est très petit par rapport à chaque tourbière qui se trouve sur un plateau exposé au vent et à une forte insolation, les sites peuvent se dessécher en été. Pourtant les tourbières semblent accumuler de la tourbe puisqu'elles ont fossilisé des artefacts depuis l'exode rural de la fin du XIX^{ème} siècle.

2. Quelques aléas climatiques et les effets de résilience des tourbières.

En Laonnois, les épisodes marquants pour la vie des tourbières ont été la sécheresse de 1976 qui est un épisode surtout centré sur une seule année, et la sécheresse de 1989-1991 où ce sont plusieurs années déficitaires qui se sont succédées. Ces sécheresses s'inscrivent dans des cycles réguliers d'environ six ans dont les indications du piézographe BRGM de Laon peuvent donner une idée (figure 1).

Figure 1 Variations piézométriques de la nappe de la craie - Laon BRGM
 source : BRGMAESN traitement des données F. Grégoire

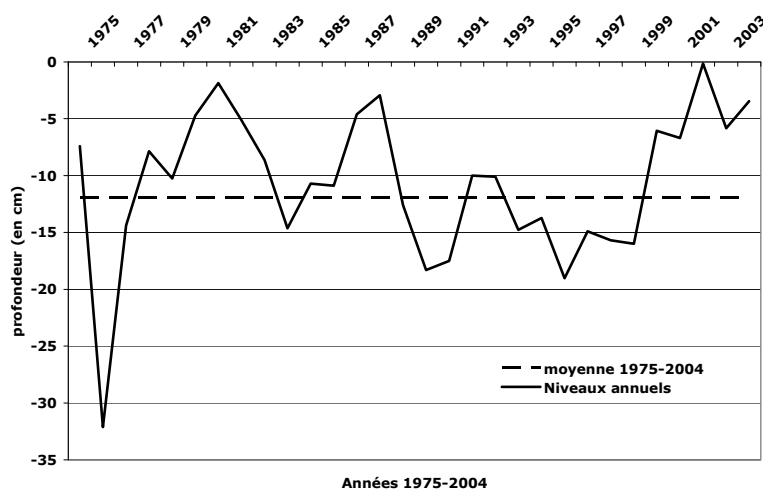


L'année 1976 se marque par un étiage de référence. Cependant, les autres étiages ultérieurs rejoignent à peu près la même profondeur à quelques centimètres près, comme si ce niveau constituait un plancher infranchissable. La sécheresse qui débute en 1989 ne se termine véritablement qu'en 1994. Aucune tendance à long terme n'est décelable, tout au plus peut-on remarquer que, jusqu'en 2001, année de la plus forte crue, les niveaux hauts sont de plus en plus élevés.

Comment les tourbières du Laonnois ont-elles réagi à ces événements ?

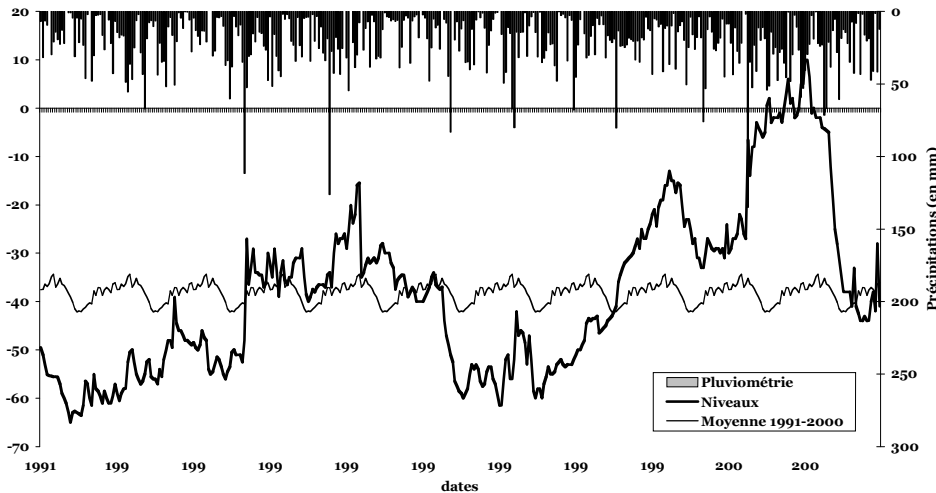
La tourbière de Cessières n'enregistre pas, semble-t-il, la mémoire de ces événements, la résilience semble extrêmement forte bien que, en 1976, nous ayons vu des arbres se dessécher alors qu'il y avait encore 50% d'eau dans la tourbe. Cet événement brutal n'a pas eu de suite : dès l'automne, les niveaux sont remontés aussi rapidement qu'ils étaient descendus, mais il a fallu attendre trois ans, à la faveur d'un été particulièrement pluvieux, pour que la situation soit équivalente à celle de 1974. La sécheresse de 1989 à 1994 a été moins brutale mais plus prolongée et elle ne s'est pas réellement traduite par un abaissement marqué. Là aussi, il a fallu plusieurs années, jusqu'en 1998 pour que, là aussi, les niveaux soient équivalents à ceux de 1988 (Figure 2).

Figure 2- Marais de Cessières Variations piézométriques au centre de la tourbière
 Sources : relevés et traitement des données F. Grégoire



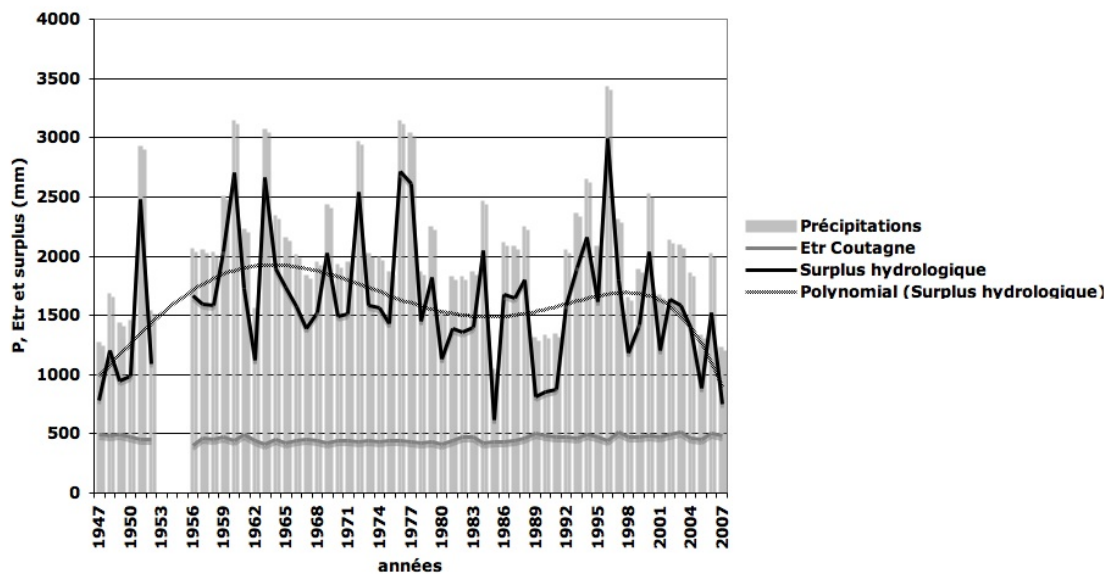
Le fonctionnement de la tourbière ne semble pas avoir été affecté par ces épisodes : la fossilisation de nos instruments de mesure placés au ras du sol, des expériences menées dans le cadre du PNRZH tourbières, des mesures spécifiques de la turbification montrent que la dynamique d'accumulation est toujours aussi forte. Dans les marais de la Souche, la dynamique de la nappe est à peu près similaire, il s'y superpose une tendance à long terme qui est tout à fait liée à celle de la nappe de la craie à laquelle elle est associée. L'élément majeur dans ce marais, par rapport à celui de Cessières est que les variations de niveau y sont beaucoup plus fortes. Nous pouvons constater que l'amplitude, même dans des secteurs réputés hydromorphes, y est de près d'un mètre, ce qui est considérable dans un espace où la turbification est sensée demander une stabilité à long terme de l'alimentation en eau.

**Figure 3 - Variations limnimétriques poste M1
Marais de Vesles-et-Caumont 1991-2001 (années hydrologiques)**
Source : relevé et traitement des données F. Grégoire



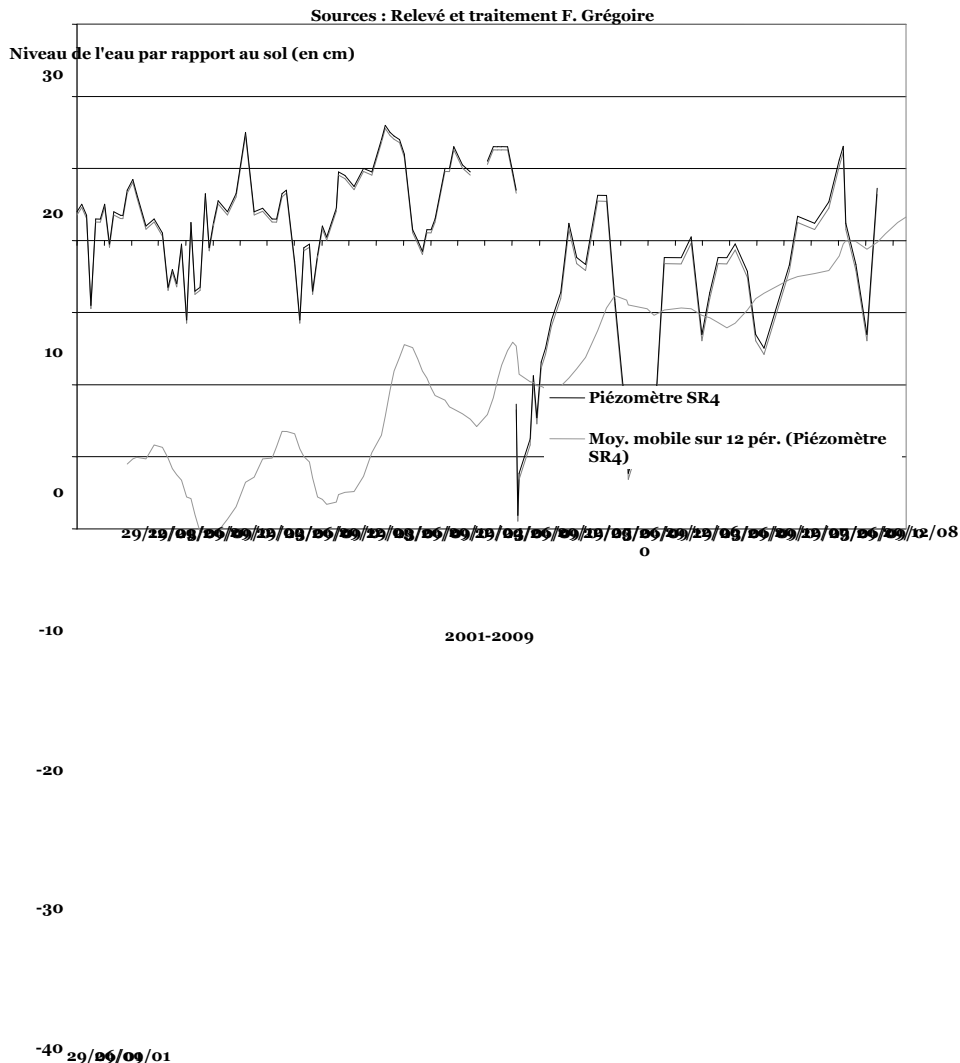
Les sites d'Ardèche sont suivis depuis bien moins longtemps, 2002 pour Sagne Redonde, 2005 pour les tourbières de Montselgues. L'événement majeur survenu au cours de ce suivi est l'installation à partir de 2003, d'un déficit hydrique chronique dont l'effet du cumul s'est particulièrement fait sentir en 2004-2005. Si 2006 a été une année normale au point de vue pluviométrique, 2007 a de nouveau été inférieure à la normale de 30% (figure 4).

Figure 4 - Montselgues Précipitations, Etr et surplus hydrologique
Sources : Météo-France, traitement F. Grégoire



Il serait faux de dire que cet épisode n'a compté pour rien dans la dynamique des tourbières. Pourtant force est de constater que, sur les relevés piézométriques, cet épisode n'apparaît que de manière fugace et nous nous trouvons au contraire dans une phase de remontée des niveaux d'eau sur les deux sites (figure 5).

Figure 5 Sagne Redonde- Variations piézométriques SR4



Dans ces deux sites, la turbification est en pleine activité. A Sagne Redonde, c'est la recolonisation des fosses d'extraction qui fait que, en moins de dix ans, peut se constituer un radeau végétal de racines susceptible de porter un homme lourdement chargé. A Montselgues, c'est la colonisation des anciens artefacts (fosses, viviers, carrières) qui est en cours : un piézomètre implanté en 2006 a vu sa hauteur apparente se réduire de 20 centimètres en deux ans.

3. Facteurs de résistance des tourbières

Le premier facteur de résistance est celui du bassin-versant. Les sites de Cessières et de Sagne Redonde en sont un bon exemple. L'effet de verrou géomorphologique joue à plein pour limiter l'évacuation des eaux lors des périodes d'étiage et permettre aisément la reconstitution des nappes. Dans le cas des tourbières de Montselgues, les seuils, plus modestes, sont largement anthropiques. Ceci implique de porter une attention particulière à leurs caractéristiques et de déterminer quelles sont les possibilités d'intervenir sur celui-ci. Pour autant, il convient de ne pas céder à la tentation de systématiquement renforcer les seuils à la sortie du système ; le milieu est parfois en équilibre avec l'état actuel de l'hydraulique : les secteurs acides et alcalins de Cessières ne seraient pas individualisés

comme ils le sont si l'ensemble de la tourbière était ennoyée. Cette importance d'une telle prise en compte par les gestionnaires naturalistes est récente, mais elle ne fait pas encore partie de leur culture.

Le second facteur de résistance est la tourbière elle-même. C'est particulièrement le cas sur les sites d'Ardèche : il semble que ce soit le processus de turbification, particulièrement actif, qui soit à l'origine de la remontée des niveaux d'eau. Ceci ne veut pas dire que la tourbière joue forcément un rôle au niveau d'un réseau hydrographique plus vaste comme on le pense souvent, mais qu'elle est capable de modifier localement ses propres caractéristiques. Cette dynamique a des limites, les niveaux d'eau ne peuvent s'exhausser indéfiniment.

Conclusion

Les tourbières sont évidemment des milieux fortement sous l'influence des facteurs climatiques en général et des bilans de l'eau en particulier. L'étude de l'influence d'extrêmes climatiques récents sur l'état d'hydromorphie de quelques tourbières montre que ces facteurs ne sont qu'un aspect de la question. Les facteurs géomorphologiques, la gestion anthropique de ces milieux, volontaire ou secondaire, la dynamique de la végétation, sont également à prendre en compte. Ils peuvent rendre insignifiants des épisodes sévères.

L'adaptation suppose un examen approfondi de ces mécanismes. Il vaut mieux parfois ne rien faire et laisser le milieu récupérer tout seul, comme nous avons fini par le faire à Sagne Redonde. Ceci n'est pas toujours aisé à faire accepter dans le monde des gestionnaires naturalistes.

Il est d'autres sites où l'intervention n'est de toute manière pas possible, il faut, là aussi, comprendre que l'état optimal d'une tourbière, tel que décrit dans la littérature, n'est qu'une illusion.

Bibliographie

Sajaloli B., 1993 : *Les zones humides laonnoises, fonctionnement, usages, gestion*, Thèse de Doctorat de l'Université de Paris I dirigée par M. le Professeur A. GODARD, 629 p. dont 108 figures et 58 tableaux.

PNRZH, 2001 : *Tourbières de France* coordonné par A. Laplace-Dolonde- Fonctionnement hydrologique et diversité typologique. Approche écologiques et socio-économiques. Application pour une stratégie de conservation et de gestion - MATE, Agences de l'Eau, GIP Hydrosystèmes, BRGM - 104 p. + annexe

Gregoire F., Lievain M.L., 2007 : *Etude hydrologique du marais de Cessières-Montbavin*. Etude réalisée dans le cadre du Projet 12 de la Charte pour l'Environnement et le Développement Durable du Département de l'Aisne et dans le cadre du Contrat Rural de la Communauté de Communes des Vallons d'Anizy, 55 p.

Gregoire F., 2008 : *Les tourbières du Plateau de Montselgues (Ardèche), relief, sols, eau et hommes*. Etude réalisée dans le cadre d'une convention entre le CREN et l'Ens-Lsh, 88 p.

LES AMBIANCES CANICULAIRES DANS LES VILLES TUNISIENNES : CAS DE MONSTIR, KAIROUAN ET TOZEUR

LATIFA HENIA¹, T. ALOUANE²

¹Université de Tunis, FSHS,
UR « GREVACHOT » /lhenia@yahoo.fr

²Université du Centre /alouane_tahar@yahoo.fr

Résumé : L'été est très chaud en Tunisie, de ce fait les ambiances caniculaires sont fréquentes et la chaleur est souvent très intense. Aussi bien la fréquence que l'intensité de la chaleur risquent de croître, notamment dans les villes, suite aux changements climatiques et à l'extension urbaine. Dans cette étude nous analysons la fréquence, la persistance et l'intensité des canicules dans trois villes, Monastir, Kairouan et Tozeur, choisies dans le but de mettre en relief l'effet de la situation géographique (littorale, continentale et saharienne). L'analyse est fondée sur les données tri-horaires de la température et de l'humidité de l'air pour une quinzaine d'années. Les critères d'identification d'un jour de canicule se réfèrent à la température maximale de la journée et aux valeurs tri-horaires de l'indice THI pour les 8 relevés tri-horaires du jour.

Mots-clés : Climat, Tunisie, villes, ambiances caniculaires.

Abstract : *Scorching episodes in Tunisian cities: case of Monastir, Kairouan and Tozeur.* In summer, Tunisia gets very hot. The canicular days for instance, are often extremely hot and temperature is very high. Both the frequency and intensity of heat may increase, especially in cities due to climate change and urban sprawl. In this study, we attempt to analyse the frequency, persistence and intensity of heatwaves in three cities, Monastir, Kairouan and Tozeur. The latter are selected in order to highlight the effect of geographical location (coastal, continental and saharian). The analysis is based on the tri-hourly temperature and humidity of the air over fifteen years. The criteria for identification of a scorching day relate to its maximum temperature and three-hourly THI values for the 8 hourly temperature readings of the day.

Key words : Climate, Tunisia, towns, canicular days

Introduction

La Tunisie a un climat méditerranéen à tendance chaude. Elle est adossée au Sahara, le plus grand désert du monde. Elle connaît, pendant la saison chaude, des ambiances caniculaires fréquentes et parfois très sévères, déterminées par l'arrivée de l'air saharien et par la forte insolation. Ces ambiances sont très inconfortables pour l'organisme humain et ont des impacts sur la morbidité et la mortalité, particulièrement chez les personnes fragiles et inadaptées. L'étude de ce type d'ambiance présente un intérêt pratique dans le domaine de la gestion des risques liés à la chaleur notamment dans les villes, lieux de fortes concentrations de la population.

Dans ce papier nous essayons d'analyser la fréquence, la persistance et l'intensité des canicules dans trois villes, Monastir, Kairouan et Tozeur, choisies dans le but de mettre en évidence l'effet de la situation géographique.

1. Données et méthode

1.1. Données utilisées

Pour réaliser cette étude nous avons considéré les températures maximales journalières, les données tri horaires (de 9 h à 6 h du lendemain) de la température et de l'humidité relative. La période concernée est de 15 ans (de 1990 à 2004). Les stations retenues sont celles mentionnées sur la figure 1. Il s'agit de Monastir dans une situation littorale, Kairouan, station semi continentale et Tozeur, une ville saharienne. Ces données sont tirées des archives de l'Institut National de la Météorologie (INM). Elles nous ont permis d'identifier les ambiances caniculaires, d'étudier leur fréquence à l'échelle annuelle, saisonnière et mensuelle, leur intensité et de dégager la tendance de leur évolution récente.



Figure 1. carte de localisation

1.2. Méthode d'approche

Les méthodes et les seuils utilisés pour définir les canicules diffèrent suivant les pays et selon les buts poursuivis par les chercheurs. A titre d'exemple, en France les seuils d'alerte sont définis en fonction de la surmortalité qu'ils risquent de provoquer, Ces seuils se réfèrent à la température maximale journalière et varient suivant les régions entre 33 et 35°C (IVS 2005)

Dans cette étude nous focalisons sur l'inconfort lié aux canicules dont l'impact ne se limite pas à la morbidité et à la surmortalité des personnes vulnérables mais gêne aussi les activités économiques et récréatives de la population (Alouane, 2002, Besancenot, 1990). De ce fait nous avons utilisé deux critères, qui nous paraissent significatifs, pour identifier une ambiance caniculaire. Il s'agit de la température maximale journalière et de l'indice THI. Etant donné que la population est habituée à la chaleur estivale, nous avons pris comme seuil la température maximale de 37°C qui a aussi l'avantage de constituer un seuil physiologique universel. La gravité d'une ambiance caniculaire dépend aussi du manque de répit nocturne. Aussi avons nous pris comme deuxième seuil la température THI supérieure à 20° pour tous les relevés tri horaires de la journée (Hénia et Alouane 1999).

Donc une journée est dite caniculaire lorsque la température maximale dépasse 37°C et qu'aucune température THI n'est inférieure ou égale à 20° pour les 8 relevés.

$$THI = T - [(0.55 - 0.0055 * U * 5) * (T - 14.5)].$$

T : température (°C)

U : Humidité relative (en %).

Les classes d'inconfort thermique selon l'indice THI (Besancenot, 2001)

Tableau 1

Classes	Confortable	Chaud	Très chaud	Torrède
Limites	15° à 19°9	20° à 26°4	26°5 à 29°9	> 30°

Pour évaluer le niveau d'inconfort thermique d'une journée caniculaire nous avons procédé au calcul d'un indicateur que nous appelons degré jour d'inconfort (DJI).

DJI = Moyenne tri horaire journalière de THI – 20°

2. Résultats

2.1. Des ambiances caniculaires fréquentes

Le nombre des jours de canicule est important, particulièrement dans le sud du pays : en moyenne annuelle, nous comptons 9 jours caniculaires à Monastir, 44 jours à Kairouan et 70 jours à Tozeur. Au cours de la période de 15 ans considérée dans cette étude, les nombres ont varié entre 2 et 20 jours par an à Monastir, 25 et 70 jours à Kairouan et 54 et 85 jours à Tozeur. (figure 2). Le nombre moyen annuel des jours à température maximale supérieure à 37°C quant à lui dépasse 15 à Monastir, 100 à Kairouan et frôle les 200 à Tozeur (figure 3).

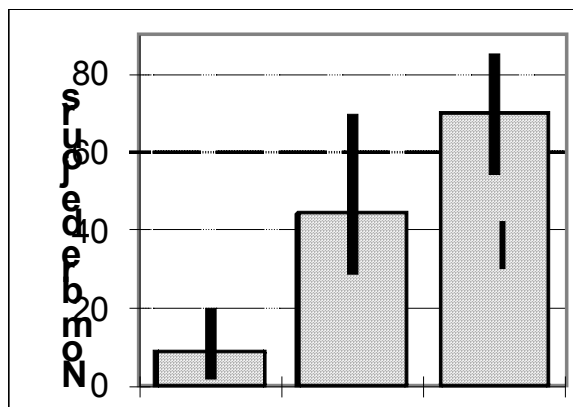


Figure 2. Moyenne annuelle du nombre des jours caniculaires

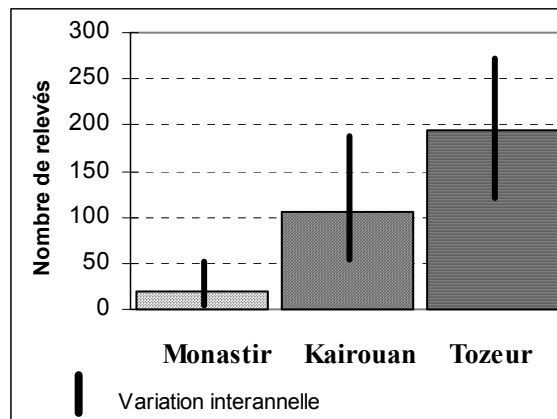


Figure 3. moyenne annuelle du nombre de relevés >37°C

La saison de l'occurrence des canicules s'étend entre le mois de mai et le mois de septembre. Le maximum est enregistré au mois d'août (figure 4).

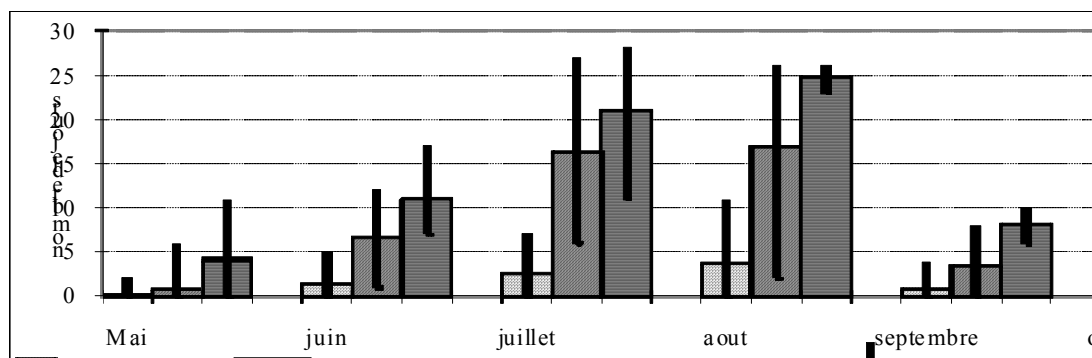


Figure 4. Moyennes mensuelles des jours caniculaires

2.2. Des chaleurs intenses

La température moyenne des jours de canicule dépasse 30°C. Elle dépasse 35°C pendant la période diurne et 25°C pendant la période nocturne (figure 5). Les trois valeurs sont plus élevées à Tozeur que dans les autres stations. Monastir sur le littoral est plus chaude la nuit (effet de l'humidité de l'air) que Kairouan éloignée d'une quarantaine de kilomètres de la mer.

Pendant les jours caniculaires, les valeurs de l'indice THI se situent, pour la période diurne, dans la classe très chaude (Hénia et Alouane 2007). Elles restent élevées pour la période nocturne. Il n'y a pas de répit thermique la nuit. Le THI est plus élevé à Monastir à cause d'une humidité plus élevée (figure 6).

La différence au niveau de l'inconfort thermique entre Monastir et Kairouan apparaît plus nettement à travers la figure 7 relative au nombre moyen de degré d'inconfort thermique d'un jour de canicule. La classe la plus inconfortable (≥ 6 degrés) représente les 2/3 des jours caniculaires à Monastir et le 1/5 seulement à Kairouan. Mais, le total saisonnier (mai à octobre) de degrés d'inconfort thermique est évidemment beaucoup plus élevé à Kairouan (250 °) qu'à Monastir (60°). Le nombre de jours de canicule est en effet plus important à Kairouan.

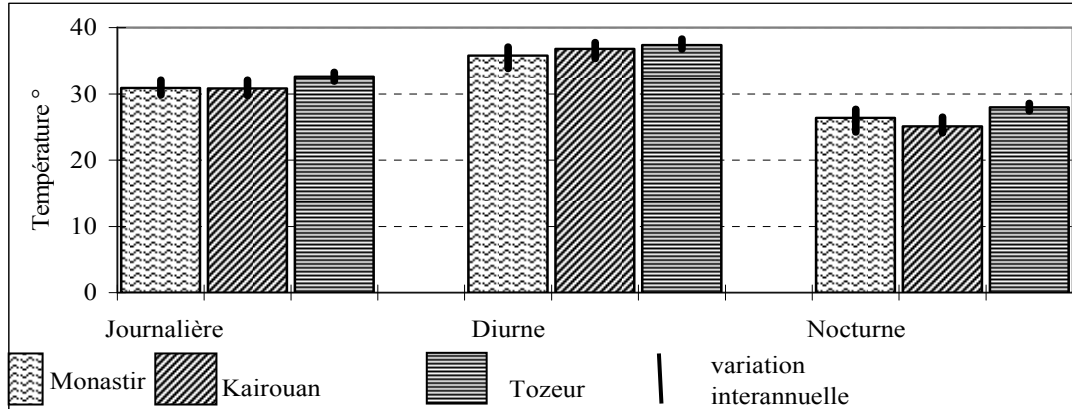


Figure 5. Température moyenne (°C) des jours caniculaires.

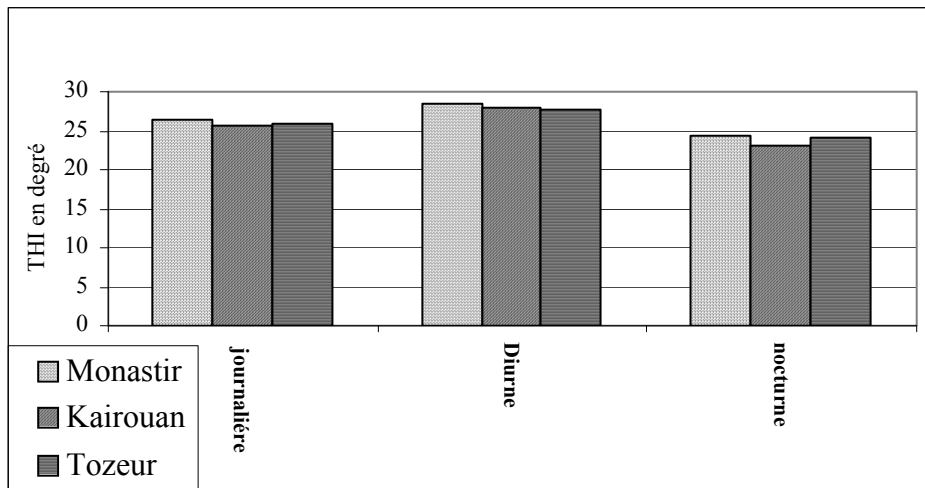


Figure 6. Moyenne de THI de la saison chaude (mai à octobre).

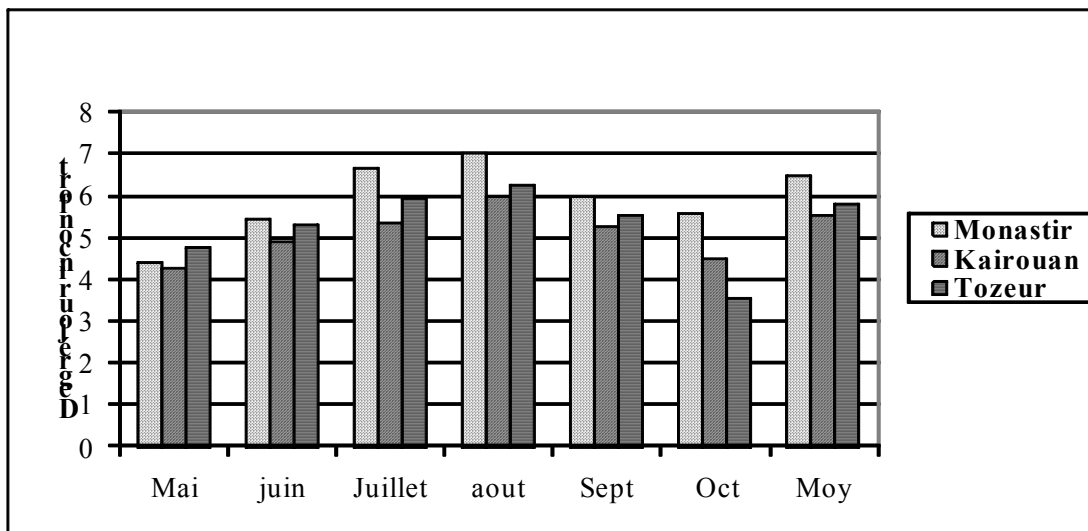


Figure 7. Nombre moyen de degrés d'inconfort thermique par jour de canicule

La persistance des jours caniculaires accroît la sensation d'inconfort et les dangers courus par les personnes fragiles. L'étude de l'impact des canicules sur la mortalité a révélé que la persistance joue un rôle aussi important que la température dans la surmortalité liée à ce paroxysme climatique (Besancenot, 2001)

La fréquence (en %) des jours de canicule selon la durée des séquences caniculaires.

Tableau 2

Durée de la séquence	Monastir	Kairouan	Tozeur
1 jour	39 %	10 %	5 %
2 à 4 jours	53 %	27 %	26 %
5 à 7 jours	8 %	21 %	17 %
> 7 jours	0 %	42 %	52 %

Pour les trois stations étudiées, le nombre de jours groupés en épisodes de deux jours successifs et plus dépasse 60 % de l'ensemble des jours caniculaires (tableau 2). 42 % de ces jours à Kairouan et 52 % à Tozeur s'organisent en séquences d'une durée supérieure à 7 jours. A Monastir cette classe de durée est absente, mais les séquences de 2 jours et plus regroupent le plus grand nombre (61 %) des jours caniculaires.

2.3. Des jours caniculaires de plus en plus fréquents et de plus en plus chauds

Aussi bien le nombre que la température des jours caniculaires montrent, au cours des quinze dernières années, une tendance à la hausse (figures 8 et 9). Est-ce l'effet de l'extension urbaine ou du réchauffement global ? Il s'agit probablement de l'effet conjugué des deux facteurs.

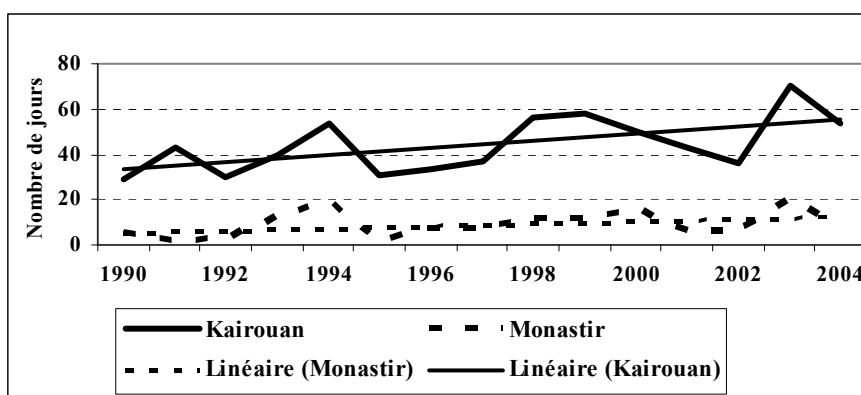


Figure 8. Evolution des totaux annuels des jours caniculaires

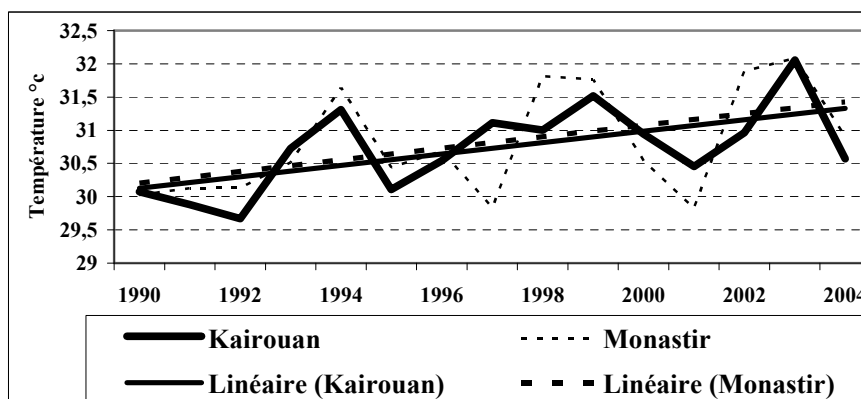


Figure 9. Evolution de la température moyenne des jours caniculaires

Conclusion

Les ambiances caniculaires, en Tunisie, sont particulièrement fréquentes et persistantes au Sud et à l'intérieur du pays. Elles le sont moins sur la côte. Le degré d'inconfort d'un jour de canicule est, par contre, plus élevé sur la côte à cause de l'humidité de l'air. Kairouan, malgré une proximité relative par rapport à la mer, connaît beaucoup plus de jours de canicule que Monastir, située sur la côte. Ceci montre que l'extension de l'effet de la mer reste limitée vers l'intérieur.

Ce type d'ambiances présente une tendance nette à la hausse aussi bien au niveau de la fréquence qu'au niveau de l'intensité de la chaleur. Cette tendance s'accroîtra avec le changement climatique et l'extension urbaine. Ceci ne sera pas sans impacts sur des secteurs comme celui de la santé, du tourisme et de l'énergie, d'où la nécessité de l'élaboration d'une stratégie d'adaptation sur ce plan.

Bibliographie

Alouane T, 2002 : *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*, Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p.

Besancenot J.P, 2001 : *Climat et santé*, Puf, collection médecine et société, 128 p.

Hénia L. et Alouane T, 1999 : Les ambiances thermiques à l'île de Djerba (Tunisie), *Publication de l'AIC*, vol. **12**, p. 17 à 25.

Hénia L. et Alouane T, 2007 : Le potentiel climato-touristique de la Tunisie, *Actes du XXè colloque de l'AIC*, Carthage, p. 27-33.

Institut de Veille Sanitaire (IVS), 2005 : Système d'alerte canicule et santé (sacs), *rapport opérationnel*, 52 p.

L'INFLUENCE DU RELIEF SUR L'EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DE L'AIR EN ROUMANIE, DANS LES CONDITIONS D'UNE ADVECTION FROIDE : ETUDE DE LA PERIODE DU 26 DECEMBRE 2008 AU 13 JANVIER 2009

I. H. HOLOBĂCĂ, F. MOLDOVAN, ADINA CROITORU

Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie, holobaca@geografie.ubbcluj.ro, moldovan@geografie.ubbcluj.ro, croitoru@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : L'objectif de cette étude est de montrer l'importance des Carpates dans la répartition territoriale des valeurs de température pendant une vague de froid. Nous avons analysé les valeurs horaires de la température pendant la période du 26 décembre au 13 janvier 2009. Les montagnes se sont refroidies et réchauffées les premières et les valeurs les plus basses ont été enregistrées dans les dépressions intra montagneuses, qui ont réagi comme des véritables « lacs de froid ».

Mots-clés: circulation polaire directe, refroidissement, relief, inversion de température

Abstract : The influence of the terrain on the evolution of the air temperature in Romania, in the conditions of cold advection. Study of the period from 26 December 2008 to 13 January 2009. The main goal of this paper is to demonstrate the importance of the Carpathian Mountain in the territorial repartition of the temperature in cold wave occurrence conditions. The analysis is based on temperature data from more than 30 meteorological stations for the period from 26 December to 13 January of 2009. The mountain areas have the lowest temperature values in the beginning of cold wave and the greater values at the end. The intermountain low areas act like the veritable "cold lakes".

Key words: direct polar circulation, cooling, relief, temperature inversion

Problématique

On discute les différences observées dans la répartition territoriale des valeurs de température de l'air pendant la circulation polaire et de blocage qui a généré la vague de froid qui a affecté le territoire de la Roumanie pendant la période du 26 décembre 2008 au 13 janvier 2009. Nous mettons en évidence l'importance du relief, surtout des Carpates, pour la genèse des inversions de température intenses et persistantes, qui dans les dépressions intra montagneuses des Carpates Orientales, ont été associées à des valeurs de température très basses (inférieures à -30°C).

1. Base de données et méthodes

On a analysé les valeurs horaires de la température de l'air pour plus de 30 stations météorologiques, pendant la période mentionnée.

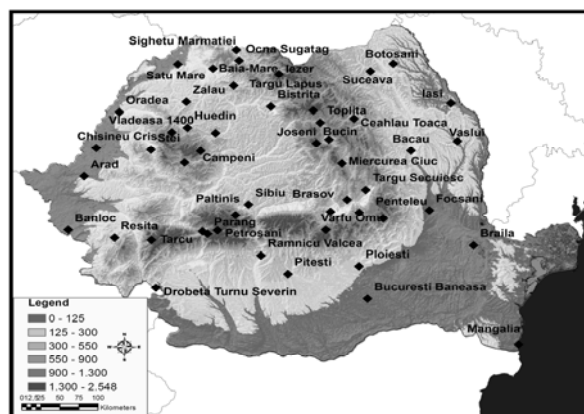


Figure 1. Répartition géographique des stations météorologiques utilisées.

Les stations météorologiques couvrent toute la Roumanie (fig. 1). Pour les trois secteurs des Carpates, les stations météorologiques situées aux altitudes les plus élevées sont: Vârful Omu, 2504 m, dans les Carpates Méridionales; Ceahlău Toaca, 1897 m, dans les Carpates Orientales et Vlădeasa, 1836 m, dans les Carpates Occidentales. Pour les minimums thermiques, les plus représentatives sont les stations météorologiques situées dans les dépressions intra montagneuses des Carpates Orientales: Joseni, 794 m, Miercurea Ciuc, 662 m, Întorsura Buzăului, 707 m; Braşov, 538 m. Les méthodes de recherche utilisées ont été l'analyse synoptique et spatiale. Nous avons aussi réalisé des interpolations des valeurs de la température de l'air et des profils thermiques sur le territoire de la Roumanie.

2. Résultats

Le refroidissement a commencé le 26.12.2008, d'abord dans les stations de montagne (-18 °C à Vârful Omu, 2504 m), puis le refroidissement local de l'air (radiatif et gravitationnel) a conduit à l'accumulation de l'air froid dans les dépressions intra montagneuses. C'est la raison pour laquelle, le matin du 28.12.2008 on a enregistré -22,3 °C à Braşov (538 m) et -24,4 °C à Întorsura Buzăului (707 m). La carte des vents à 500 hPa (fig. 2) montre une circulation de blocage pour la plupart de l'Europe.

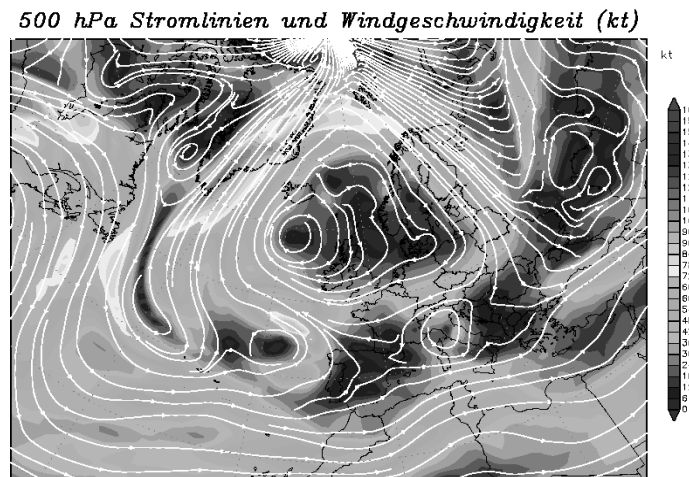


Figure 2. Carte des vents à 500 hPa 28.12.2008, 06 UTC (www.wetterzentrale.de)

Les températures les plus basses pendant la période analysée et, par la même occasion, de l'hiver 2008 – 2009 en Roumanie, se sont produites le matin du 5 janvier 2009. La valeur horaire la plus basse a été -30,2 °C, enregistrée à Intorsura Buzăului (707 m), à 06 UTC. La carte synoptique au niveau du sol (04.01.2009, 06 UTC, fig. 3) indique la présence au dessus de la Roumanie d'un champ anticyclonique, la valeur de la pression atmosphérique étant 1025 hPa.

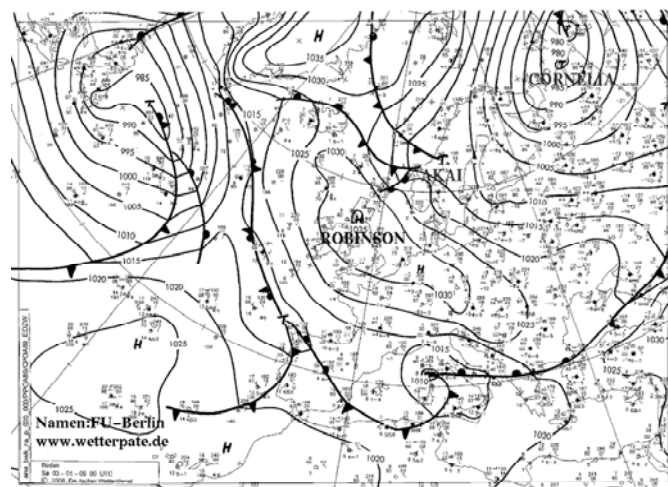


Figure 3. Carte synoptique 04.01.2009, 06 UTC (www.wetterzentrale.de)

Le réchauffement qui a marqué la fin de la période froide a débuté le 11.01.2009, elle a commencé en montagne, puis dans les régions basses de l'ouest et de l'est de la Roumanie. Par conséquent, cette journée à 06 UTC, ont été enregistrées les valeurs de température suivantes: $-6,6^{\circ}\text{C}$ à Vârful Omu (2504 m); $-2,4^{\circ}\text{C}$ à Ceahlău Toaca (1897 m); $-2,3^{\circ}\text{C}$ à Vlădeasa (1836 m); $-6,5^{\circ}\text{C}$ à Timișoara (86 m); $-4,7^{\circ}\text{C}$ à Vaslui (116 m).

Les températures sont restées basses dans les dépressions des Carpates Orientales ($-19,6^{\circ}\text{C}$ à Joseni, 749 m) et, moins habituellement, dans la vallée du Danube situé au sud du pays ($-13,9^{\circ}\text{C}$ à Zimnicea, 35 m). La carte des vents à 500 hPa du 13.11.2009, 06 UTC (fig. 4) montre en altitude une circulation méridionale (tropicale). Au niveau du sol, la carte de la répartition de la pression atmosphérique (fig. 5) indique pour la Roumanie la présence d'un champ anticyclonique (environ 1035 hPa) et l'approche d'un cyclone méditerranéen. Ainsi, pour le 14.01.2009, 06 UTC, on a enregistré des valeurs de températures positives: $0,2^{\circ}\text{C}$ à Vârful Omu; $5,0^{\circ}\text{C}$ à Ceahlău Toaca; $0,7^{\circ}\text{C}$ à Vlădeasa; $0,3^{\circ}\text{C}$ à Timișoara; $1,0^{\circ}\text{C}$ à Vaslui.

500 hPa Stromlinien und Windgeschwindigkeit (kt)

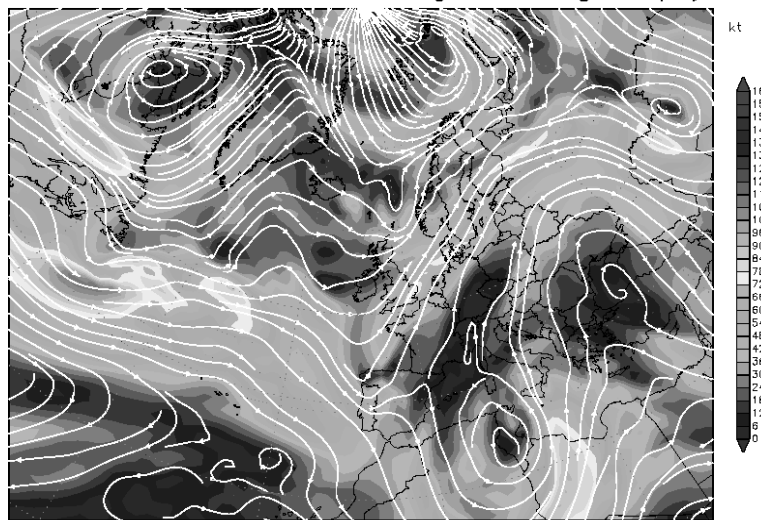


Figure 4. Carte des vents à 500 hPa 13.01.2009, 06 UTC (www.wetterzentrale.de)

Les précipitations liquides, associées au réchauffement, et le sol encore froid ont généré le dépôt de verglas pour la plupart de la Roumanie. Le verglas a été particulièrement intense pour le sud-ouest du pays le 14.01.2009. L'étude montre que dans le cas d'une vague de froid les premières zones qui se refroidissent, mais aussi les premières qui se réchauffent sont les sommets des Carpates (fig. 6). Par contre, les dépressions, surtout celles des Carpates Orientales agissent comme des véritables « lacs de froid » où on a enregistré les plus basses températures.

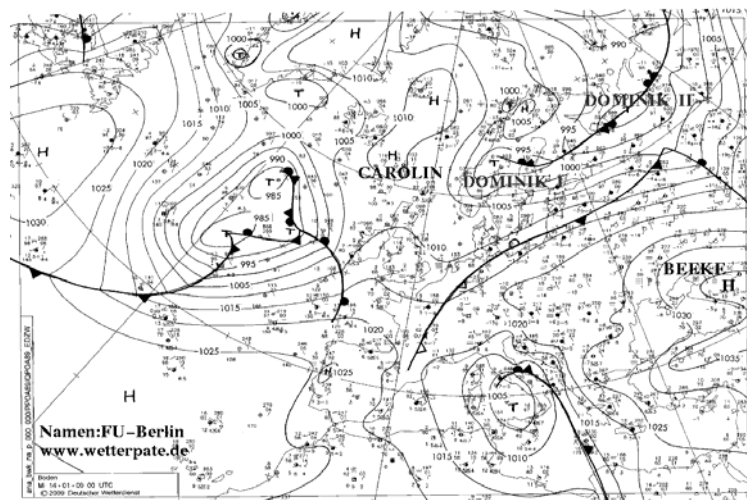


Figure 5. Carte synoptique 13.01.2009, 06 UTC (www.wetterzentrale.de)

Les conditions locales font que les minima thermiques diurnes sont enregistrés dans différentes stations situées, sans exception, dans des dépressions intra montagneuses. Pendant la période analysée se sont produites des températures très basses dans tout le pays, y compris la Vallée du Danube, même si elle est située à l'extrémité sud de la Roumanie.

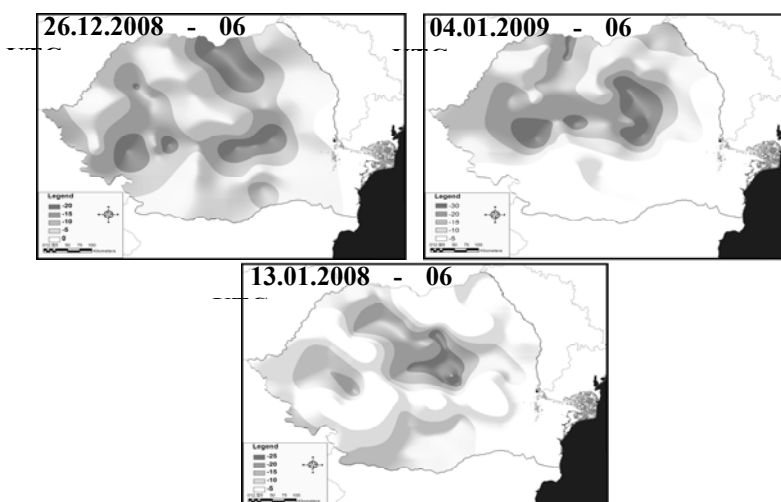


Figure 6. Cartes de la répartition de la température pendant la vague de froid

Conclusion

Pendant presque trois semaines, la période étudiée se caractérise par la persistance de températures très basses qui sont descendues partout sous -10°C . La vague de froid a eu des effets importants, tant positifs que négatifs. Parmi les effets positifs on peut mentionner les conditions exceptionnelles pour les sports d'hiver dans les stations de ski de montagne. Les effets négatifs se sont ressentis surtout dans les régions basses et on peut citer : les problèmes de transport à cause du brouillard, des décès dus aux températures très basses, des accidents routiers et des traumatismes causés par le verglas formé dans la période de réchauffement qui a marqué la fin de la vague de froid. Ainsi, pour la période 26.12.2008-10.01.2009, 55 décès causés directement par les températures très basses ont été déclarés en Roumanie. Pendant une seule journée (14.01.2009) le verglas a provoqué de nombreux accidents routiers (environ 300 à Craiova et 100 à Timișoara).

Bibliographie

- Bogdan O., Niculescu E., 1999: *Riscurile climatice din România*. Academia Română. Institutul de Geografie, București.
- Croitoru A.-E., 2003: *Fenomene climatice de risc*. Nereamia Napocae, Cluj-Napoca .
- Farcaș I., Holobacă I.-H., Alexe M., 2003: *Clima locală și microclima*. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Moldovan F., 2003 : *Fenomene climatice de risc*. Echinox, Cluj - Napoca, 209 p.
- Moldovan F., Rusu R., 2001: *Fenomene meteorologice periculoase de iarna în spațiul de tranziție Banato-Crișan*. Studia, Cluj-Napoca .
- Pop Gr., 2006, *Carpații și Subcarpații României*. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- *** 2008: *Clima României*. Editura Academiei Române, București.
- *** 1983: *Geografia fizică*. Editura Academiei Republicii Socialiste România, București.
- ***1987 *Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*. Editura Academiei Republicii Socialiste România, București.

LA NEIGE A QUEBEC: 1872-2008

A. HUFTY

*Professeur a la retraite, universite laval, quebec
andre.hufty@ggr.ulaval.ca*

Résumé : Les 310 cm de neige qui tombent en hiver à Québec fluctuent annuellement de 25%, autour possiblement d'une oscillation longue de 42 années. Il n'y a pas de dérive significative ni de la neige ni des températures hivernales entre 1872 et 2008. La prévision des changements climatiques de l'enneigement passe par celle des températures automnales et printanières et des circulations atmosphériques à l'origine des tempêtes. Les chutes journalières permettent de reconstruire les durées et les épaisseurs faisant ainsi le lien avec les observations satellitaires.

Mots-clés: neige, Québec, climatographie, changement climatique, rythme.

Abstract : *Seasonal snowfall in Quebec City: 1872-2008.* Seasonal snowfall in Quebec City was reconstructed from daily data going back to 1872. The average is 310 cm and the standard deviation 70 cm. There was no evidence of statistically significant long-term trends in temperature and snow but possibly a periodicity of 42 years. The trend and variability of snow depends more on interactions with circulation patterns of atmosphere and monthly temperatures in early and late season than on changes of mean annual temperature. Even if extent of snow cover has been monitored from space for more than 20 years, it is still necessary to extend this period of time over a number of years with models of relations between fall and depth of snow.

Key words: snow, Quebec, climatography, climatic change, rhythm.

Introduction

Il neige à Québec de novembre à avril; la saison nivale prend le temps de s'installer avec des fontes successives et c'est dans la première décennie de décembre qu'elle devient permanente. Les épaisseurs croissent pendant tout l'hiver et atteignent des maxima fin mars, de l'ordre de 70 à 90 cm au sol, qui vont fondre si rapidement qu'au 15 avril ne restent plus en plaine que des débris de neige durcie dans les fossés et les bois.

Pendant plus de quatre mois alternent les journées glaciales et venteuses, avec des minima en dessous de -20 à -30 degrés Celcius, des tempêtes de neige, quelques redoux pluvieux dont l'eau s'infiltré dans le manteau neigeux, accompagnés assez rarement de verglas. Bref, c'est un pays d'hiver rude mais 'fidèle' et relativement prévisible puisqu'à chaque année avant Noël, la neige est au rendez-vous.

1. La neige à Québec

1.1. Neige annuelle

Les moyennes hivernales des chutes nivales sont de 300 à 320 cm et l'écart-type est de 70 cm. La figure 1 montre les données reconstituées dans trois stations de la ville, de 1874-75 à 2007-08.

Il n'y a pas de dérive significative dans cette série, mais des périodes plus ou moins neigeuses, avec un minimum annuel de 175 cm et un maximum de 525 cm en 2007-2008. La courbe des années est quasi normale, mais le dernier hiver (avec 525 cm) est franchement exceptionnel avec une valeur de trois écarts-types. L'absence de tendance pour toute la période est confirmée par le test de Mann-Kendall.

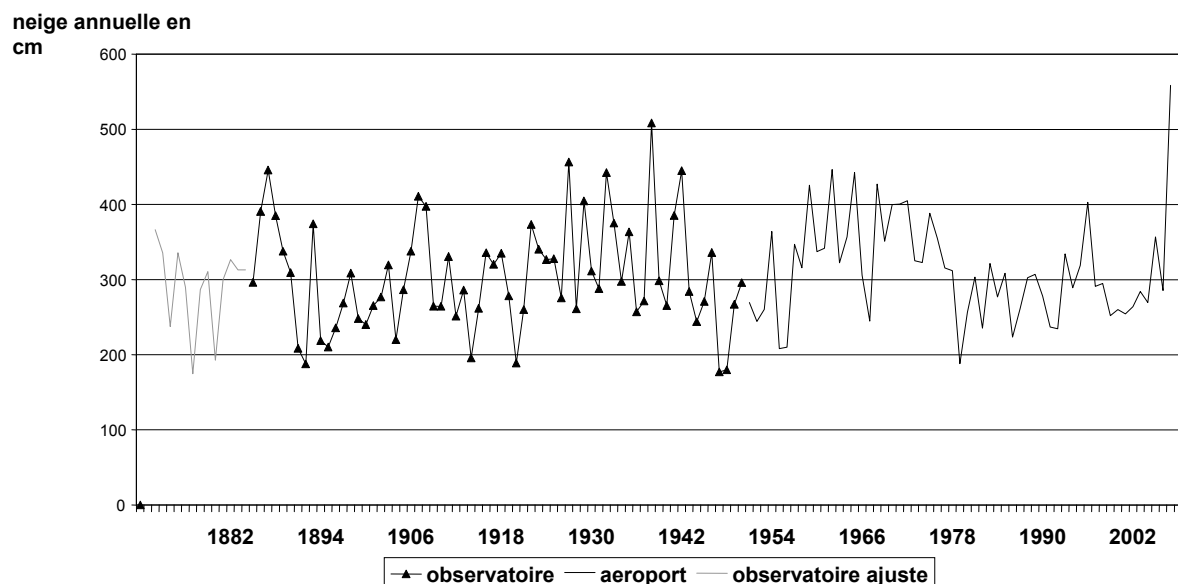


Figure 1. Reconstitution des données annuelles des chutes de neige à Québec de 1872 à 2008: observatoire ajusté 1872-1884, observatoire 1885-1950, aéroport 1951-2008.

Cependant, une analyse de périodicité avec la méthode de Buys-Ballot (Arlery, 1973) laisse penser qu'il y a une oscillation harmonique avec une période de 42 ans; on trouve d'ailleurs des corrélations significatives de 0,32 entre cette oscillation et les enneigements annuels sur 135 ans et de 0,55 de 1943 à 2008 (figure 2).

Il faut évidemment rester prudent dans ce genre d'analyse qui, si elle était confirmée dans d'autres régions, ouvrirait une piste de recherches intéressantes. Comme l'extension de la couverture nivale dans l'est de l'Amérique du Nord est liée à l'oscillation du champ de pression à 500 hPa (Serreze *et al.*, 1998; Frei *et al.*, 1999), il serait opportun de vérifier si une telle périodicité s'y retrouve.

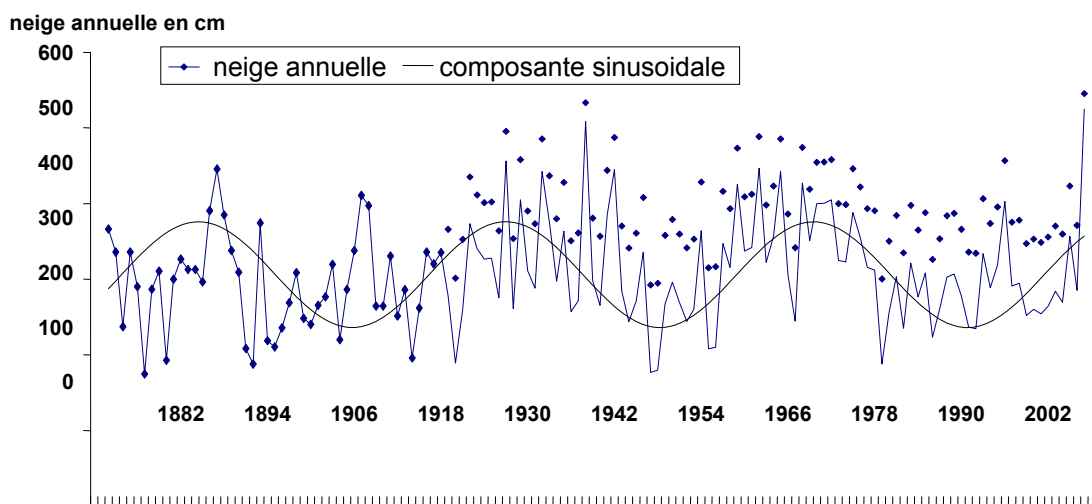


Figure 2. Une composante cyclique de 42 ans représentée par une sinusoïde apparaît dans la série des chutes de neige de 1872 à 2008.

1.2. Neiges mensuelles

En négligeant les mois d'octobre et de mai pendant lesquels la neige est rare et fond, le tableau 1 montre un maximum de décembre à mars; le début de printemps est plus neigeux que la fin de l'automne. On observe aussi une dispersion forte des mesures pour tous les mois, compensée toutefois d'un mois sur l'autre puisque le minimum hivernal observé est de 175 cm (ci-dessus: 1.1). Les courbes des valeurs mensuelles sont symétriques de décembre à mars mais dissymétriques avec un maximum vers les faibles valeurs en novembre et en avril.

Valeurs mensuelles des chutes de neige (cm) observées de 1872 à 2008.

Tableau 1

	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
Moyenne	33	68	73	65	50	18
Écart-type	20	28	26	30	26	17
Minimum	1	17	24	6	7	0
Maximum	110	162	157	209	152	77

À l'exception de décembre dont les chutes de neige augmentent un peu avec les années ($R^2=0,16$), aucun autre mois ne montre de dérive (tous les R^2 sont inférieurs à 0,005). Comme il y a une opposition entre le printemps (mars-avril) et le reste de l'hiver, on peut distinguer des hivers où tous les mois sont peu ou prou enneigés et des hivers où le printemps caractérise la tendance hivernale.

D. Leathers et D. Robinson (1997) relient la variabilité hivernale de début et de fin de saison à des configurations particulières des champs barométriques, avec l'arrivée hâtive de dépressions d'ouest froides et neigeuses dès la fin octobre ou l'arrivée tardive de la neige par le sud-ouest. Au printemps, une fonte fin mars est associée à des dépressions chaudes de sud-ouest ou au contraire une fonte tardive est due au rayonnement solaire intense de fin avril.

1.3. Neiges journalières

Par jour de neige, il tombe un peu plus de 4 cm; la courbe des fréquences est de type « Pölya » (Conrad, 1962) avec une dépendance d'un jour sur le suivant (figure 3): 61% des jours n'ont pas de neige mesurable et la moitié des chutes ne dépassent pas 1 cm et peuvent souvent se confondre avec un simple déplacement par le vent; celles qui proviennent de dépressions synoptiques sont très hétérogènes et les journées de « tempêtes » supérieures à 10 cm contribuent à plus de 40 % du total d'un mois.

Un hiver « sans neige » ne veut pas dire sans chutes de neige mais avec peu de tempêtes; ces dernières frappent 3 à 15 fois par hiver, et les plus fortes connues n'ont guère dépassé 50 cm même si certaines, venteuses avec de la poudrière, ont duré plusieurs jours et paralysent la vie urbaine. Mais elles restent alors dans la fierté collective pour être « passé au travers ». Quand elles sont accompagnées de pluie verglaçante, elles sont très dérangeantes en hiver : on garde en mémoire la crise du verglas de janvier 1998, mois pendant lequel la vie a été paralysée plusieurs semaines.

La fréquence des épisodes humides ou secs obéit à la loi des événements rares de type Poisson avec persistance. Les séries se succèdent rapidement; la séquence neigeuse moyenne est de deux jours (effet partiel de la mesure à heure fixe), avec de rares cas de 5 à 6 jours continus dus à deux tempêtes. Mais la séquence sèche est plus longue, trois jours en moyenne, et 8 pourcents des cas dépassent une semaine (contre 2 pourcents pour la neige), avec des maxima de 2 à 3 semaines (blocage).

L'alternance se retrouve dans les températures: la moyenne hivernale entre +5 et -20°C est rythmée par une demi-douzaine d'oscillations quasi mensuelles d'environ 5°C autour de cette moyenne, qui supportent des courtes séquences météorologiques dont les températures relatives dépendent de leur durée. Ce n'est qu'au deuxième ou au troisième jour du même temps qu'on observe un réchauffement moyen de 2°C avec la neige et un refroidissement de -2,5°C s'il fait sec, marqué par des minima très bas. C'est ainsi que le manteau neigeux se maintient grâce au froid qui succède rapidement aux chutes de neige.

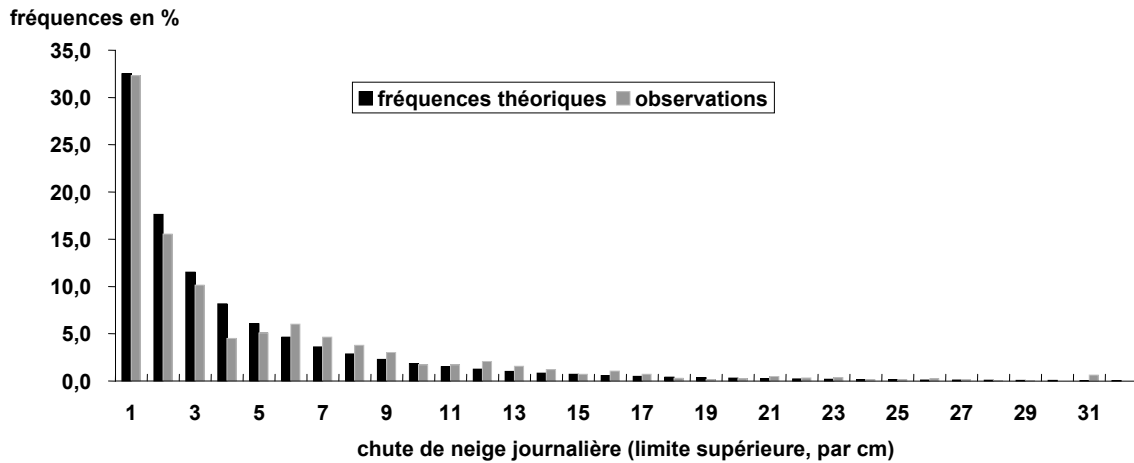


Figure 3. Fréquences en % des quantités tombées pendant une journée de neige de 1886 à 1995: observations et ajustements par la loi de Poisson avec persistance.

2. Épaisseur de neige au sol et durée de l’enneigement

Il est difficile de rassembler des données journalières fiables pendant une longue période; les mesures sont difficiles à cause notamment du vent, les lacunes sont nombreuses et les stations ou les observateurs ont fréquemment changé, notamment à l’aéroport de Québec.

Épaisseurs et densités de la neige au sol de 1966 à 2008, pour une saison de 142 jours (écart de 14 jours), qui s’étend de novembre à avril.

Tableau 2

Épaisseurs en cm :	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
En moyenne		29	58	76	72	
À la fin du mois	10	40	65	80	45	traces
Densité	0,10	0,16	0,20	0,23	0,32	0,50
Début et fin de la neige	26 nov.± 12 jours					16avr.±8 jours

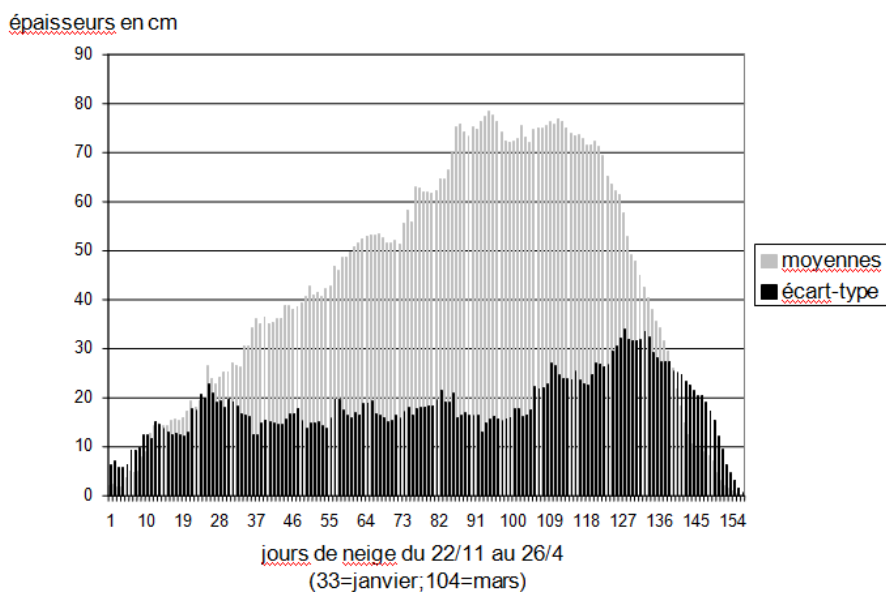


Figure 4. Épaisseur journalière de la neige à Charlesbourg (Québec) de 1998 à 2008: moyennes et écarts (mesures faites par R.Gagnon).

La neige débute lentement, fin octobre ou début novembre et s’installe définitivement pendant la dernière semaine de novembre, même si certaines années elle se fait attendre; elle va durer près de

cinq mois, avec des épaisseurs maximales un peu inférieures à un mètre; elle fond rapidement à la mi-avril sous l'effet combiné de la hausse des températures et du rayonnement diurne, ainsi que des pluies de printemps (tableau 2 et figure 4).

La durée de l'enneigement, variable importante pour les études de changement climatique, s'évalue actuellement par satellite; elle est difficile à restituer dans le passé; on ne dispose généralement que du total des chutes qui n'est que faiblement corrélé avec la durée (figure 5).

Brown *et al.* (1996) ont proposé une restitution des durées au Canada basée sur les températures maximales et les chutes journalières de 1915 à 1992; elle ne montre pas de dérive significative (peut-être une faible hausse en hiver et une baisse printanière), mais surtout une grande variabilité interannuelle comparable à celle que nous avons décrite plus haut, avec des oscillations éventuelles de cinq années.

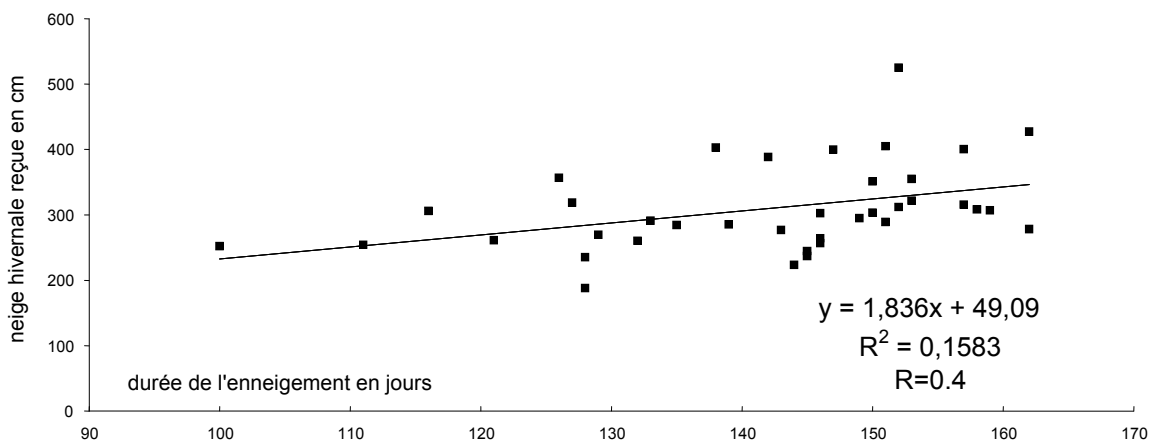


Figure 5. Corrélation linéaire entre le nombre de jours avec de la neige continue au sol(axe x)et le total des chutes de neige hivernale(axe y), de 1967 à 2007 à Québec.

Ces reconstitutions permettent de faire la liaison avec les observations satellitales. Ces dernières ont quarante ans (le premier satellite Tiros date de 1960 et est devenu une routine après 1966), et l'identification de la neige est assez aisée en plaine mais la présence de forêts ou un relief accidenté compliquent la tâche. L'emploi des micro-ondes passives, dès 1978, s'il a permis d'éviter les nuages, reste difficile quand il y a des précipitations ou si la couche de neige est mince (Derksen *et al.*, 2005). Ces recherches ont demandé des ajustements constants suivant les instruments disponibles et les progrès ont été davantage attirés par le côté technique que par le versant climatique des observations.

Depuis peu d'années, les progrès sont rapides et une grande attention est portée sur les dates d'apparition et de disparition, de durée, d'extension, de teneur en eau de la neige des régions arctiques et de latitudes moyennes avec l'utilisation des satellites artificiels, en particulier avec l'espoir de suivre les changements climatiques (par exemple Frei *et al.*, 1999; Pivot *et al.*, 2004 ; Royer *et al.*, 2008).

Conclusion

Les données que nous avons utilisées ne portent que sur une seule région mais sur une période longue, ce qui permet de relativiser l'importance des résultats récents obtenus grâce aux satellites météorologiques qui au mieux ont une quarantaine d'années (Gareth Rees, 2006) et monopolisent quasi toutes les recherches. On pourrait cependant souhaiter que l'existence de périodicités sur de longues périodes puisse être étudiée avec la même attention, ce qui nécessite de conserver les stations actuelles pendant longtemps encore, car le matériau de la climatologie est la longue durée, que ne fournissent pas encore les satellites.

Dans le cas particulier de la neige, si on veut prévoir les changements futurs de la couverture nivale, ce sont les causes de la variabilité et le rythme de leur retour qui semblent les points les plus intéressants à élucider, plus que les dérives récentes; il faut prendre en compte l'évolution mensuelle

des températures et non pas leur simple modélisation annuelle, de même que les changements de la circulation atmosphérique.

Bibliographie

- Environnement Atmosphérique du Canada, 1966-1995: *Sommaires Météorologiques Mensuels* de l'aéroport de Québec ; données nivométriques depuis 1995 sur le site Internet.
- Service Météorologique du Québec, données nivométriques du Québec et observations de Charlesbourg.
- BDC, 2009. *Banque de données climatiques - données préliminaires*, Québec, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Direction du suivi de l'état de l'environnement.
- Arlery R., H. Grisollet et B. Guilmet, 1973: Climatologie; méthodes et pratiques. *Gauthier-Villars*, 434p.
- Brown R.D. and B.E. Goodison, 1996: Interannual Variability in reconstructed canadian Snow Cover. *Journal of Climate*, **6**, 1299-1317.
- Brown R.D., Derksen C., Wang L., Tapsoba D., Frigon A. and R. Fernandez, 2007: The snow climate of Quebec (le pays). *Rapport Ouranos*, **4**, 56 p.
- Derksen C., A. Walker and B. Goodison, 2005: Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrieval across the boreal forest/tundra transition of Western Canada. *Remote Sensing of Environment*, **96**, 315-327.
- Frei A. and D. Robinson, 1999: Northern Hemisphere Snow Extent: regional Variability 1972-1994. *International Journal of Climatology*, **19**, 1535-1560.
- Leathers D.J and D.A. Robinson, 1997: Abrupt Change in the seasonal Cycles of North American Snow Cover. *Journal of Climate*, **10**, 2569-2585.
- Pivot F., C. Kergomard et C. Duguay, 2002: Use of passive –microwave data to monitor spatial and temporal variations of Snow Cover at Tree Line near Churchill, Manitoba, Canada. *Annals of Glaciology*, **34**, 58-64.
- Royer A., Fily M. et Gh. Picard, 2008: Évolution des températures de surface des régions polaires et subarctiques par télédétection satellite. *La Lettre du Changement Global*, **n.21**, avril 2008, 72-77.
- Serreze M.C., M.P. Clark, D.L. McGinnis, and D.A. Robinson, 1998: Characteristics of snowfall over the Eastern Half of the United States and Relationship with Principal Modes of Low-Frequency Atmospheric Variability. *Journal of Climate*, **11**, 234-250.

POINTS DE RUPTURE DU SYSTEME CLIMATIQUE ANALYSE DES RISQUES ET PREVENTION

R. JUVANON DU VACHAT

D2I, Météo-France, 1, Quai Branly, 75340 Paris Cedex 07

Regis.Juvanon-du-Vachat@meteo.fr

Résumé : La notion de point de rupture traduit un seuil au-delà duquel un système passe d'un état à un autre. Cette notion appliquée au système climatique de la planète conduit à définir des zones climatiques sensibles qui sont présentées et évaluées sous l'effet du forçage anthropogénique des gaz à effet de serre. On discute la sensibilité au réchauffement global, les incertitudes des mécanismes physiques et la proximité du système climatique actuel de ces points de rupture. Des mesures de prévention sont alors discutées et proposées.

Mots-clés : Points de rupture, Système climatique planétaire, Changement climatique, Vulnérabilité, Prévention

Abstract: *Tipping points of the earth climate system – State of knowledge, Risk analysis and prevention.* The “tipping point” refers to a critical threshold, at which a perturbation can trigger the evolution of a system into a new state. Here we consider the “tipping elements” as sub-components of the climate system that may pass a tipping point. They are presented and evaluated for the climate system under anthropogenic forcing, with their sensitivity to the level of global (local) warming, the uncertainties and the distance of the present climate system to these tipping points. Some prevention measures of the occurrence of these extreme events are finally discussed.

Keywords : Tipping points, Earth climate system, Climatic change, Vulnerability, Prevention

Introduction

Dans le cadre du réchauffement climatique actuel, attribué aux émissions de gaz à effet de serre d'origine humaine (avec 90 % de chance d'après GIEC, 2007) et dont les effets se font diversement sentir, la problématique des événements extrêmes (météorologiques ou climatiques) prend une tournure particulière. Tout d'abord au niveau de leur définition en mettant en avant des événements irréversibles dont la probabilité est faible mais l'impact sur la machine climatique d'abord puis sur la société (impact économique et social) peut être considérable. Ainsi on fait une revue des points de rupture du système climatique, qui sont des points sensibles de la planète et on analyse le degré de connaissance des mécanismes en jeu et les diverses conséquences possibles (Schellnhuber, 2006). Cette question qui a été souvent présentée lors des conférences sur le changement climatique, comme celle d'Exeter (UK) en 2005 (Juvanon du Vachat, 2006) est abordée ici à partir d'un article récent (Lenton et al., 2008). La conclusion intégrera la connaissance de ces points de rupture sur le plan des politiques de mitigation et d'adaptation.

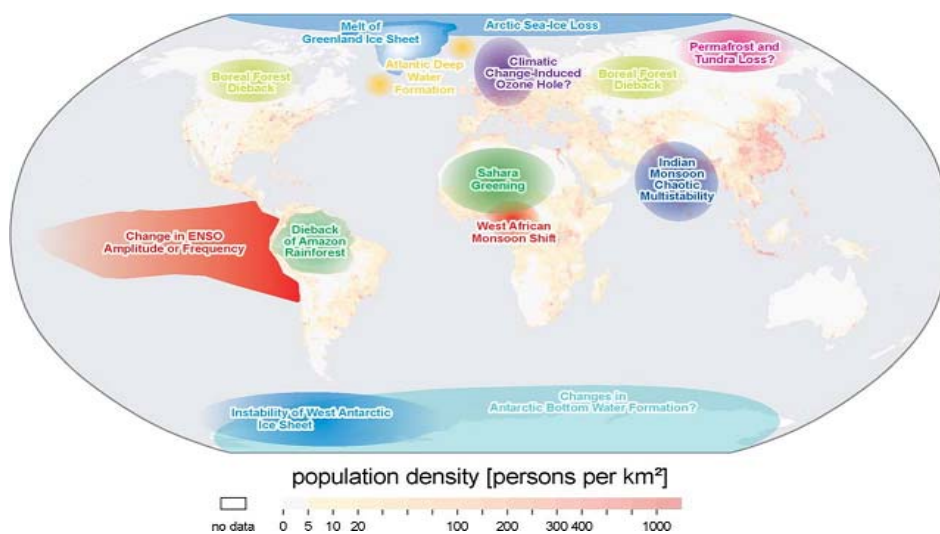


Figure 1. Carte de zones potentiellement sensibles (éléments de rupture possible) du système climatique planétaire superposée à la carte de densité de population. On a indiqué surtout les éléments susceptibles de rupture dans le siècle à venir, même si les conséquences pourront durer un millénaire. Sont exclus la calotte Antarctique-Est (horizon > 100 ans) et aussi les hydrates de méthane au fond de l'océan (horizon > 1000 ans).

1. Les dix points critiques de la machine climatique

L'analyse présentée ici suit de près l'article de Lenton et al. (2008) qui rend compte d'un atelier tenu à l'Ambassade britannique de Berlin en octobre 2005 sur le thème « Tipping points in the earth system », c'est-à-dire sur les points critiques du système climatique planétaire. Cet atelier prenait en compte également les conséquences économiques et sociales de telles ruptures du système climatique, ce qui relève d'une pertinence politique. On s'intéresse en effet régulièrement à des zones critiques (« hot spots ») qui peuvent emballer la machine climatique de façon irréversible et qui subiront à l'échelle d'une portion de continent une altération significative en cas de réchauffement climatique. On parle aussi d'événements à faible probabilité mais à impact élevé sur les populations et les écosystèmes. On cite souvent pour préciser les choses : (i) l'effondrement de la circulation thermohaline dans l'Atlantique, (ii) la disparition de la forêt amazonienne ou encore (iii) la fonte de la calotte Groenlandaise, mais d'autres zones ou processus seront évoqués ci-dessous.

1.1 Définition des éléments et points critiques

Pour quantifier et caractériser le type d'évolution possible on se réfère à un certain nombre de définitions empruntées aux systèmes dynamiques et appliquées à la machine climatique. La notion de « Tipping elements » et de « Tipping points » (« points de rupture ») nécessite une définition plus précise sur le plan du système climatique comme au niveau de son implication sur la population et les écosystèmes (aspect politique, voire éthique). On définit couramment la notion de « surprises climatiques », lorsque le système climatique dépasse un seuil ou accède à un nouvel état à un rythme temporel très rapide par rapport à l'échelle multi-décennale habituelle. Autrement dit, il s'agit de bifurcation avec un certain degré d'irréversibilité. Plus largement, on inclura aussi des variables non climatiques, les transitions plus lentes que la cause, les variations lentes et pas nécessairement abruptes, enfin les cas de transition réversible ou irréversible. Ainsi on considère des composantes du système climatique (régions ou zones d'échelle 1000 Km environ) dont l'évolution peut être contrôlée par un paramètre unique (éventuellement composite) dont une modeste modification peut conduire à une évolution significative du sous-système. Bien entendu la variabilité naturelle peut directement engendrer cette évolution, sans qu'il y ait nécessairement d'interférence humaine. On se place aussi sur un plan politique ou éthique pour déterminer ces éléments critiques. Ainsi on considère un horizon de 100 ans pour l'effet des décisions politiques, un horizon de 1000 ans pour ce qui concerne une civilisation elle-même. Enfin on se limite aux éléments critiques du système climatique susceptibles d'un impact important sur les populations ou les écosystèmes, ce qui introduit un jugement de valeur ou la considération de résultats issus d'un modèle climatico-économique. On peut aussi classer ces « éléments critiques » suivant le rythme plus ou moins rapide de l'évolution ou de la transition. La question se pose aussi d'identifier tous les points de rupture du système climatique actuel, de bien connaître le mécanisme ou le processus en jeu et de connaître la position du climat actuel près du point critique et bien entendu toutes les incertitudes associées. On considère que le système climatique forcé par les émissions de gaz à effet de serre est soumis à un rythme d'évolution plus rapide que les évolutions climatiques passées. La paléoclimatologie, qui étudie les évolutions climatiques passées est une aide indispensable à cette sélection d'éléments critiques de toute nature.

1.2 Description des dix points critiques de la machine climatique

Voici maintenant une brève description de dix zones ou phénomènes critiques de la machine climatique, cités par Lenton et al. (2008) et présentés sur une planisphère, où figure la densité de population pour représenter leur impact possible sur celle-ci comme à la Figure 1. On reproduit dans le Tableau 1 ci-dessous dix zones ou éléments critiques du système climatique planétaire, qui représentent les principaux éléments identifiés lors de l'atelier mentionné plus haut. On précise dans ce tableau pour chaque élément sensible le type de changement, le paramètre global gouvernant l'évolution du système considéré, les seuils pour ce paramètre au niveau local mais aussi global, la période de transition sur laquelle s'effectue l'évolution enfin les impacts principaux attendus.

Liste de dix régions ou phénomènes météorologiques susceptibles d'être altérés durablement par le réchauffement global (Lenton et al., 2008). * Sv = Sverdrup, unité de mesure de débit des courants océaniques équivalent à $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$; ** Hydrates de méthane à température négative au fond de l'océan.

Tableau 1

Élément	Changement	Paramètre	Seuil local/global Seuil global	Durée de transition	Impacts clés
Glace de mer Arctique (été)	Surface (-)	$\Delta T_{\text{air}}, \Delta \text{Heat}_{\text{océ}}$	Ndéf. 0,5-2°C	10 ans	Réchauff. – Ecosystèmes
Calotte Groenland	Vol. glace (-)	ΔT_{air}	3°C 1-2°C	> 300 ans	Niv. mer +2-7 m
Calotte Antar. Ouest	Vol. glace (-)	$\Delta T_{\text{air}}, \Delta T_{\text{océ}}$	5-8°C 3-5°C	> 300 ans	Niv. mer +5 m
Circ. Therm. Atlant.	Ralentissement	Eau fr. dans Atlant. Nord	0,1-0,5 Sv* 3-5°C	100 ans	Refroid.–Niv. mer
ENSO	Amplitude (+)	Prof. Thermocline	Ndéf. 3-6°C	100 ans	Sécheresse Asie S-E, ...
Sahel/Mouss. Afr. Ouest	Végétation (+)	Précipitation	100 mm/an 3-5°C	10 ans	Meilleure adaptation
Forêt Amazonienne	Diminution de forêt	Précip., Durée saison sèche	1100 mm/an 3-4°C	50 ans	Perte biodiv. Baisse précip.
Forêt boréale	Diminution de forêt	ΔT_{air}	+ 7°C	50 ans	Changement biome
Permafrost	Volume (-)	$\Delta T_{\text{permafrost}}$	Ndéf.	100 ans	Relâchement CH ₄ , CO ₂
Clathrates**	Volume Hydrates (-)	$\Delta T_{\text{sédiment}}$	Ndéf.	$10^3 - 10^5$ ans	Réchauffement global

On commente maintenant ces éléments critiques sur le plan de la physique climatique en jeu, illustrant ainsi ce tableau, sans donner les nombreuses références d'où proviennent ces évaluations.

1.2.1 Glace de Mer Arctique

Lorsque la glace de mer fond, la surface de l'océan est plus sombre au niveau de son albédo, qui absorbe ainsi plus de rayonnement, augmentant ainsi le réchauffement local. Il s'agit d'une rétroaction glace-albédo positive qui peut conduire à divers états stables ou instables de la couverture de glace de mer. Actuellement la zone couverte de glace de mer diminue, cette diminution étant plus prononcée en été, et l'épaisseur s'est réduite de façon significative sur une zone importante. C'est l'effet de cette rétroaction positive glace-albédo qui s'exerce depuis 1988 qui a produit cette diminution d'épaisseur et le rétrécissement de la zone concernée. Ceci illustre pour certains auteurs le fait que l'on ait franchi dans ce domaine un point de rupture, alors que d'autres ne le pensent pas. L'analyse conduite avec

divers modèles et à travers les conclusions du GIEC (2007) suggère qu'un seuil critique pour la disparition de la glace de mer arctique d'été doit exister (de façon moins certaine pour l'ensemble de l'année) et si l'on n'a pas passé ce seuil on en est proche et la transition pourrait avoir lieu dans le siècle à venir.

1.2.2 Calotte du Groenland

Les modèles de calotte glaciaire présentent une multiplicité d'états stables avec des transitions nonlinéaires de l'un à l'autre. C'est le réchauffement en périphérie qui fait fondre la glace de faible altitude entraînant une perte de bilan de masse, qui peut conduire à un rétrécissement et une éventuelle disparition de la calotte. Là encore on a une rétroaction positive et l'existence probable d'un seuil critique sur le taux de réchauffement local ou global. Les projections futures suggèrent 3°C pour le réchauffement local et du fait d'incertitudes l'intervalle [1, 9°C- 4, 6°C] pour le réchauffement global, ce qui est possible au cours du siècle à venir. Il reste que les modèles n'arrivent pas à expliquer les changements rapides observés récemment. Il s'agit de la fonte et de la perte d'épaisseur des marges périphériques et du déchargement des glaciers émissaires vers la mer, due à l'intrusion d'un océan plus chaud. Cependant la variabilité climatique du Groenland est insuffisamment connue et les températures locales diffèrent notablement des tendances globales, aussi l'interprétation des observations récentes reste délicate. En conclusion la disparition de cette calotte peut être estimée à partir des résultats de modèles à une durée de 1000 ans (300 ans représentant la limite inférieure).

1.2.3 Calotte de l'Antarctique de l'Ouest

La péninsule Ouest de cette calotte est en grosse partie en dessous du niveau de la mer et a la possibilité de se détacher de l'ensemble du massif antarctique par suite des intrusions d'eau chaude de l'océan. Il y a un tel exemple au Pléistocène, avec des incertitudes sur la datation exacte et l'interprétation. On pense que cette disparition pourrait survenir après la désintégration des plaques de glace (comme la plaque Larsen B en 2002) ou aussi l'accélération des fleuves glaciaires dans l'Antarctique. Ainsi une température atmosphérique locale de 5°C (en été) est nécessaire pour voir disparaître les plaques les plus grandes que sont celles de Ross et de Fischer-Ronne et de 8°C pour l'ensemble de la calotte de l'Antarctique de l'Ouest. Bien qu'il y ait des incertitudes, on observe une perte de masse de la calotte et le fait que les fleuves glaciaires perdent plus de glace qu'ils n'en gagnent. Ils contribuent à 30% d'une hausse du niveau de la mer estimée à 5m si l'ensemble de la calotte fondait. En conclusion on estime de 300 à 1000 ans la transition vers une désintégration totale de la calotte. Une élévation rapide de la mer de 1 m par siècle viendrait plus vraisemblablement de cette calotte de l'Antarctique de l'Ouest que du Groenland.

1.2.4 Circulation Thermohaline Atlantique

Un effondrement de la formation d'eau profonde de l'Atlantique Nord et de la Circulation Thermohaline Atlantique (CTA) peut se produire s'il y a apport d'eau douce (et de chaleur) vers l'Atlantique Nord. De telles réorganisations de la CTA ont joué un rôle important dans les changements climatiques rapides qui ont eu lieu au Groenland durant le dernier cycle glaciaire. On obtient un diagramme d'hystérésis avec les coordonnées : température de l'océan et flux d'eau douce et cela, aussi bien avec des modèles océaniques simplifiés qu'avec des modèles couplés atmosphère-océan. Avec un apport suffisant d'eau douce vers l'Atlantique Nord tous les modèles présentent un arrêt de la convection. Dans tous les cas on a affaire au passage d'un point critique, mais avec un forçage additionnel d'eau douce qui varie beaucoup suivant les modèles. En quelque sorte on se trouve sur une boucle d'hystérésis, sans savoir exactement à quelle position on se trouve actuellement sur ce diagramme. Le GIEC conclut qu'une transition abrupte de la CTA a moins de 10% de chances de se produire dans les 100 ans à venir et qu'une telle transition pourrait prendre 100 ans ou plus. Cependant il faut aussi associer à ces phénomènes la fonte du Groenland (période de l'ordre de 1000 ans) qui contribuerait à cet apport d'eau douce et qui n'est pas prise en compte dans les modèles. On trouve dans Bard (2006) une présentation de cette question avec les diagrammes illustratifs sur la circulation de l'Atlantique Nord (Figures 5 et 6) et la boucle d'hystérésis. On y trouve d'ailleurs la conclusion d'un risque de basculement climatique de l'ordre de 10% en cas de réchauffement de 3°C (valeur médiane du troisième rapport du GIEC) et l'affirmation de l'océanographe Rahmstorf « Qui voudrait prendre un avion qui a une chance sur dix de s'écraser ? »

1.2.5 El Nino-Oscillation australe (ENSO)

Le forçage anthropogénique des gaz à effet de serre interagit avec les modes de variabilité du climat en modifiant le temps passé dans chacun des modes. Ainsi en est-il pour le mode principal ENSO dont la variabilité est contrôlée par trois facteurs : profondeur de la thermocline en moyenne zonale, son gradient dans l'océan Pacifique équatorial Est et l'amplitude du cycle annuel et par là du gradient de température méridienne à travers l'équateur. L'augmentation de chaleur de l'océan dans ces régions peut conduire à des thermoclines plus profondes et ainsi à des El Nino plus fréquents. On a parfois des arguments contradictoires sur l'augmentation de ces situations plutôt qu'El Nina, qui se produirait sous l'effet d'un réchauffement de l'océan Pacifique Ouest. En prenant l'avis de la paléoclimatologie on observe : réduction de l'amplitude des épisodes ENSO avec fort gradient de température lors de l'Holocène moyen (10 000 ans av. JC) et lors du début du Pliocène (période plus ancienne avec un réchauffement de 3°C) les avis divergent ! Intéressons-nous maintenant aux modèles. Sous le forçage futur de température, les premiers modèles ont indiqué une tendance vers plus d'épisodes El Nino qui seraient plus persistants. Des intercomparaisons plus complètes de modèles sur ce thème conduisent à une légère tendance dans le sens d'épisodes plus nombreux. Les modèles les plus réalistes donnent un renforcement de l'ENSO sans fréquence plus grande lors d'un réchauffement et c'est la conclusion la mieux partagée par les experts. Le seuil de réchauffement peut être atteint dans le siècle à venir à une période incertaine, tandis que cette transition prendra un millénaire.

1.2.6 Sahara-Sahel et Mousson d'Afrique de l'Ouest

Dans le passé le Sahara était vert pendant l'Holocène moyen et la disparition de la végétation il y a 5000 ans est arrivée plus rapidement que le forçage orbital. Ce processus a pu être modélisé et conceptualisé en termes d'états bistables maintenus par la rétroaction végétation-climat. Cependant tout ceci est très lié à la circulation de la Mousson d'Afrique de l'Ouest, elle-même dépendante de la configuration de la température de surface de l'océan, notamment dans le Golfe de Guinée. Le réchauffement dû aux gaz à effet de serre devrait modifier le gradient de température de surface entre les hémisphères et par là augmenter les précipitations de la zone sahélienne. La sécheresse récente s'expliquerait par la présence d'aérosols. Les simulations numériques du climat divergent notablement dans cette région, certaines conduisant à une sécheresse, d'autres à une humidification, tandis que les plus récentes prévoient un doublement des jours de sécheresse à la fin du siècle. Notons que c'est cette divergence des modèles et de l'interprétation qui a motivé l'expérience de terrain AMMA d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (Redelsperger et al., 2006). Il semblerait d'après (Lenton et al., 2008) que des simulations climatiques réalistes avec réchauffement prédisent un reverdissement du Sahara, ce qui serait un des rares points de rupture à effet positif.

On a présenté jusque là six exemples de zones sensibles susceptibles de changer de façon durable de régime climatique. Les quatre autres zones citées font l'objet d'analyses similaires, identifiant les mécanismes en jeu, la compréhension de ceux-ci par les modèles, les enseignements du climat passé et les projections dans le futur avec le niveau d'incertitude associé. Voici maintenant un ensemble de réflexions sur cette approche avant de donner des méthodes de prévention en général et de conclure.

2. Analyse comparative des risques

On considère maintenant les dix points critiques pour lesquels on se pose les questions suivantes. D'abord existe-t-il d'autres points critiques qu'il faudrait identifier, ensuite y a-t-il une hiérarchie entre ces risques ? Quelle est la zone critique la plus dangereuse sur laquelle porter notre attention ou mettre les efforts de recherche pour une meilleure compréhension. Ceci a été réalisé à travers un questionnaire envoyé à environ 200 chercheurs en octobre et novembre 2005 (52 ont répondu) et l'utilisation de la littérature en particulier du GIEC (2007). A partir de là on a retenu les huit éléments de rupture suivants qui sont classés ainsi. (i) Haute sensibilité et petite incertitude : fonte de la calotte du Groenland et de la glace de mer Arctique ; (ii) Sensibilité moyenne et grande incertitude : désintégration de la calotte de l'Antarctique de l'Ouest, disparition de la forêt amazonienne, boréale et modification de l'ENSO vers un El-Nino plus fréquent et de la Mousson Africaine ; (iii) Faible sensibilité et incertitude moyenne : réorganisation de la CTA. En conclusion finale la menace la plus

sérieuse est la disparition de la glace de mer Arctique, suivie longtemps après de la fonte du Groenland. Les éléments de rupture dans les tropiques, la forêt boréale et la calotte antarctique de l'Ouest contiennent beaucoup d'incertitudes, mais sont susceptibles d'engendrer des surprises climatiques. La CTA, qui représente l'archétype de ces événements critiques est une menace moins immédiate mais réelle sur le long terme.

3. Détection des seuils critiques

Il est important d'estimer la distance du climat actuel au point critique pour les différents éléments sensibles présentés. De manière théorique, ceci peut se réaliser grâce à l'analyse spectrale des séries temporelles du système et en particulier en trouvant la plus longue période de temps dans la réponse du système à la variabilité naturelle. Une technique de détection du seuil critique empruntée aux systèmes dynamiques a ainsi été appliquée à la CTA, démontrant l'intérêt des modèles d'océan simplifiés et d'une assimilation d'observations passées (température de surface de la mer sur 150 ans) mais aussi actuelles. Cet aspect de la surveillance grâce à l'observation est très importante, ce qui est d'ailleurs la fonction du Système Mondial d'Observation du Climat (Juvanon du Vachat, 2003). Par exemple le Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS à Toulouse) fait une surveillance des glaces aux pôles et au Groenland par satellite. Et par ailleurs on a appris le 3 avril 2009 le risque de dislocation de la plate-forme Wilkins de l'Antarctique de l'Ouest (de surface équivalente à trois départements français), qui était surveillée par satellite par l'Agence spatiale européenne ESA et le centre spatial allemand DLR.

Conclusion générale et politique de prévention

La société peut être leurrée par des projections climatiques qui affichent des courbes régulières de réchauffement sans à-coup, alors que des zones critiques particulièrement la glace de mer Arctique et la calotte Groenlandaise pourraient atteindre leurs points critiques dans le siècle à venir. Et il y a au moins cinq autres phénomènes évoqués ici qui pourraient aussi nous surprendre, en atteignant leurs points de bascule respectifs. Cette étude doit influencer la sphère politique. Les questions de nature politique qui en découlent peuvent alors se résumer ainsi. Sur le plan de la mitigation : pouvons-nous rester en dehors du Seuil critique (cf. Tableau 1) ? sur le plan de l'Adaptation : quel changement peut être toléré ? Pour une vue plus générale de cette politique de prévention de ces risques extrêmes nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage (Schellnhuber, 2006) issu du Colloque d'Exeter (UK, 2005) et à la décision européenne de limiter à 2°C l'échauffement planétaire maximum (Conseil des Ministres européens de l'Environnement le 23 mars 2005, Meinshausen et al., 2009).

Bibliographie

Bard E., 2006 : La circulation de l'océan Atlantique et les surprises du Climat. In « *L'Homme face au Climat* » par E. Bard (Ed. O. Jacob, 2006).

GIEC, 2007 : Rapports du Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat parus en 2007 (groupes I et II et rapport de synthèse).

Juvanon du Vachat R., 2003 : Le système mondial d'observation du climat. Contribution française. *Pub. Assoc. Intern. de Climatologie*, **15**, 458-464.

Juvanon du Vachat R., 2006 : Impacts du changement climatique futur. Vulnérabilités clés et seuils critiques. La Conférence d'Exeter (1-3 février 2005). *La lettre du Changement Global* N° **19**, 75-79.

Meinshausen M. et al., 2009 : Greenhouse gas emission targets for limiting global warming to 2°C. *Nature*, **458**, 1158-1162.

Lenton T. M., H. Held, E. Kriegler, J.W. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf, and H. J. Schellnhuber, 2008 :

Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of National Academy of Science*, **105**, 1786-1793.

Redelsperger JL et al., 2006 : Amma : une étude multi-disciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie*, **54**, 22-32.

Schellnhuber H. J., 2006 : Avoiding dangerous climate change. *Cambridge University Press*, 2006.

INFLUENCE DU CLIMAT SUR LES EPIDEMIES DE MENINGITES A MENINGOCOQUE DANS LA PLAINE DU DIAMARE (EXTREME-NORD CAMEROUN)

T.T. KENFACK ¹, M. TSALEFAC ², I. HAIDU ³

¹ Université de Yaoundé I, kentheoliv@yahoo.fr

² Université de Yaoundé I, mtsalefac@hotmail.com

³ Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie, ionel_haidu@yahoo.com

Résumé : Les inquiétudes sur les effets probables des changements climatiques dans le sahel ouest-africain sont à l'initiative des recherches sur les facteurs qui influencent les épidémies de méningites à méningocoque assez fréquentes dans cette région. En vue de documenter ces recherches, nous avons étudié les corrélations entre le taux d'incidence de méningites à méningocoque et les températures, la brume sèche et l'humidité relative dans la plaine du Diamaré de 2000 à 2006. L'analyse a révélé 1548 cas et un taux d'incidence moyen annuel de 21 p. 10⁵ Hts. Deux années épidémiques ont été observées : 2001 et 2005 avec une forte incidence dans les districts de santé de Mindif, Méri et Kaélé. Les taux d'incidence mensuels ont été élevés entre février et mai. Cependant, les fortes corrélations négatives (humidité) et positive (températures, brume sèche) observées n'expliqueraient pas totalement le phénomène, mais désignent tout au moins des indicateurs à prendre en compte en vue de l'anticipation ou de l'alerte des épidémies.

Mots clés : climat, méningites à méningocoque, corrélations, plaine du Diamaré

Abstract: *Climate influence on meningococcal outbreaks in Damare's Plain (Far North Cameroon).* The anxieties on the likely effects of climate changes in the sahelian zone of western Africa are for the initiative of the researches on the factors which influence the epidemics of meningococcal meningitis rather frequent in this band. To inform these researches, we studied the correlations between the rate of incidence of meningococcal meningitis and temperatures, mist dries and relative humidity in the plain of Diamaré from 2000 to 2006. The analysis revealed 1548 cases and an annual average rate of incidence of 21 p. 10⁵ inhts. Two epidemic years were revealed: 2001 and 2005 with a strong incidence in the districts of health of Mindif, Méri and Kaélé. However, the strong negative (humidity) and positive (temperatures, mist dries), and the monthly rates of incidence were raised between February and May correlations observed would not explain, totally the phenomenon, but set out, at least indicators to take into account with the aim of the anticipation or some alert of the epidemics.

Key words: climate, meningococcal meningitis, correlations, Diamaré plain

Introduction

Le sahel ouest-africain est en crise. Les analyses du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) indiquent une hausse de températures ces cinquante dernières années avec un maximum entre 1998 et 2005. Les effets de cette variabilité du climat, notamment sur la santé des populations, sont encore mal connus sur tout cet espace où 300 millions de personnes vivent sous la menace des méningites à méningocoque (IRD, 2005). Depuis 1963, de nombreuses études ont constaté la climato-dépendance de cette pathologie (Lapeysonnie, 1963 ; Remy, 1982 ; Besancenot *et al.*, 1997 et 2004 ; Kenfack *et al.*, 2008), mais aussi le rôle d'autres facteurs, notamment socio-démographiques dont l'évaluation reste difficile. Il s'agit ici de contribuer à documenter les recherches sur les facteurs associés aux épidémies de méningites à méningocoque et surtout de relever les paramètres climatiques associés aux taux d'incidence des cas déclarés de méningites à méningocoque dans la plaine du Diamaré ente 2000 et 2006.

1. Contexte de l'étude

La plaine du Diamaré est comprise entre les latitudes 10°-11°16'N et les longitudes 13°98'-14°97'E. Avant le 11 novembre 1981 (date de création du département de Kaélé), elle constituait une unité administrative dénommée « *département du Diamaré* ». C'est une surface topographique d'une

altitude moyenne de 280 m qui s'incline d'Ouest en Est et du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Elle constitue le site de la ville de Maroua, principal centre urbain. Chaque année, une épidémie de méningite à méningocoque (MCS) survient dans la région de l'Extrême-Nord Cameroun. Entre 2000 et 2006, 4730 cas (parmi lesquels 463 décès) ont été notifiés à la Délégation Régionale de la Santé Publique. Les districts de santé situés dans la plaine du Diamaré (figure 1) ont enregistré 1548 cas (soit 32,7% du total régional) et 149 décès (soit 32,1% de la létalité régionale due à la MCS). De plus, le climat régional est de type sahélien avec des précipitations faibles (oscillant, selon les années, de 500 à 600 mm jusqu'à 1000 mm), essentiellement liées à la mousson et concentrées sur 3 à 4 mois (Suchel, 1988). Les températures les plus élevées interviennent en mars ou en avril. La plaine couvre 9 638 km² où vit une population estimée en 2006 à 1 233 075 habitants.

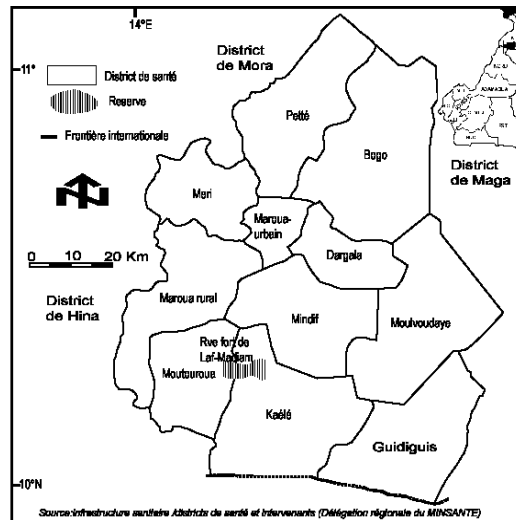


Figure 1. Les districts de santé de la plaine du Diamaré

L'étude porte d'abord sur la distribution spatio-temporelle des cas de méningites à méningocoque recensés, ce qui permet de dégager les pôles de forte vulnérabilité mais aussi de s'intéresser aux facteurs associés à cette distribution. Partant de l'hypothèse que le climat, la modification du milieu par les populations ainsi que leur comportement ont un impact sur la survenue des cas et leur expansion (Sultan *et al.*, 2004 ; Mbaye *et al.*, 2004 ; Jackou-Boulama *et al.*, 2005), nous établissons des corrélations entre certains paramètres climatiques et les taux d'incidence observés.

2. Méthodologie

2.1. Les données

Nous utilisons les moyennes mensuelles des températures, de l'humidité, du nombre de jours de brume sèche très dense issues des stations météorologiques de Kaélé et de Maroua-Salak (distantes de 45 km à vol d'oiseau) pour la période 1998-2006. La première station se trouve au Sud-Est tandis que la seconde est localisée au centre. La consultation des carnets d'observation du temps et les tableaux climatiques mensuels nous a permis de relever ces données qui ne présentaient pas de lacunes temporelles. Le jour de brume sèche dense est caractérisé par la présence d'impuretés solides (le chasse-poussière : particules de poussière) en suspension dans l'air et réduisant la visibilité.

Nous avons aussi recours aux cas de méningites déclarés par les médecins des centres de santé des 10 districts de la zone d'étude entre 2000 et 2006. Ils prennent en considération les malades hospitalisés pour lesquels le diagnostic est basé sur l'examen du liquide céphalo-rachidien (LCR) tel que proposé par l'Organisation Mondiale de la Santé (O.M.S), mais aussi les cas suspects définis chez l'adulte et l'enfant de plus d'un an par la présence d'une fièvre supérieure ou égale à 38,5°C avec raideur de nuque et/ou pétéchies ou purpura. Chez l'enfant de moins d'un an, le cas suspect est défini par la présence d'une fièvre et d'un bombement de la fontanelle. Cette généralisation tient du fait de l'absence ou de la faiblesse des moyens de diagnostic et de confirmation bactériologique, parasitaire ou virologique en milieu rural. Environ 95% de ces données ont été mises à notre disposition par le

Bureau des Informations Sanitaires et de l'Informatique (B.I.S.I) de la région de l'Extrême-Nord qui est le point de chute de toutes les fiches de maladies à potentiels épidémiologique (MAPE) provenant des bureaux de district. Il arrive souvent que les fiches ne soient pas acheminées à temps ou pas du tout, et/ou qu'elles soient non archivées (de janvier à octobre 2004 par exemple). Une étude des informations sanitaires (consultation des registres de consultations « *de jour* » et « *de garde* ») nous a permis de compléter ponctuellement ces lacunes. Reste aussi le fait que les populations locales n'ont pas toujours le réflexe de se rendre dans les structures sanitaires. Ces recoupements ont permis d'obtenir une série de cas cliniques de méningites à méningocoque assez homogène à partir de 2000.

2.2. Traitement de données

L'incidence de la méningite sur les populations est analysée à partir des taux d'attaque et les taux d'attaque spécifiques pour 100000 habitants recommandés par l'O.M.S. Les taux de croissance de la population camerounaise au cours de la période d'étude ont été respectivement 2,47% en 2000, 2,41% en 2001, 2,36% en 2002, 2,02% en 2003, 1,97% en 2004, 1,93% en 2005 et 2,04% en 2006 (CIA World factbook, 2009). Le calcul des taux d'incidence tient compte de cette évolution. Ensuite, on décrit l'évolution saisonnière des cas par élaboration de graphiques à partir des moyennes interannuelles. Nous avons comparé l'évolution des cas de méningites à méningocoque avec les paramètres climatiques en superposant les courbes élaborées à partir des valeurs centrées réduites. Les corrélations entre le taux d'incidence mensuel de la méningite dans la plaine du Diamaré et le climat ont été évaluées par le calcul du coefficient de corrélation de Pearson sur l'ensemble des moyennes mensuelles des paramètres climatiques retenus et d'incidence de la méningite à méningocoques de 2000 à 2006.

3. Les résultats

3.1. Incidence variable dans le temps et l'espace

De 2000 à 2006, 1548 cas de méningites à méningocoque ont été notifiés dans les formations sanitaires de la plaine du Diamaré, l'incidence de la pathologie ayant varié d'une année à l'autre (tableau 1).

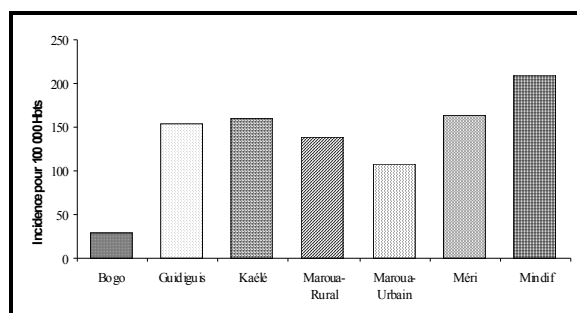
Incidence annuelle et taux d'incidence annuels des méningites à méningocoque déclarées dans la plaine du Diamaré de 2000 à 2006.

Tableau 1

Année	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Incidence annuelle	169	631	72	72	42	308	157
Taux d'incidences annuel pour 100 000 habitants	18,4	67	7,4	7,3	4,2	30,1	12,7

L'incidence des méningites à méningocoque sur la population a été forte en 2001 avec 67 cas pour 100000 (10^5) habitants. Viennent ensuite les années 2005, 2000 et 2006 avec respectivement 30,1, 18,4 et 12,7 pour 10^5 . Sur toute la période, le taux d'incidence moyen a été de 21 p. 10^5 . A l'échelle des districts de santé, nous avons aussi noté une forte incidence de la maladie dans les districts de santé de Mindif, Méri, Kaélé et Guidiguis. Bogo a enregistré un taux d'incidence spécifique de 27,9 p. 10^5 hbts. La figure 2 résume le taux d'incidence annuel moyen de 2000 à 2006 des méningites à méningocoque déclarées dans la plaine du Diamaré selon le district de santé.

Figure 2. Taux d'incidence annuel moyen de 2000 à 2006 des méningites à méningocoque déclarées dans la plaine du Diamaré selon les districts de santé.



L'étude au pas de temps saisonnier révèle l'existence de cas à chaque mois de l'année (tableau 2). Les mois de mars, avril et février sont ceux pendant lesquels l'incidence de la pathologie a été forte avec respectivement des taux de 57,3, 52,9 et 12,09 p.10⁵. Les cas ainsi que les taux enregistrés en janvier et mai ont aussi été significatifs, mais à de plus faibles proportions.

Incidence mensuelle et taux d'incidence mensuels des méningites à méningocoque déclarées dans la plaine du Diamaré de 2000 à 2006.

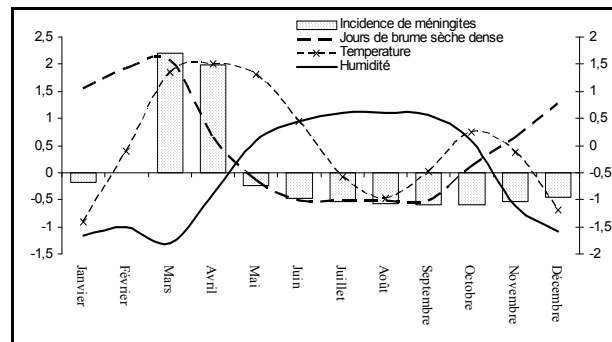
Tableau 2

Mois	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Incidence mensuelle	84	119	564	521	72	25	15	7	1	3	15	30
Taux d'incidence mensuel (p.10⁵)	8,5	12,09	57,3	52,9	7,3	2,5	1,5	0,7	0,1	0,3	1,5	3,04

3.2. Corrélation entre la méningite à méningocoque et paramètres climatiques retenus

La superposition des courbes de variations moyennes mensuelles des valeurs centrées réduites des variables étudiées a permis de constater que l'incidence de la maladie a été forte lorsque l'humidité était faible et que le nombre de jours de brume sèche et les températures étaient élevés (figure 3).

Figure 3. Evolution d'indices moyens mensuels des taux d'incidence, des températures, des jours de brume sèche et de l'humidité dans la plaine du Diamaré calculés sur la période 2000-2006.



Le tableau 3 représente les corrélations entre le taux d'incidence des méningites à méningocoque déclarées dans la plaine du Diamaré de 2000 à 2006 et l'humidité, les températures et les jours de brume sèche dense. Il existait une corrélation négative significative entre l'humidité et le taux d'incidence mensuel des méningites à méningocoque ($R=-0,49$). Par contre, on note une forte corrélation positive entre ce taux et les températures ainsi que les jours de brume sèche, avec respectivement un coefficient de corrélation de 0,66 et 0,51.

Coefficients de corrélation linéaire entre le taux d'incidence des méningites à méningocoque et certains paramètres météorologiques.

Tableau 3

	Incidence	Humidité	Température	Jours Brume
Incidence	1	-0,49	0,66	0,51
Humidité	-0,49	1	-0,01	-0,96
Températures	0,66	-0,01	1	0,03
Jours de Brume	0,51	-0,96	0,03	1

4. Analyse

4.1. Distinction entre années et périodes épidémiques (2000-2006)

Les résultats présentés ont révélé qu'au cours de la période 2000-2006, la plaine du Diamaré a connu deux grandes épidémies de méningites à méningocoque en 2001 et 2005. Un nombre important d'individus a développé la maladie. Au cours des autres années, les épidémies ont eu une ampleur plus faible, ce qui fait penser au caractère cyclique des méningites à méningocoque dans la région (Biron, 1969, cité par Ndembiyembe, 1980), mais à quelle amplitude ? Nos résultats attestent que l'incidence

des méningites à méningocoque a été forte entre trois années, ce qui rejoint les observations faites précédemment (Kenfack *et al.*, 2008). Par ailleurs, la période épidémique a été comprise entre janvier et mai, avec une forte intensité en mars et avril dans la région, c'est-à-dire au moment où les conditions atmosphériques sont favorables à la migration des méningocoques dans le sang à la suite des microfissures du rhinopharynx des personnes non immunisés ou ayant perdus leur immunité, comme observé en Afrique de l'Ouest (Besancenot *et al.*, 2004).

4.2. Rythmicité des épidémies en fonction des conditions climatiques

L'analyse associant les températures, l'humidité relative et le nombre de jours de brume sèche dense comme étant des facteurs de risque dans la survenue et la diffusion de la méningite a été confirmé dans l'ensemble. Pour chaque période épidémique, nous avons noté une baisse importante de l'humidité relative et une hausse de température et du nombre de jours de brume sèche dense. Cela correspond à la période de l'année où le front intertropical (FIT) se trouve en dessous de 10°N et que toute la région est balayée par le flux d'harmattan, vent chaud, sec et poussiéreux qui souffle vers le sud en provenance du Sahara, en moyenne entre la fin novembre et le milieu du mois de mars. Chargé de poussières et de sables (fines particules de 0,5 à 10 millièmes de centimètres), il peut obscurcir l'atmosphère durant plusieurs jours, favorisant ainsi les épidémies de méningite dans les pays sahéliens, notamment au Burkina Faso, au Mali et au Niger. En effet, en fragilisant les muqueuses, les poussières favorisent le passage du méningocoque dans le sang (Tougordi, 1984).

5. Discussion

Cette étude de cas confirme que le Cameroun, notamment sa partie au dessus du 10°N, fait partie de la « *ceinture méningitique* » définie entre les isohyètes 300 et 1100 mm par Lapeysonnie (1963). Elle constate aussi une incidence moindre de la maladie sur les populations par rapport aux pays voisins de l'Afrique de l'ouest (Niger, Burkina-Faso, Mali). Mais faut-il généraliser le cas de la plaine du Diamaré à toute la bande sahélienne camerounaise pour établir une comparaison avec les autres pays de la ceinture sahélienne ? Cela demeure difficile car les biais dans la notification des cas dans les centres de santé ainsi que leur archivage, la réticence d'une couche de la population locale aux soins de santé moderne, le calcul des taux d'incidence à partir des estimations de la population, laissent penser que les méningites à méningocoque restent sous évaluées dans cette région. Il est donc nécessaire d'étendre les études à toute la bande sahélienne camerounaise et même au-delà (vers le sud du pays) puisque des hypothèses soulignent l'extension de la maladie hors de la sa « *ceinture* » d'origine (Fonkoua *et al.*, 2002).

La forte incidence des méningites à méningocoque pendant les mois de février à mai alors que l'humidité relative est faible, les températures élevées et que l'air est chargé de particules, laisse entrevoir le rôle que peut jouer la variabilité ou le changement des conditions atmosphériques sur les facteurs pathologiques. Cependant, les données à la fois cliniques et climatiques disponibles ne permettent pas encore une analyse précise des corrélations, car d'autres paramètres climatiques peuvent aussi avoir une influence sur la pathologie. En fait, la survenue et la diffusion d'épidémies de méningites à méningocoque sont multifactorielles (Mbaye *et al.*, 2004 ; Sultan *et al.*, 2004 ; Jackou-Boulama *et al.*, 2005). Il conviendrait alors d'utiliser une approche systémique qui, au-delà du climat, prendrait en compte la souche virulente, la population réceptive, le cadre et les conditions de vie.

Conclusion

En définitive, la baisse de l'humidité relative, le relèvement des températures, la présence dans l'air de fines particules de poussières (manifestée par la brume sèche) ont constitué les conditions propices aux épidémies de méningites à méningocoque dans la plaine du Diamaré au cours de la période 2000-2006. Les corrélations fortes à la fois négative (humidité) et positive (températures, brume sèche) laissent penser que le suivi de ces paramètres peut contribuer à la mise en place d'un système d'alerte aux épidémies de méningites à méningocoque à l'échelle locale ; mais dans quelle proportion ? Ce seuil est encore difficile à déterminer lorsqu'on sait l'imbrication des échelles dans l'analyse des phénomènes climatiques et surtout d'autres facteurs, difficilement mesurables, qui interviendraient eux aussi dans les épidémies.

Bibliographie

- Besancenot J.-P., Mboko M., Oke P.C., 1997: Weather conditions and cerebrospinal meningitis in Benin (Gulf of Guinea, West Africa). *Eur. J. Epidemiol.*, **13**, 807-15.
- Besancenot J.-P., Handschuumancher P., Ndione J.A., Mbaye I., Laaidi K., 2004 : Climat eau et santé au sahel oust africain. *Sécheresse*, **15**(3), 233-241.
- CIA World Factbook, 2009 : <http://www.indexmundi.com/g/g.aspx?c=cm&v=24&l=fr>
- Dutertre J. et Alary J.-C., 1973 : Essai d'élaboration d'un modèle épidémiométrique pour la méningite. *Médecine Tropicale*, **33**(2), 105- 115.
- IRD, 2005 : *Conception et mise en œuvre de systèmes multi-agents en épidémiologie : Climat et société dans l'apparition et de la diffusion de la méningite au Sénégal (le cas de Niakhar)*. <http://www.ur079.ird.fr/programmes/projets/LV/fichiers/biblio-senegal.html>, 4 pages.
- Fonkoua M.C., Mohamed-Ker T., Nicolas P., Cunin P., Alonso J.M., Bercion R., Musi J., Martin M.V. 2002 : Recent increase in meningitis caused by Serogroup A and W135 in Yaoundé, Cameroon. *Emerging infectious diseases*, **35**(2), 327-329.
- Jackou-Boulama M., Michel R., Ollivier L., Meynard J.B., Nicolas P., et Boutin J.P., 2005 : Corrélation entre la pluviométrie et la méningite à méningocoque au Niger. *Médecine Tropicale*, **65**, 329-333.
- Kemche J., 1991 : *Crises climatiques récentes et réactions politiques nationales dans le domaine agricole : Le cas du Cameroun*. Mémoire de Maîtrise, Université de Yaoundé I, 84 pages.
- Kenfack Takougang T., Tsalefac M. et Zaninetti J.M., 2008 : Variabilité climatique, environnement et méningite cérébrospinale en milieu sahélien du nord Cameroun. XXI^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie : « *Climat et risques climatiques en Méditerranée* », Montpellier, 9-13 septembre 2008, 373- 378.
- Lapeysonnie L., 1963 : La méningite cérébrospinale en Afrique. *Bulletin OMS*, **28**(suppl. 1), 3-114.
- Mbaye I., Handschumacher P., Philippe J. Chippaux J.P., Diallo A., Ndione J.A., Patrice P., 2004 : Influence du climat sur les épidémies de méningite à méningocoque à Niakhar (Sénégal) de 1998 à 2000 et recherche d'indicateurs opérationnels en santé publique. *Environnement, Risques & Santé*, **3**(4), 219-26.
- McMichael A.J., Campbell-Lendrum D.H., Corvalán C.F., Ebi K.L., Githeko A.K., Scheraga J.D., Woodward A. 2003: *Climate change and health: Risks and responses*. Editors WHO, WMO, UNEP, Geneva, 322 pages.
- Ndembiyembe F., 1980. *Contribution à l'étude de la méningite purulente de l'enfant*, Université de Yaoundé I, thèse de doctorat en médecine, 58 pages.
- OMS (2000). « *Détecter une épidémie de méningocoque dans les pays à forte endémicité en Afrique, Recommandations de l'OMS* ». *REH*, 2000, **75**, 306-309.
- Remy G., 1982 : Etudes épidémiologiques et approches géographiques des maladies en Afrique tropicale. Mélange pour un dialogue. *Cahiers d'Etudes Africaines*, **22**(85-86), 9-12.
- Safaïssou S., 1977 : *Influence des facteurs météorologiques sur la morbidité méningitique en zone sahélienne : exemple de Maroua (Nord-Cameroun)*. Université de Yaoundé I, CUSS, Thèse de doctorat en médecine, 41 pages.
- Suchel J.-B., 1988 : *Les climats du Cameroun*. Thèse de doctorat d'état, 4 tomes, Université de Saint-Étienne, 1187 pages + atlas.
- Sultan B., Labadi K., Beltrando G., Janicot S., 2004 : La méningite à méningocoque au Mali et la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest. *Environnement, Risques & Santé*, **3**, 21-32.
- Thomson M.C. Molesworth A.M., Djingarey M.H., Yameogo K.R., Belanger F. 2006: Potential of environmental models to predict meningitis epidemics in Africa. *Tropical Medicine and International Health*, **11**(6), 781-788.
- Tougordi A., 1984 : *Etude descriptive d'une épidémie de méningite cérébrospinale dans les départements du Diamaré et de Kaélé : aspects cliniques, épidémiologiques et résultats thérapeutiques*. Université de Yaoundé I, CUSS, Thèse de doctorat en médecine, 175 pages.
- Trotter C.L., Greenwood B.M., 2007: Meningococcal carriage in the African meningitis belt. *Lancet Infect. Dis.*, **7**(12), 797-803.

CANICULE A PARIS ET CHANGEMENT CLIMATIQUE: APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE DE LA VULNERABILITE ET DE L'ADAPTATION

MIREILLE LAUFFENBURGER¹, J. DESPLAT², R. KOUNKOU-ARNAUD³, J.-L. SALAGNAC⁴, J. BIGORGNE⁵

¹ et ⁴: Centre Scientifique et Technique du Bâtiment, 4 av. du Recteur Poincaré, 75782 Paris Cx 16
Email : mireille.lauffenburger@cstb.fr, jean-luc.salagnac@cstb.fr

² et ³: Météo-France (Bureau d'Etudes et de Climatologie), 2 avenue Rapp 75340 Paris Cx 07
Email : julien.desplat@meteo.fr, raphaelle.koukou@meteo.fr

⁵: Atelier Parisien d'Urbanisme, 17 boulevard Morland 75181 Paris Cx 04
Email : bigorgne@apur.org

Résumé: Le projet EPICEA (Etude Pluridisciplinaire des Impacts du Changement climatique à l'Echelle de l'Agglomération parisienne) est un projet de recherche mené conjointement par Météo-France, le CSTB (Centre Scientifique et Technique du Bâtiment) et la Mairie de Paris. Les objectifs de travail du projet EPICEA ont été organisés en trois volets : le premier sur l'évolution du climat urbain dans la perspective du changement climatique, le deuxième sur l'étude particulière de la situation extrême de la canicule 2003 et le troisième sur le lien entre les caractéristiques du tissu urbain (géométrie, matériaux, ...) et le climat urbain. Les recherches ont ainsi pour finalité d'établir des relations quantitatives entre l'aménagement d'un territoire, son climat urbain et les facteurs associés aux risques sanitaires, afin d'intégrer les enjeux du climat urbain dans les différents moyens d'intervention sur la ville.

Mots-clés : Désagrégation d'échelles, agglomération parisienne, changement climatique, îlot de chaleur urbain, canicule.

Abstract: Heat waves in Paris and climate change: multidisciplinary approach of vulnerability and adaptation. The EPICEA project is a joint collaboration between the City of Paris, the French Meteorological Office (Meteo-France) and the Building and Scientific and Technical Centre (CSTB) to quantify the impact of climate change over the city of Paris as well as the influence of building on urban climate and on adaptation strategy. A first goal is to evaluate the evolution of the urban climate of Paris and its area with regard to climate change. A second goal is to realize a precise analysis of the 2003 heat-wave over Paris using a meso-scale atmospheric model and a specific urban surface scheme. The ultimate goal is to assess the climatic impacts during heat-wave periods that could result from actions on urban parameters (geometry, radiative characteristics of surface...). This information will allow the mapping of heat-wave vulnerability.

Keywords: Downscaling, Paris area scale, climate change, urban heat island, heat-wave.

Introduction

Une manière d'évaluer les impacts du changement climatique à grande échelle est d'étudier avec précision un événement météorologique rare qui s'est déjà produit sur la zone d'intérêt et qui deviendrait plus fréquent dans les décennies à venir. Le cas des événements de chaleur extrême répond à cette problématique. En effet, les scientifiques du GIEC s'accordent sur le fait que les épisodes de vagues de chaleur seraient plus fréquents à l'horizon de la fin du XXI^{ème} siècle (IPCC, 2007). Dans cette optique, le projet EPICEA (Etude Pluridisciplinaire des Impacts du Changement climatique à l'Echelle de l'Agglomération parisienne) se consacre à une analyse fine des poches de chaleur et des canicules auxquelles sont généralement associés des facteurs de risques sanitaires. En effet, lors de l'épisode caniculaire du 8 au 13 Août 2003, la surmortalité la plus élevée au niveau national a été observée à Paris (InVS, 2004a).

1. Présentation du programme de recherche EPICEA

Le projet EPICEA (Etude Pluridisciplinaire des Impacts du Changement climatique à l'Echelle de l'Agglomération parisienne) entre parfaitement dans un contexte de stratégie d'adaptation des zones

urbaines aux impacts d'une canicule. Financé par la Mairie de Paris, ce projet propose une approche tout à fait novatrice en la matière car il a pour objectif à la fois d'établir des relations quantitatives entre l'aménagement d'un territoire et de son climat associé et d'évaluer la vulnérabilité d'une grande agglomération comme Paris à une évolution du climat urbain dans la perspective du changement climatique. Prévu sur une durée de trois ans (2008 à 2010), ce projet fait intervenir deux organismes publics, le CSTB (Centre Scientifique et Technique du Bâtiment), spécialiste du bâtiment notamment dans ses relations avec l'environnement et le climat, et Météo-France, acteur important dans la recherche sur le changement climatique et la modélisation de la météorologie urbaine. Les objectifs de travail du projet EPICEA ont été organisés en trois volets : le premier sur l'évolution du climat urbain dans la perspective du changement climatique, le deuxième sur l'étude particulière de la situation extrême de la canicule 2003 et le troisième sur le lien entre l'urbanisme et le climat urbain.

La problématique mise en avant est de montrer comment l'agglomération parisienne peut s'adapter face à l'aléa canicule dans la perspective d'une nouvelle donne climatique et comment la vulnérabilité de certaines zones urbaines sera révélée. La modification la plus notable du climat urbain par l'urbanisation est l'apparition de températures plus élevées dans la partie centrale des agglomérations, formant un îlot de chaleur urbain décroissant du centre vers la périphérie (Escourrou, 1991 ; Cantat, 2003 ; Charabi, 2000). L'objectif du projet est d'établir les liens entre l'aménagement du territoire, la climatologie urbaine et les facteurs associés aux risques sanitaires, notamment l'augmentation de la surmortalité lors d'épisodes caniculaires (InVS, 2004a et 2004b ; Schär *et al.*, 2004 ; Besancenot, 2002 ; Basu et Samet, 2002). Les recherches ont ainsi pour finalité d'établir des relations quantitatives entre l'aménagement d'un territoire, l'occupation du sol (bâti, voirie, espace vert, ...), son climat urbain et des facteurs associés aux risques sanitaires, afin d'intégrer les enjeux du climat urbain dans les différents moyens d'intervention sur la ville.

2. Méthodologie : vers une modélisation du climat urbain à l'échelle de l'agglomération parisienne

Le premier volet de ce projet est de quantifier l'évolution du climat urbain de Paris dans la perspective du changement climatique. Dans cet objectif, sont utilisées les projections sur l'évolution du climat issues des simulations du modèle global ARPEGE-Climat dans sa version étirée, développé au Centre National de Recherche Météorologique (CNRM) de Météo-France (figure 1).



Figure 1. Modèle numérique climatique global : exemple d'ARPEGE-Climat (Résolution de 50km sur l'Europe occidentale et de 450 km sur le Pacifique Sud) (Source : Météo-France).

Les couverts urbains sont à l'origine de processus radiatifs, thermiques et énergétiques très différents des milieux naturels. Ces processus sont liés aux propriétés des matériaux urbains et à la géométrie tridimensionnelle d'une ville. Celle-ci génère par exemple un piégeage des rayonnements qui est à l'origine de l'îlot de chaleur « urbain » (Pigeon *et al.*, 2008). De ces processus de très fine échelle dérivent des modifications de l'atmosphère à l'échelle locale et régionale.

Or, les projections climatiques de résolution spatiale de 50 km sur la France ne permettent pas de simuler une évolution du climat à l'échelle d'une agglomération. Notre but est ainsi de proposer une simulation plus pertinente à l'échelle régionale que celle affichée par un modèle climatique à l'échelle globale (Lauffenburger, 2007). Identifier les impacts du changement climatique à très fine échelle requiert donc des techniques de descente d'échelle. Dans ce projet, les techniques de descente d'échelle retenues sont celles « par types de temps » (Boé, 2006) et « quantile-quantile » (Déqué, 2007). Météo-France a ainsi mis au point le schéma de surface du modèle Town Energy Budget (TEB) (Masson, 2000) (figure 2) pour la ville, dédié à la paramétrisation des échanges d'énergie et d'eau entre les surfaces bâties et l'atmosphère et le schéma de surface ISBA (Interaction Sol Biosphère

Atmosphère), pour les zones naturelles. La validation de TEB a été menée à travers plusieurs campagnes de mesures : ESCOMPTE (Cros *et al.*, 2002) sur la ville de Marseille, CAPITOU (Hidalgo *et al.*, 2007) sur la ville de Toulouse et ESQUIF (Etude et Simulation de la Qualité de l'air en Ile de France) (Menut *et al.*, 2000) sur la ville de Paris. TEB représente la ville de manière théorique, avec une représentation d'un canyon urbain dans lequel est modélisée l'évolution temporelle de la température de la rue, des murs et des toits. Notre approche repose sur l'association entre la modélisation numérique de l'atmosphère et du climat de la ville.

Les deux modèles de surface TEB et ISBA sont forcés par le système SAFRAN (Quintana Segui *et al.*, 2007), qui procède à une analyse du forçage atmosphérique par zones géographiquement et climatiquement homogènes, en utilisant à la fois des observations et des analyses de modèles opérationnels de Météo-France avec une résolution de 8km. Le système SAFRAN est un schéma d'analyse permettant d'interpoler sur une grille huit paramètres météorologiques (température à 2m, humidité à 2m, vent à 10m, rayonnements infrarouge et visible, précipitations liquides et solides et nébulosité) au pas de temps horaire.

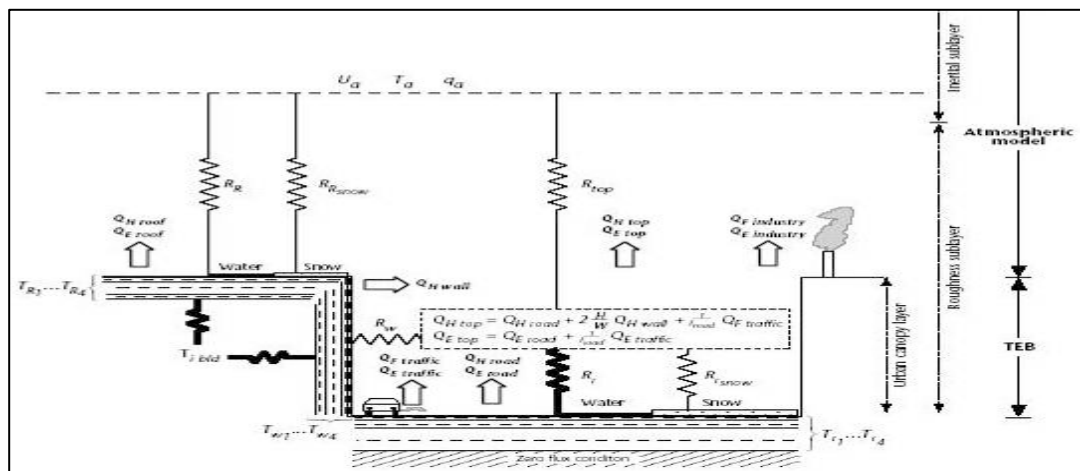


Figure 2. Le modèle de ville TEB pour les surfaces urbaines (Source: Masson (2000)).

La validation des sorties météorologiques des modèles est effectuée par la comparaison aux observations issues du réseau de stations météorologiques de Météo-France (123 stations dans la région Ile-de-France dont 11 stations dans Paris intra-muros) (figure 4). La cartographie d'occupation des sols des bases de données Corine Land Cover et Ecoclimap sont utilisées pour la représentation de la zone urbaine d'Ile-de-France.

Dans le cadre de ce volet, une première étape consiste à simuler le climat urbain actuel (1970-2007) en utilisant le modèle de ville Town Energy Balance (TEB) (Masson, 2000) forcés par les analyses SAFRAN (figure 3). Puis, dans la perspective du changement climatique, les simulations climatiques du modèle ARPEGE-Climat (2070-2100) sont intégrées dans le système SAFRAN-TEB-ISBA.

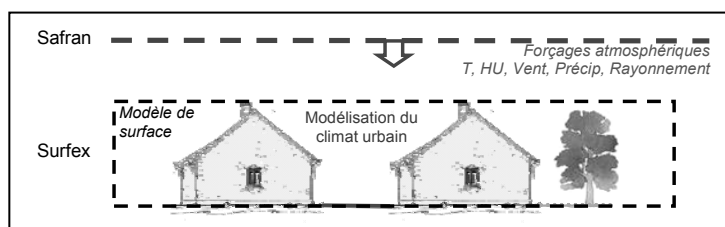


Figure 3. Simulations en mode forcé sur la région parisienne, avec le modèle de surface SURFEX incluant le modèle de ville TEB pour les surfaces urbaines sur de longues périodes de temps (Source : Météo-France)

Les valeurs des simulations des paramètres du modèle de ville TEB ainsi obtenues sont comparées à celles de la climatologie actuelle dans le but de quantifier les impacts du changement climatique à l'échelle de l'agglomération parisienne. Dans cette perspective, le deuxième volet du projet EPICEA se consacre particulièrement à une analyse fine de la canicule 2003, qui consiste en une simulation de la canicule à Paris durant la période du 8 au 13 Août 2003. Pour cette étude, le modèle TEB est aussi

utilisé comme schéma d'interface du modèle nonhydrostatique MesoNH (Lafore *et al.*, 1998), modèle de prévision numérique de temps de très fine échelle (~1km) utilisé à des fins de recherche. Cette association MesoNH/TEB a pour but d'obtenir une modélisation 3D des processus en ville, et en particulier de disposer d'un profil thermique dans le canyon urbain (Lemonsu et Masson, 2002). Les simulations avec les modèles numériques atmosphériques MesoNH et celles issues de TEB s'effectuent pour un maillage de 2 km de résolution, où la ville de Paris est configurée avec des paramètres urbains (largeur des rues, hauteur des bâtiments, types et propriétés des matériaux,...) uniformes. Pour simuler Paris en mode « ville réaliste », la base de données de l'Atelier Parisien de l'Urbanisme (APUR) du couvert urbain parisien est utilisée afin de décrire le cadre bâti et les espaces urbains. Ces modélisations, à très fine échelle (résolution de 250m), s'intéressent particulièrement au cadre bâti urbain, à la végétalisation de l'espace urbain et aux rejets de chaleur anthropique. L'objectif est d'établir pour la canicule de 2003 une cartographie de l'agglomération parisienne par l'utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG) en utilisant les résultats des simulations établies par Météo-France ainsi que les données de l'APUR relatives à l'espace urbain et de faire le lien avec la surmortalité observée liée à la vague de chaleur (Fouillet, 2007 ; Rey, 2007 ; InVS, 2004a).

3. Résultats préliminaires

Les recherches, dont les résultats sont prévus pour 2010, se proposeront d'apporter une aide à la prise de décision dans un contexte d'adaptation d'un territoire urbain, la région Ile-de-France face aux changements globaux. Un des aspects innovants de ce projet sera de contribuer à la quantification des relations entre les caractéristiques du cadre bâti et la météorologie urbaine, à la fois dans des conditions météorologiques théoriques, et à la fois sur un plan expérimental, en se plaçant dans les conditions de la canicule de 2003 (figure 4).

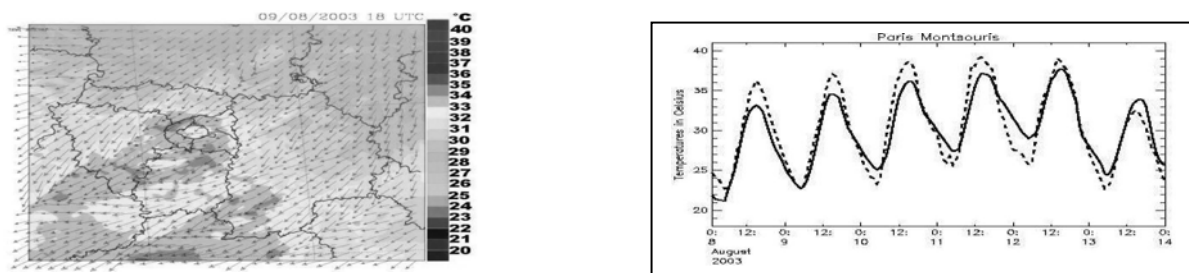


Figure 4. Simulation du phénomène de panache urbain le 9 août 2003 à 18UTC (Température à 2 m superposée au vent à 60 m) (taille du domaine : 180 x 180 km) (figure de gauche) et Comparaison des températures au pas de temps horaire du 8 au 14 août 2003 entre les observations issues de la station météorologique Paris-Montsouris (en pointillés) et les simulations réalisées avec le modèle MESO-NH couplé avec le schéma de ville TEB à la résolution de 2 km (en trait continu) (figure de droite) (Source: Météo-France)

Une forte collaboration avec l'APUR a permis d'établir une base de données du couvert urbain parisien à la résolution de 250m. Dans chaque maille (250m x 250m) sont représentés les facteurs urbains majoritaires : Surface végétale (figure 5), Hauteur des bâtiments, Surface de toiture et matériaux de couverture (zinc, tuile, terrasse, ardoise), Surface de voirie, Surface d'eau. L'objectif est d'établir une cartographie de l'agglomération parisienne par l'utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG) (figure 6).

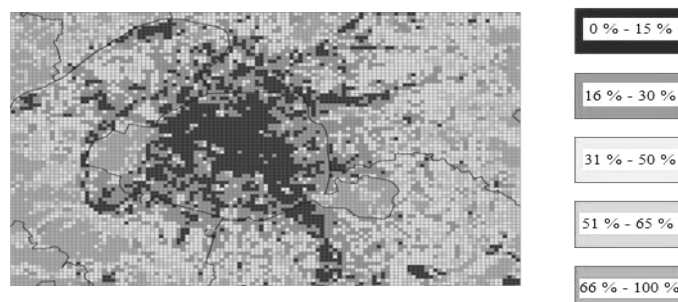


Figure 5. Configuration « ville réaliste », simulation retenue pour le paramètre : surface végétale, issue de la base de données relative à l'espace urbain de l'APUR (taille d'une maille : 250 x 250 m) (Source : APUR)

Les modélisations envisagées dans le troisième volet du projet concernent les modifications du climat urbain liées à quelques situations possibles d'évolution de la ville de Paris. Le schéma de ville TEB est utilisé en mode « forcé », en appliquant des conditions météorologiques moyennes correspondant au climat parisien durant 25 ans (1971-2007). Chaque modélisation de ville est configurée avec des paramètres urbains (largeur des rues, hauteur des bâtiments, types et propriétés des matériaux,...) uniformes. Ces modélisations s'intéressent particulièrement aux matériaux de construction, à la végétalisation de l'espace urbain et aux rejets de chaleur anthropique mais n'aborderont pas la question de la géométrie urbaine, celle-ci étant relativement figée au sein de Paris. Des modélisations ont permis de mettre en évidence le rôle des différents facteurs évoqués précédemment dans la formation du climat urbain, et d'apprécier quantitativement l'action sur différents leviers urbains susceptibles d'influencer le climat urbain parisien (albédo des toits, espaces verts, ...) (Colombert, 2008).

Le projet consistera à mettre en avant les paramètres urbains et climatologiques les plus influents sur les facteurs de risques sanitaires comme la température extérieure. Il envisagera ainsi d'identifier des possibilités d'actions en établissant un diagnostic de la vulnérabilité d'une grande agglomération comme Paris à une évolution du climat urbain face au changement climatique. Des indicateurs de vulnérabilité de l'impact de l'aménagement du territoire face à l'évolution du climat urbain seront dégagés (figure 6) :

- indicateurs relatifs à la surmortalité (données de l'InVS et de l'Inserm (CépiDc))
- indicateurs météorologiques (données de Météo-France)
- indicateurs relatifs à l'espace urbain (données de l'APUR) et au cadre bâti (données du CSTB)

L'objectif est de réaliser la combinaison d'indicateurs de vulnérabilité les plus pertinents lors de vagues de chaleur extrêmes dans un environnement urbain dense par l'utilisation d'un SIG.

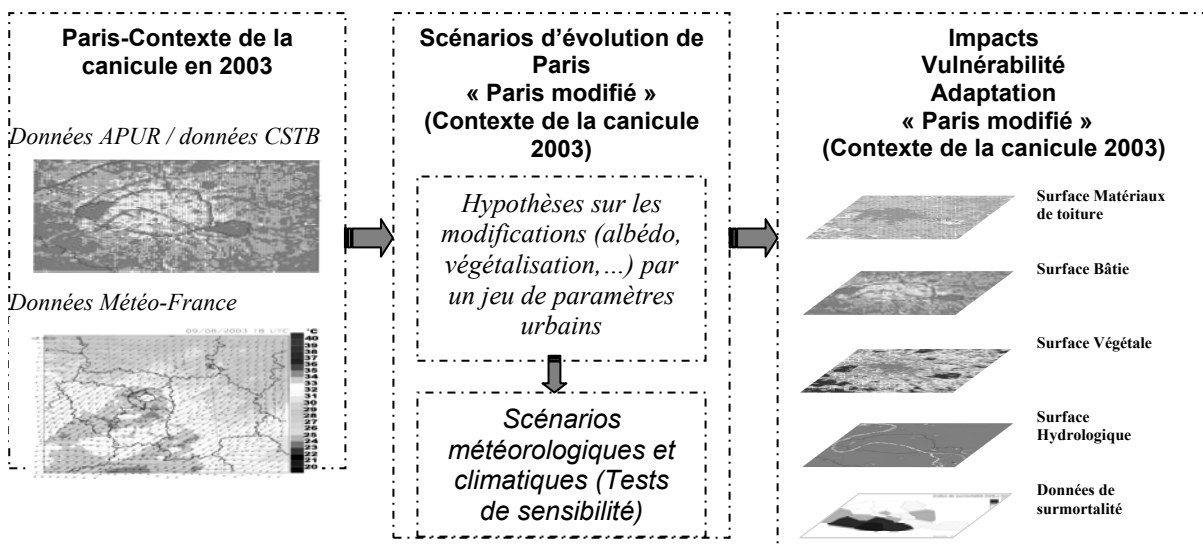


Figure 6. Représentation schématique d'une approche de la modélisation de la canicule de 2003 à Paris et des études d'impact et de vulnérabilité (Source : Météo-France, APUR, CSTB, Inserm)

Conclusion

Le projet EPICEA proposera d'évaluer la vulnérabilité d'une grande agglomération comme Paris à une évolution du climat urbain dans la perspective du changement climatique, et d'établir des relations quantitatives entre l'aménagement d'un territoire et de son climat associé. Cette approche aura l'intérêt de mettre en avant les influences météorologiques des paramètres urbains et permettra un diagnostic des zones de l'agglomération parisienne les plus vulnérables pour les risques sanitaires face à l'aléa canicule par l'analyse rétrospective des retours d'expérience de l'épisode caniculaire de 2003. En produisant des indicateurs quantitatifs de l'impact des caractéristiques du tissu urbain sur la météorologie, le projet déterminera ainsi des leviers d'actions urbains dans une optique de stratégies d'adaptation des zones urbaines aux impacts d'une canicule.

Bibliographie

- Basu R., Samet J-M., 2002: Relation between elevated ambient temperature and mortality: a review of epidemiologic evidence. *Epidemiology Rev.*, **24** (2), 190-202.
- Besancenot J-P, 2002 : Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines, *Environnement, Risques et Santé*, **1**, n°4.
- Boé J. *et al.*, 2006 : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *Journ. of Geophysical Research*, **111**, 20 p.
- Cantat O., 2004: L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps, *Norois*, **191**, 75-102.
- Charabi Y., 2000 : L'îlot de chaleur urbain de la métropole lilloise: mesures et spatialisation. Thèse de doctorat, Université de Lille, 247 p.
- Colombert M., 2008 : Contribution à l'analyse de la prise en compte du climat urbain dans les différents moyens d'intervention sur la ville, Thèse de doctorat, Université Paris-Est, 537 p.
- Cros B., P. Durand , E. Frejafon, C. Kottmeier, P.E. Perros, V-H. Peuch , J.L. Ponche, D. Robin, F. Saïd G. Toupance, H. Wortham, 2004: The ESCOMPTE program : an overview. *Atmospheric research*; **69** (3-4) : 241-279.
- Déqué M., 2007: Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values, *Global and Planetary Change*, **57**, 16-26.
- Escourrou G., 1991: *Le climat et la ville*. Nathan Université, 192 p.
- Fouillet A., 2007 : Surmortalité liée aux vagues de chaleur : la modélisation des variations spatio-temporelles de la mortalité en fonction des caractéristiques climatiques. Thèse de doctorat, Université Paris XI, 246 p.
- Hidalgo J., Pigeon G. et Masson V., 2007: Urban breeze circulation during the Capitoul experiment : Experimental data analysis approach. *Meteorology ans Atmospheric Physics*, accepté pour publication.
- InVS, 2004a: Etude des facteurs de risque de décès des personnes âgées résidant à domicile durant la vague de chaleur d'août 2003, rapport d'étude, InVS – CépiDc, 165 p.
- InVS, 2004b : Vague de chaleur de l'été 2003 : relations entre températures, pollution atmosphérique et mortalité dans neuf villes françaises, rapport d'étude, InVS, 44 p.
- IPCC, 2007: Climate Change, Working Group I Report « the Physical Science Basis », WMO – UNEP, Geneva, 210 p.
- Lafore *et al.*, 1998: The MésoNH atmospheric simulation system. Part1: Adiabatic formulation and control simulation. *Annales Geophysicae*, **16**, 90-109.
- Lauffenburger M., 2007: *Estimation du réchauffement climatique dans le sud-est de la France à l'est du Rhône à la fin du XXIème siècle (2071-2100)*, Thèse de Doctorat, Géographie, Mention climatologie, Université Aix-Marseille1, 294 p.
- Lemonsu, A. et Masson V., 2002: Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Boundary Layer Meteorology*, **106**, 463-490.
- Masson, V., 2000: A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric models. *Bound.-Layer Meteor.*, **94**, 357-397.
- Menut L, Vautard R, Flamant C., 2000: Measurement and modeling of atmospheric pollution over the Paris area. The ESQUIF project. *Annales physicae* ; **18**(11) : 1467-1481.
- Pigeon G., lemonsu A., Masson V. et Hidalgo J., 2008 : De l'observation du microclimat urbain à la modélisation intégrée de la ville. *La Météorologie*, **62**, 39-47.
- Quintana Segui P., Le Moigne P., Durand Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L., Morel S., 2007 : Analysis of near surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology*.
- Rey G., 2007 : Surmortalité liée aux vagues de chaleur: facteurs de vulnérabilité sociodémographiques et causes médicales de décès. Thèse de doctorat, Université Paris XI, 206 p.
- Schär C., PL Vidale, D. Lüthli, C. Frei, C. Häberli, M-A Liniger et A. Appenzeller, 2004 : The role of increasing temperature variability in European summer heat-waves, *Nature*, **6972**, 332-336.

L'ANALYSE STATISTIQUE DU REGIME DES VENTS DANS LA DEPRESSION GIURGEU

ZS. MAGYARI-SÁSKA, ŞT. DOMBAY

*Babeş-Bolyai Université Cluj, Détachement Universitaire Gheorgheni
535500 Gheorgheni, Str. Gărdina Csíky nr. 53, Roumanie
e-mail: zsmagyari@gmail.com, dombay.istvan@gmail.com*

Résumé : *L'actualité de cette recherche est donnée d'une part par des défrichements incontrôlés dans les années 1990, d'autre part à cause tempêtes qui ont lieu dans quelque localité de l'intérieur de la dépression. La recherche veut étudier les possibles modifications dans le régime des vents dans l'intervalle 1976 – 2000 à la station météorologique Joseni, et d'essayer d'estimer l'aléa représenté par ce phénomène pour les habitants de l'intérieur de la dépression. Les procédés utilisés ont été l'analyse statistique descriptive avec l'autocorrélation des valeurs et l'analyse fréquentielle dans les cas des valeurs maximales annuelles. En conclusion de nos recherches, nous pouvons affirmer que les habitants de la Dépression Giurgeu ne seront pas affectés par une intensification excessive du vent, tandis que les chablis dans les dernières années se sont produits au long de couloirs des vents locaux.*

Mots clés : *autorégression temporelle, analyse statistique, analyse fréquentielle, vent*

Abstract: *Statistical analysis of wind regime in Giurgeu Basin. The opportunity of this research is given by the existence of uncontrolled deforestation in the 1990s, on the other hand by reporting some stronger storms in some localities in the basin. The research proposed the study of the changes in the winds regime using the records at Joseni meteorological station for the 1976-2000 period, trying the hazard assessment of this phenomenon for the inhabitants of the basin. The methods used were both the descriptive statistical analysis including autocorrelation of values and frequency analysis of the annual maximum wind speeds. Based on the carried out research we can say that the people of Giurgeu Basin will not be affected by excessive intensification of wind speed and the forest losses in the past 10 years were produced most likely by local winds, at the edge of the basin, which is not dangerous for most settlements.*

Keywords: *temporal autoregression, statistical analysis, frequency analysis, wind*

1. Introduction

L'actualité de cette recherche est commandée d'une part par les défrichements forestiers non-controlés des années 1990, d'autre part par quelques tempêtes plus fortes signalées dans quelques localités à l'intérieur de la dépression. La recherche s'est proposée d'étudier les modifications éventuelles dans le régime des vents à partir des enregistrements faits pendant la période 1976-2000 à la station météorologique de Joseni, tout en essayant d'apprécier le risque représenté par ce phénomène pour les habitants de la dépression.

Ayant à disposition les valeurs maximales annuelles et la direction pour laquelle on a enregistré ces valeurs, la fréquence de la direction des vents et les valeurs moyennes annuelles, on a effectué plusieurs analyses statistiques pour déterminer s'il y a eu des intensifications dans la valeur maximale, moyenne aussi que dans le changement de direction dominante pour la période mentionnée.

Dans des études précédentes on a démontré (Magyari, Dombay, 2009) le fait que l'année la plus probable de changement était 1990, c'est pourquoi les analyses courantes s'appuient sur cette affirmation.

2. Méthodologies utilisées

Les recherches effectuées s'appuient autant sur l'analyse statistique descriptive que sur l'analyse de tendance en employant le test Mann-Kendall. La dénomination du test porte le nom de deux personnes car c'est Mann qui a défini le test (Mann, 1945) tandis que Kendall est celui qui a élaboré la statistique du test (Kendall, 1975). Dans la littérature spécialisée, on retrouve d'habitude deux autres tests non-paramétriques comme celui de Spearman rho et le test t. Quant au test Spearman de détection de la tendance, on a montré qu'il produit des résultats très proches des résultats du test Mann-Kendall (Yue

et. al., 2002). Le test t qui est basé sur la régression linéaire ne peut détecter que des tendances linéaires (Önöz, 2003).

En même temps, le fait que le test soit non paramétrique signifie qu'il ne suppose pas une certaine distribution étant plus robuste en comparaison avec les tests paramétriques (Önöz, 2003). En tenant compte du fait que dans cet article on étudie aussi les valeurs extrêmes et leur distribution généralement n'est pas celle normale (Castillo, 1988) supposée d'habitude par les tests paramétriques, on considère opportun l'emploi du test Mann-Kendall pour la détection de la tendance.

L'autre méthode utilisée pour apprécier l'évolution du régime des vents dans la dépression était l'analyse fréquentielle. L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction qui consiste à étudier les événements passés qui caractérisent un phénomène donné dans le but de définir les probabilités d'apparition d'une valeur donnée. Dans l'analyse fréquentielle à un événement extrême on associe une probabilité à laquelle correspondra une période de retour

$$T = \frac{1}{p}$$

où, T –période de retour, p – probabilité d'apparition

La période de retour ne permet pas d'identifier le moment où l'événement se produit mais elle caractérise la probabilité de l'occurrence de ce dernier. (Haidu, 2002). L'analyse fréquentielle a des lois différentes en fonction de la nature des données (continues et discrètes).

Pour réaliser les analyses fréquentielles, on a évalué plusieurs programmes d'ordinateur (Marques, 2007) en optant finalement pour le système statistique R puisque c'est un système très bien développé qui offre un langage de programmation propre. Cette situation est due à sa position de software gratuit avec développement de la part des tierces parties par des spécifications bien mises à point en offrant des tests d'adéquation et des modalités pour estimer les paramètres pour une large gamme de distributions.

L'appréciation sur l'exactitude des distributions testées pour ajuster la suite des valeurs peut être réalisée par l'emploi des tests Kolmogorov-Smirnov et/ou Anderson-Darling. Le résultat du test Kolmogorov-Smirnov est basé sur la plus grande différence entre la distribution analysée et la probabilité empirique tandis que le résultat du test Anderson-Darling, que nous employons dans nos recherches (Magyari, 2007) tient compte de toutes les différences entre les deux distributions. Un autre avantage de ces tests est l'indépendance par rapport à la distribution.

3. Analyses effectuées

3.1. L'analyse statistique descriptive

En analysant la répartition des fréquences sur différentes directions géographiques, on remarque une prépondérance de la direction occidentale, ce qu'on retrouve dans la littérature de spécialité aussi (Seer, 2004, Schreiber, 1987). C'est la seule direction pour laquelle à une observation visuelle on peut apprécier une tendance.(figure1).

Même si en pourcentage les vents soufflent avec prépondérance de la direction occidentale, sous l'aspect des valeurs moyennes on voit apparaître un équilibre de la situation (figure 2) ce qui pourrait signifier soit qu'on puisse s'attendre à des rafales puissantes de vent soit que la vitesse des vents de la direction de l'ouest présente une distribution bimodale.

Pour examiner ces possibilités, on a analysé la fréquence des directions pour les valeurs maximales annuelles et on a abouti à la conclusion que la deuxième solution est plus plausible, de la direction occidentale on a une fréquence moyenne de 14% (figure 3) mais la vitesse de ces vents dans la plupart des cas n'est pas significative.

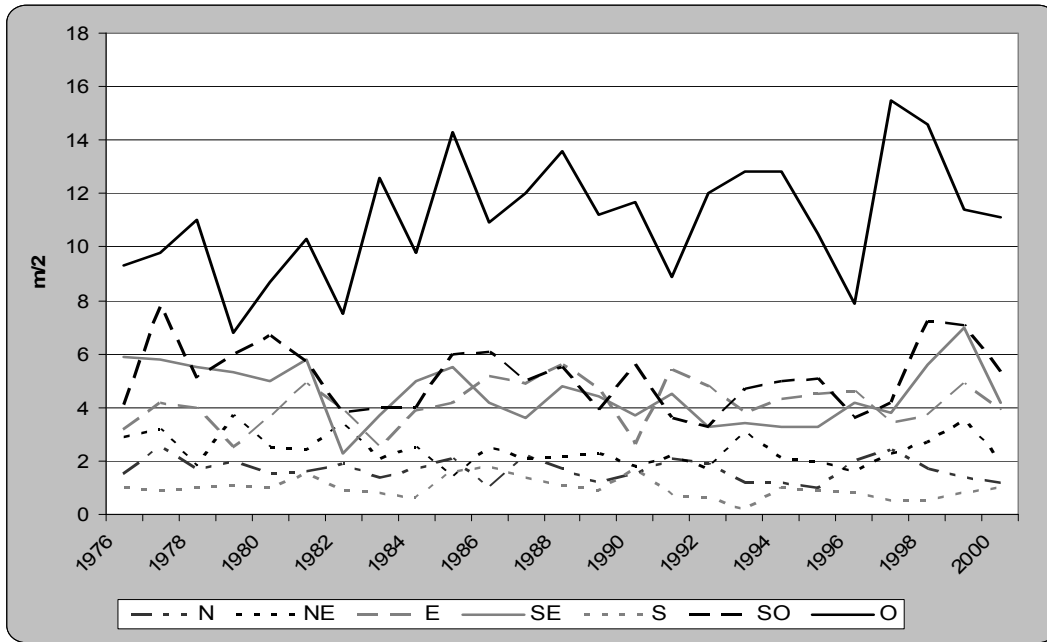


Figure 1. L'évolution du pourcentage de la fréquence des directions de vent

En ce qui concerne l'évolution du phénomène dans l'avenir, on a réalisé une étude de corrélation entre la pondération de la direction et la vitesse moyenne par direction, ce qui par les valeurs basses obtenues a confirmé le fait qu'il n'y a aucune relation entre les deux suites. En étudiant aussi la corrélation des valeurs maximales annuelles et la pondération de la fréquence dans la direction de manifestation du phénomène, on trouve une seule valeur de 0,41, qu'on ne peut pas considérer comme preuve de quelque liaison phénoménologique. Mais en étudiant séparément la période antérieure à 1990 et celle d'après 1990, on peut remarquer une valeur de corrélation assez élevée de 0,71 pour la direction occidentale avant 1990 et une valeur infime de -0,03 pour la période suivante. Cette observation pourrait nous mener à la conclusion qu'après 1990 il y a eu un changement du régime, et que l'affirmation selon laquelle plus s'accroît la fréquence plus s'accroît la probabilité d'apparition des rafales plus fortes n'est pas forcément exacte.

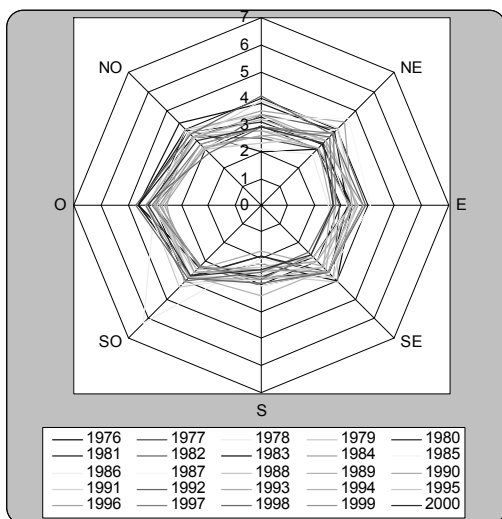


Figure 2. L'Évolution des vitesses moyennes des vents par directions

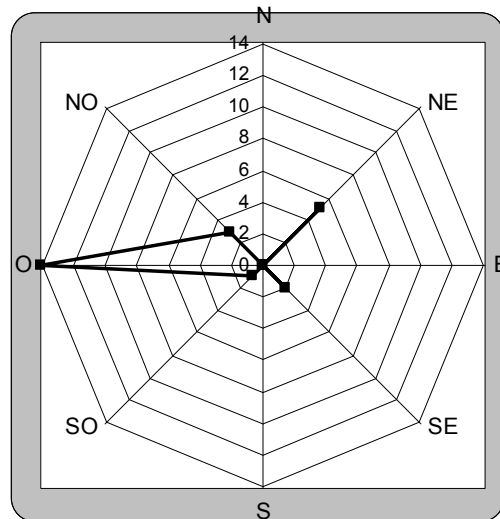


Figure 3. La fréquence de distribution des valeurs maximales annuelles par directions

Du moment que les vitesses maximales ont des limites différentes sur différentes directions cette étude n'a pu être élargie de manière unitaire ne tenant pas compte des directions. Les autres directions

étant pourtant présentes à deux ou trois occasions seulement le calcul de corrélations n'aurait pas eu de sens.

En analysant par la suite les valeurs maximales annuelles, on a essayé de déterminer une autocorrélation temporelle de rang variable, en remarquant à certains moments de temps des valeurs proches de 0,5 suivies par une diminution continue de ces valeurs. Dans la suite des autocorrélations on a identifié deux valeurs maximales locales qui déterminent trois périodes de longueur variable. En considérant que ces maxima locaux des corrélations représentent en même temps une périodicité à période variable, on a calculé aussi la corrélation des termes dans des périodes communes en remarquant des valeurs de fortes corrélations même dans la situation où l'année de commencement n'est pas confirmée (tableau 1).

L'autocorrélation temporelle des périodes délimitées

Tableau 1

	1977-1980	1981-1988	1989-1992
1977-1980	1	0,99	0,68
1981-1988	0,99	1	0,72
1989-1992	0,68	0,72	1

Il est probable que, ayant une suite plus longue, on pourrait réaliser une décomposition en séries de Fourier des valeurs maximales. Bien que cette analyse n'ait pu être réalisée faute de données sur une période suffisamment longue, on a réalisé l'analyse de tendance et de fréquence.

3.2. L'Analyse de tendance

Comme nous avons signalé dans l'introduction, on a employé pour l'analyse de tendance le test Mann-Kendall. Les résultats de la valeur p du test pour la vitesse maximale moyenne, l'évolution de la fréquence par différentes directions, l'évolution de la vitesse moyenne par différentes directions, celle du calme atmosphérique tant pour toute la période que pour les deux sous-périodes définies par l'année de séparation, tous sont compris dans le tableau ci-joint (tableau 2).

Les valeurs de l'indicateur p du test Mann-Kendall

Tableau 2

	Fréquences			Vitesses maximales		
	Toute la période	Avant 1990	Après 1990	Toute la période	Avant 1990	Après 1990
N	0.28	0.58	0.58	0.96	0.37	0.57
NE	0.16	0.15	0.39	0.22	0.007	0.63
E	0.33	0.03	1	0.81	0.18	0.23
SE	0.04	0.01	0.15	0.003	0.03	0.01
S	0.05	0.69	0.81	0.57	0.01	0.23
SO	0.54	0.37	0.18	0.17	0.5	0.38
O	0.02	0.03	0.81	0.17	0.39	0.75
NO	0.25	0.02	0.003	0.003	0.34	0.21

En ce qui concerne la distribution des fréquences, on remarque l'absence de tendance pour les directions N, NE, SO pour toute la période de même que pour les deux sous-intervalles de temps. Dans le cas des autres directions à l'exception de la direction NO, la tendance est absente pour la période après 1990, même si avant cette année elle a existé (ex. E, SE, O). L'observation est en corrélation avec celle qu'on a mentionné à la corrélation des vitesses maximales par directions avec le pourcentage de la distribution de la fréquence par directions. Il n'existe donc pas une homogénéité de la fréquence pour toute la période pour les directions E, SE, S, O, N et NO. La liste contient exactement ces directions-là (O, NO, SE) dans lesquelles on trouve les plus fréquentes intensifications du vent.

Pour l'évolution de la vitesse maximale sur toute la période, on remarque une tendance mais sur les deux sous-périodes, celle-ci disparaît. Pourtant ces observations doivent être analysées de manière

visuelle aussi puisque seulement l'existence de certaines tendances de différentes directions peut rendre plausible un changement de régime. Pour les directions N, NE, E, S, SO l'absence de la tendance est confirmée de manière visuelle aussi.

Pour la direction SE, la tendance générale de décroissement est affectée par un accroissement significatif en 1990. Pour la direction Ouest, la tendance pour la période après 1990 n'est pas concluante, mais il reste une tendance globale d'accroissement. Pour la direction NO, il y a deux tendances de directions opposées, donc ce n'est que pour cette direction que serait possible l'affirmation d'un changement de régime.

Conformément aux considérations précédentes, la détermination de la tendance n'est justifiée que pour la direction occidentale. En tenant compte du fait que le test Mann-Kendall détecte aussi les tendances non-linéaires, l'expression de celle-ci serait justifiée seulement dans le cas où celle-ci serait linéaire. C'est pourquoi on a employé le test t pour la détection de la tendance linéaire. En vertu des résultats obtenus, le fait que la tendance détectée soit non linéaire est confirmé, donc elle ne peut pas être exprimée par régression linéaire.

3.3. L'analyse fréquentielle

L'analyse fréquentielle a été réalisée pour les vitesses maximales sur toute la période étudiée, en essayant d'assurer la représentativité plus grande possible en utilisant le plus de valeurs mesurées. Conformément à la méthodologie de l'analyse fréquentielle, il faut assurer l'indépendance, l'homogénéité et la stationnarité de la série (Meylan, Musy, 1999).

Conformément à une série de fonctions réalisées pour l'analyse fréquentielle dans le système statistique R, on a étudié plusieurs distributions de l'espace continu, la distribution Gamma étant la plus adéquate pour représenter l'évolution de la vitesse maximale, suivie par la distribution normale. Conformément à cette distribution, les vitesses maximales pour différentes périodes de retour peuvent être remarquées dans le tableau 3. Parce que pour les différents points cardinaux il n'y a pas d'enregistrements concernant l'intensité maximale du vent, on n'a pu faire l'analyse que indépendamment de la direction pour une vitesse moyenne de 10 minutes

La vitesse maximale probable à Joseni pour différentes périodes de retour

Tableau 3

Période de retour	Vitesse (m/s/km/h)	Période de retour	Vitesse (m/s/km/h)
10 ans	17.9/64,4	40 ans	20.3/73,0
20 ans	19.1/68,7	50 ans	20.6/74,1
30 ans	19.8/71,2	100 ans	21.6/77,7

Conformément à l'échelle Beaufort jusqu'à une période de retour de 50 ans, on considère les vents comme très forts quand les branches des arbres se rompent et pour une période de retour de 50 à 100 ans, on a l'apparition d'une tempête, situation dans laquelle les bâtiments peuvent être affectés.

Tout en continuant cette analyse seulement pour ces valeurs-là qui représentent la direction occidentale (la seule direction pour laquelle le nombre des valeurs maximales enregistrées permet l'analyse fréquentielle), le résultat est que pour la direction occidentale c'est la distribution normale qui est adéquate, suivie par la distribution Gamma. Les valeurs maximales pour différentes périodes de retour se montrent ainsi:

La vitesse maximale probable de la direction occidentale à Joseni pour différentes périodes de retour

Tableau 4

Période de retour	Vitesse (m/s)	Période de retour	Vitesse (m/s)
10 ans	18.9	40 ans	21
20 ans	20	50 ans	21.3
30 ans	20.6	100 ans	22.2

Les résultats obtenus doivent être interprétés en tenant compte du fait que les valeurs maximales annuelles pour la direction occidentale, au cas où ce n'est pas de cette direction qu'on a enregistré le maximum annuel, n'ont pas été prises en considération puisqu'il n'y a pas eu de valeurs enregistrées en ce sens. En conclusion, on peut affirmer que les différences entre les deux appréciations soulignent

une fois de plus le fait que les vitesses maximales qui peuvent produire des dégâts sont enregistrées de la direction occidentale, les autres valeurs maximales annuelles enregistrées des autres directions ayant un facteur d'atténuation dans l'analyse fréquentielle.

4. Conclusions

Les plus importantes conclusions sont les suivantes:

- quoique la direction préférentiellement occidentale du vent se confirme, la vitesse moyenne annuelle et multiannuelle est équilibrée entre les différentes directions
- il n'existe pas de corrélation significative entre la fréquence par directions et la vitesse moyenne par directions
- se dessine une autocorrélation à déplacement variable des valeurs extrêmes (la longueur de la suite est insuffisante pour des conclusions plus exactes)
- il existe des tendances (basées sur le test Mann-Kendall, avec un niveau de significativité de 95%) en ce qui concerne l'évolution des vitesses maximales annuelles, mais aussi dans la fréquence de distribution. Ces tendances sont plus claires pour le pourcentage de la distribution par différentes directions, notamment pour SE, O et NO. Le pourcentage de l'intensification de la distribution entraîne en même temps l'accroissement des vitesses moyennes pour ces directions
- conformément à l'analyse fréquentielle réalisée sur les vitesses maximales annuelles, on peut apprécier que les phénomènes enregistrés ces dernières années avec des intensifications de vent jusqu' à 20m/s s'intègrent dans le schéma présenté par la distribution Gamma pour des périodes de retour de jusqu' à 30 ans. Les orages qui provoquent des dégâts matérielles importantes par la détérioration des bâtiments ont une période de retour de plus de 50 ans, conformément à l'appréciation basée sur l'échelle Beaufort.

Cependant il faut remarquer encore une fois que les mesures sur lesquels est basée notre analyse ont été enregistrées à la station météorologique de Joseni, située au centre de la dépression et les canaux de vent dus aux défrichements et aux abattages des arbres des derniers 15 ans le long de la route nationale DN13B peuvent avoir comme résultat des intensifications locales du vent surtout dans la zone du municipe de Gheorgheni.

Bibliographie

- Castillo E., 1988 : *Extreme value theory in engineering*, San Diego, CA, Academic Press Inc., 389p.
- Haidu I., 2002 : Analiză de frecvență și evaluare cantitativă a riscurilor, *Riscuri și catastrofe*, Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, pp. 180-207
- Kendall, M.G., 1975 : *Rank Correlation Measures*, Charles Griffin, London, 220p.
- Magyari-Sáska Zs., Dombay I., 2009 : Changes in Wind Speed Regime in Giurgeu Basin in the Past Decades, *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia, LIV, 3*, pp. 109-115
- Magyari-Sáska Zs., 2007 : A study on the occurrence of fog in the Upper Mures Basin, *Geographia Technica, 1*, Presa Universitară Clujeană, pp. 24-31
- Mann, H.B., 1945 : Non-parametric tests against trend, *Econometrica* **13**, MathSciNet, pp. 245-259.
- Marques de Sá J.P., 2007 : *Applied Statistics Using SPSS, STATISTICA, MATLAB and R*, Springer, 506p.
- Önöz B., Bayazit M., 2003 : The Power of Statistical Tests for Trend Detection, *Turkish J. Eng. Env. Sci.*, **27**, pp. 247-251
- Schreiber W., 1987 : *Munții vulcanici Călimani, Gurghiu, Harghita în Geografia României, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Editura Academiei R.S.R., pp. 111-122
- Seer M., 2004 : *Așezările și organizarea spațiului geografic în Depresiunea Giurgeului*. Thèse de doctorat, Babeș-Bolyai Université Cluj-Napoca, Cluj-Napoca, Faculté de Géographie
- Meylan P., Musy A., 1999 : *Hydrologie fréquentielle*, Editura HGA, București, 413p.

LES ORAGES, DES HASARDS CLIMATIQUES DANS LA PLAINE OCCIDENTALE DE LA ROUMANIE

GH. MĂHĂRA ¹, EUGENIA ȘERBAN ²

¹Universităţii d'Oradea, Faculté d'Histoire et Géographie, Rue Universităţii, 1, Oradea, Roumanie, gheorghemahara@yahoo.com

²Universităţii d'Oradea, Faculté de la Protection Environnementale, Rue Gen. Magheru, 26, Oradea, Roumanie, eugeniaserban@yahoo.com

Résumé: Pour l'étude ci-jointe on a analysé le territoire de la Plaine occidentale de la Roumanie, au nord de la rivière Mureş. Sur ce territoire on enregistre, en moyenne par année, entre 35-39 jours orageux pendant la période 1961-2002). Les plus nombreux se produisent dans l'extrême ouest du territoire analysé (Sânnicolau Mare), où on enregistre les plus grandes valeurs de la température de l'air et du sol, mais aussi à l'est, à la limite de la plaine avec les collines et au nord, où l'humidité de l'air est plus élevée. Dans les dernières années de la période étudiée, les hasards dus aux activités orageuses ont diminué. Depuis 1981, les orages ont doublé dans l'ouest du pays dans le mois de décembre. En janvier, les orages ont trouvé des conditions favorables de formation, surtout dans la dernière décennie, à cause de la hausse de la température de l'air et des quantités de précipitations, dont elles dépendent directement.

Mots-clés: orage, hasard climatique, risque, vulnérabilité.

Abstract: *Thunderstorms, climatic hazards in the Western Plain of Romania.* The present study is based on the analysis of the Romania Western Plains area, in the North of the Mureş River. Records show an annual average of 35-39 days with thunderstorms in this area (the period of 1961-2002). Most of thunderstorms occur in the extreme West of the analyzed area (Sânnicolau Mare), where the highest air and soil temperatures are recorded, to the East at the contact between plains and hills and to the North where air humidity is the highest. The hazards due to thunderstorms activity have diminished during the last years of the studied interval. Starting with 1981, thunderstorms have doubled their number in the West of the country in December. In January thunderstorms found favorable conditions for producing especially during the last decade, on the background of air temperature and precipitation growth, they directly depend on.

Keywords: thunderstorm, climatic hazard, risk, vulnerability.

Introduction

Par sa position sur la Terre, la Roumanie se trouve dans une zone climatique avec une activité orageuse modérée. Sur le territoire de notre pays on remarque la tendance à la baisse de la fréquence des orages du côté de l'ouest et nord-ouest vers l'est et le sud-est (correspondant à la circulation prédominante de l'atmosphère et à la continentalisation progressive des masses d'air), ainsi que la tendance d'augmentation de leur fréquence en même temps que l'altitude (Iliescu, 1995).

Les orages sont des hasards climatiques spécifiques du semestre chaud de l'année, mais ils peuvent apparaître exceptionnellement aussi dans les mois du semestre froid. Ceux-ci peuvent nuire considérablement à l'économie nationale, portant préjudice aux transports aériens et ferroviaires, aux télécommunications, aux installations énergétiques et aux lignes à haute tension, aux constructions, à l'agriculture, à la sylviculture etc.

1. Données et méthodes

Pour l'étude ci-joint on a analysé le territoire de la Plaine occidentale de la Roumanie, c'est à dire, la partie située au nord de la rivière de Mureş. On a utilisé les données météorologiques concernant le nombre de jours orageux de la période 1961-2002, de 10 stations météorologiques. Seulement 5 stations présentent la période d'observation commune 1961-2002, les autres étant créées plus tard. Toutes les données météorologiques utilisées dans le travail ci-joint proviennent des archives de l'Administration Nationale de Météorologie (A.N.M.). On a analysé le nombre annuel et mensuel des jours orageux, l'intervalle annuel de risque, la tendance du phénomène pendant la période analysée, sa fréquence, la vulnérabilité du territoire étudié par rapport aux orages.

2. Résultats et discussions

Dans la Plaine occidentale située au nord du Mureş on enregistre, en moyenne par année, entre 35-39 jours orageux (tab. 1). Ce nombre est plus réduit dans la Plaine de Salonta – 29 jours – parce qu'on y rencontre l'altitude la plus basse du territoire de la plaine du nord du Mureş (95 m), les masses d'air pénétrant avec un mouvement descendant, défavorable à la formation des nuages Cumulonimbus de grande altitude. En même temps, ce nombre réduit est du à une courte série d'observations à cette station (1983-1998), qui se superposent à une décennie sèche.

Le nombre moyen annuel de jours orageux de la période 1961-2002, calculé seulement pour les stations avec des longues périodes d'observation, montre que les orages sont plus fréquents dans l'ouest extrême du pays (Sânnicolau Mare) et dans le nord (Satu Mare). Leur grande fréquence de Sânnicolau Mare est due à la température annuelle qui est la plus élevée (10,7°C), ce qui favorise la convection thermique, ainsi qu'au fait que la station représente le point de mesure le plus occidental des éléments météorologiques du territoire de notre pays. On connaît le fait qu'en Roumanie, les orages baissent du point de vue de la fréquence de l'ouest vers l'est. La fréquence élevée des orages du nord de la plaine est due aux valeurs les plus élevées de l'humidité de l'air, comme conséquence des advections fréquentes des masses d'air océanique, provenues de l'ouest et du nord-ouest de l'Europe.

Le nombre moyen annuel de jours orageux dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş

Tableau 1

La station/ La période	SatuM	Săcn.	Orad.	Sal.	Holod	ChişCr.	Ineu	Şiria	Arad	SânnM
1961-2002	36,5	-	35,5	-	-	-	-	-	35,7	37,9
1970-2002	37,0	37,8	37,9	28,8	38,5	35,8	34,7	37,4	35,2	39,1

Le nombre moyen annuel de jours orageux, calculé pour la période commune 1970-2002 montre que les orages les plus nombreux se produisent dans l'extrême ouest du territoire analysé et dans l'est, à la limite de la plaine avec les collines. Ici, l'augmentation en altitude du relief oblige les masses d'air venant de l'ouest de réaliser un mouvement ascendant, accroissant la nébulosité et les averses sur les versants exposés aux advections et intensifiant l'activité orageuse.

On peut observer dans le tableau 1 que pendant la période plus longue (1961-2002), le nombre moyen annuel de jours orageux est plus réduit que celui de la période 1970-2002. La cause réside dans l'existence d'un intervalle avec des valeurs réduites de cas d'orages aux stations météorologiques – 1961-1967, parfois 1961-1969 – surtout les premières années de cette période. Ceux-ci correspondent aux années sèches, où l'humidité de l'air génératrice de décharges électriques a été basse.

Par rapport au nombre moyen annuel de 35-39 jours orageux, le plus élevé, 45-69 jours (tab. 2), est placé dans la période 1961-2002. Dans la Plaine du Someş il a été de 46-54 jours, et jusqu'à 45-69 jours dans la Plaine des Criş. Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées aux stations de la limite de l'est de la plaine, ainsi qu'à celles du sud. Ainsi, à Holod, Oradea, Arad et Sânnicolau Mare on a dépassé 60 jours orageux, la valeur maximale étant enregistrée en 1975, à toutes les stations.

Nombre annuel maximal de jours orageux dans la Plaine occidentale au nord du Mureş

Tableau 2

La station/ La période	SatuM	Săcn.	Orad.	Sal.	Holod	ChişCr.	Ineu	Şiria	Arad	SânnM
1961-2002	46	-	63	-	-	-	-	-	68	65
Valeur Année	1970 1979	-	1975	-	-	-	-	-	1975	1975
1970-2002	-	54	-	53	69	58	45	52	-	-
Valeur Année	-	1975	-	1984	1975	1984	1979 1984	1989	-	-

Le plus grand nombre de cas d'orages d'Holod est dû à la situation de la station à la limite de la plaine avec les collines. En plus, la station Holod a la plus grande altitude de toutes les stations de la plaine (163 m), raison pour laquelle on y enregistre les plus grandes quantités annuelles de précipitations, et le nombre maximal de jours orageux.

Le grand nombre de jours avec activité orageuse des stations méridionales Arad et Sânnicolau Mare est dû aux valeurs importantes de la température de l'air, qui favorise la convection thermique du semestre chaud de l'année, ainsi qu'à l'aisance avec laquelle les masses d'air pénètrent par l'ouest, canalisées par le secteur le plus bas de la Plaine de Panonica (les Plaines du Mureş). A Arad on ajoute l'humidité riche du sol du vaste espace couvert de près du Mureş, qui contribue au grand développement vertical des nuages Cumulonimbus.

Les valeurs maximales du nombre de jours orageux ont été enregistrées surtout dans les décennies 2 et 3 (tab. 2). La majorité des années avec des valeurs de plus de 45 jours ont été signalées à toutes les stations dans la première moitié de la période analysée (1961-1984). Le nombre réduit d'années ayant des valeurs grandes des orages de l'intervalle 1985-2002 (surtout 1985-1998) est dû à la fréquence plus grande des sécheresses dans cette période. Mais dans l'intervalle 1975-1985, l'humidité moyenne annuelle de l'air a eu les valeurs les plus élevées. On peut parler donc d'une *baisse de la fréquence de ce phénomène météorologique dangereux dans les dernières années, dans l'ouest du pays.*

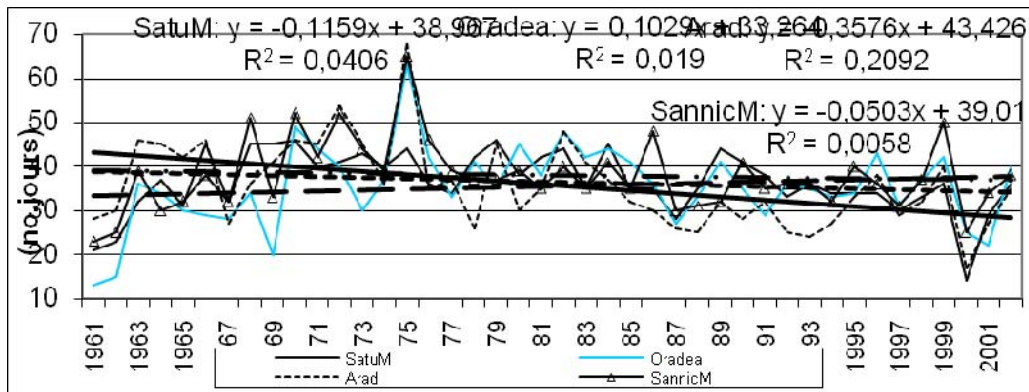


Figure 1. Nombre annuel de jours orageux et sa tendance linéaire, dans la Plaine occidentale située au nord du Mureş (1961-2002).

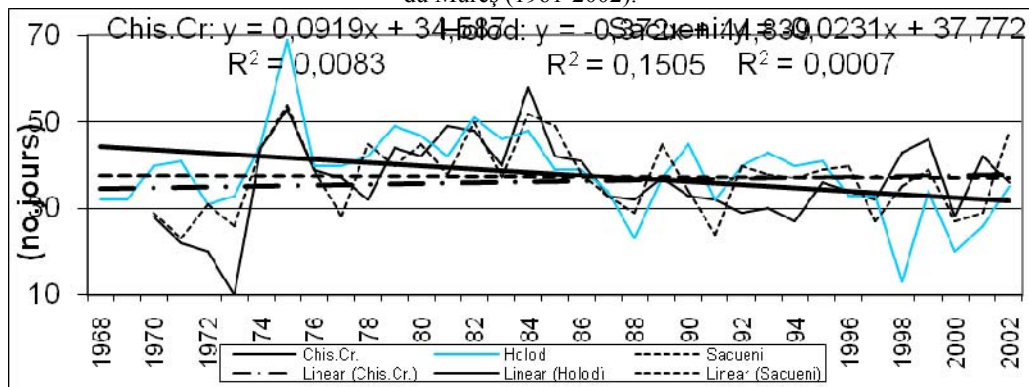


Figure 2. Nombre annuel de jours orageux et sa tendance linéaire, dans la Plaine occidentale située au nord du Mureş (1968-2002).

D'ailleurs, sur les figures 1 et 2 on peut observer que la tendance linéaire de la majorité des stations est en baisse, mais le taux est insignifiant, le coefficient de détermination ayant des valeurs réduites. La plus grande baisse peut être observée à Arad et à Holod. A Săcueni le coefficient de détermination a une valeur très proche de zéro, donc on peut dire qu'ici la tendance est nulle. Le phénomène s'est maintenu approximativement aux mêmes valeurs durant les 42 années. Néanmoins, à Oradea et Chişineu-Criş on a observé une tendance à l'augmentation, à cause des valeurs très basses du phénomène au commencement de la période analysée. Ainsi, à Oradea on remarque la période 1961-1969, et à Chişineu-Criş celle de 1970-1973 avec un nombre réduit d'orages, qui a déterminé l'existence d'une tendance à l'augmentation du phénomène, mais cela ne signifie pas qu'à ces stations le phénomène s'est amplifié ces dernières années.

Par conséquent, on peut dire que *durant les dernières années de la période analysée 1961-2002, les hasards dus aux activités orageuses ont diminué dans les régions de plaine occidentale du pays*. La cause réside dans l'existence d'une longue période sèche 1982-1994, mais aussi dans la baisse des valeurs de l'humidité relative de l'air surtout dans l'intervalle 1990-1995 et dans les années 2000 et 2002.

A toutes les stations, *les orages les plus nombreux se sont produits dans la deuxième décennie* (fig. 3). Sur toute la plaine on remarque la même distribution décennale du nombre de jours orageux: une augmentation dans les deux premières décennies, l'atteinte du maximum dans la deuxième décennie, et puis une décroissance dans les dernières deux décennies. Ainsi, à partir d'environ 36-39 jours annuellement (et 29 à Oradea) produits dans la première décennie on a atteint 40-44 jours annuellement dans la deuxième décennie, puis le nombre s'est réduit à environ 33-39 jours dans la troisième décennie et 30-36 jours annuellement dans la dernière décennie. *Par rapport à la deuxième décennie, les orages se sont réduits dans la dernière décennie, en moyenne, avec approximativement 7-8 jours sur toute la plaine* (et 12 jours à Arad).

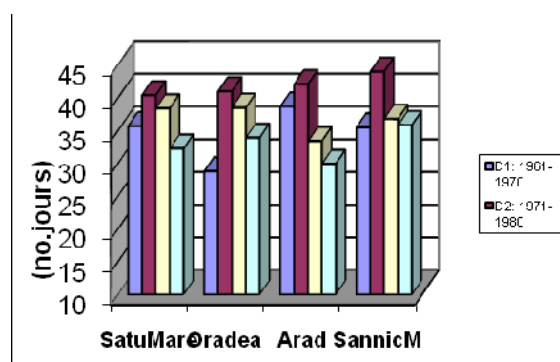


Figure 3. Nombre moyen annuel de jours orageux pour les quatre décennies de la période 1961-2002, dans la plaine occidentale située au nord du Mureș.

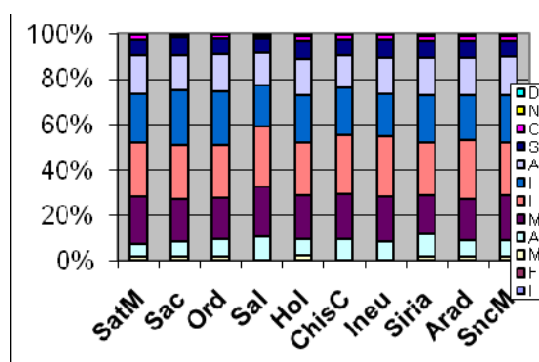


Figure 4. Fréquence du nombre moyen mensuel de jours orageux dans la Plaine occidentale située au nord du Mureș (1961-2002).

Dans la Plaine occidentale au nord du Mureș, les orages peuvent se produire dans n'importe quel mois de l'année. *L'intervalle mensuel avec un risque maximum* de production des orages est *mai-août*. Dans cette période, la dynamique de l'air est accentuée – surtout en mai et en juin – par la circulation générale de l'atmosphère typique pour ces mois et la convection thermique intense spécifique de la saison chaude. Le mois du risque maximum est *juin* (7,6-9,3 jours en moyenne par mois). En général on peut observer que le nombre moyen mensuel de jours orageux du juin est plus élevé dans la Plaine des Criș que dans la Plaine du Someș, à cause des valeurs plus élevées de la température de l'air et du sol des aires plus basses en latitude. Le deuxième mois de risque plus élevé est, dans la majorité des stations, *juillet*, le mois le plus chaud de l'année, quand on enregistre, en moyenne, entre 8-9 jours orageux dans la Plaine du Someș et 5-8 jours sur le territoire du sud de Barcău. Le troisième est le mois de mai.

L'intervalle avec un risque moyen concernant les activités orageuses inclut les mois *mars-avril* et *septembre-octobre*. En avril se produisent en moyenne, approximativement 2-3 jours orageux dans la Plaine du Someș, 3 jours dans le sud du Barcău, et 4 jours à la station avec la plus grande altitude, Șiria (477 m). *L'intervalle avec un risque minimum* de production des orages est *novembre-février*, pendant le semestre froid de l'année. En novembre on enregistre en moyenne, environ 0,1-0,5 jours, et en février 0,06-0,1 jours. Mais le nombre minimal d'orages se produit dans les mois de *décembre-janvier*.

En ce qui concerne la fréquence mensuelle du nombre de jours orageux (figure. 4), on peut dire que pendant le mois de risque maximum, juin, les orages ont une fréquence de 23-26% du total annuel. En juillet, la fréquence du phénomène s'élève à 18-24% (plus grande à Săcueni et Oradea). Les mois avec un risque maximum concernant ces phénomènes, mai-août, totalisent 78-83% du total annuel, c'est-à-dire que l'activité orageuse se produit, dans l'ouest du pays, surtout pendant ces quatre mois, car elle

dépend des valeurs élevées de la température de l'air, mais aussi de l'instabilité atmosphérique typique des premiers deux mois.

En juin, le nombre maximal de jours orageux a été enregistré, à la majorité des stations, dans la deuxième moitié de la période analysée, à partir de 1980. Néanmoins, les années ayant des valeurs élevées dans ce mois étaient plus nombreuses au début de la période étudiée, tandis que dans les dernières années beaucoup de cas avec des valeurs réduites du phénomène ont été enregistrés à cause de la fréquence plus grande des années sèches. Depuis 1981, les orages ont doublé dans l'ouest du pays en décembre. En janvier, ils ont rencontré des conditions favorables de formation surtout dans la dernière décennie, à cause de la hausse de la température de l'air et des quantités de précipitations, dont elles dépendent directement. Ainsi, dans l'ouest de la Roumanie l'intervalle annuel favorable à la production des orages s'est étendu pendant les dernières années, incluant aussi le mois le plus froid de l'année, janvier.

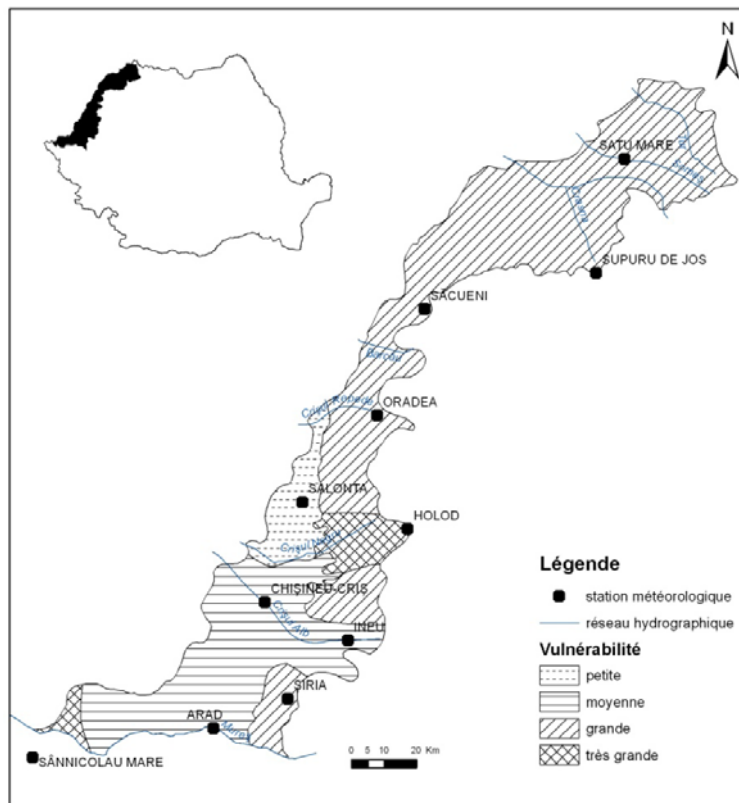


Figure 5. La position de la Plaine occidentale au nord de Mureș sur le territoire de la Roumanie. La vulnérabilité du territoire de la Plaine par rapport aux orages.

Dans la Plaine occidentale au nord du Mureș, les territoires les plus vulnérables aux phénomènes orageux sont la partie orientale des Plaines des Criș et de l'Arad, la Plaine du Someș, l'ouest de la Plaine de Nădlac, et au sud du Mureș, la Plaine de l'Aranca. Ces territoires présentent une grande vulnérabilité. Parmi celles-ci, la Plaine de l'Aranca et la Plaine-golfe d'Holod présentent la plus grande vulnérabilité. La Plaine de l'Arad et la Plaine du Criș Alb présentent une vulnérabilité moyenne à ces phénomènes, et la Plaine de Salonta présente une vulnérabilité réduite (fig. 5).

Conclusions

Les dernières années de la période 1961-2002, sur l'étendue de la Plaine de l'Ouest au nord du Mureș, les hasards dus aux activités orageuses ont diminué. L'intervalle mensuel favorable à leur apparition s'est étendu, incluant aussi le mois le plus froid de l'année, janvier. Sur le territoire de la plaine, les orages les plus nombreux se produisent dans l'extrême ouest (Sănnicolau Mare), où on

enregistre les plus grandes valeurs de la température de l'air et du sol, à l'est, à la limite de la plaine avec les collines et au nord, où l'humidité de l'air est la plus élevée. Celles-ci représentent les aires les plus vulnérables aux phénomènes orageux.

Bien que dans les régions de plaine de l'ouest du pays, les phénomènes orageux ne soient pas aussi fréquents que dans les hautes montagnes, ce territoire a un degré de vulnérabilité élevé, parce qu'il est bien peuplé. Il y a de nombreux établissements humains, et des activités intenses sur les terrains avec une destination agricole prépondérante, surtout pendant le semestre chaud de l'année. Par conséquent, la population est soumise au risque de ces phénomènes météorologiques dangereux.

Bibliographie

Bogdan Octavia, Marinică Ion, 2007: *Hazarde meteo-climatice din zona temperată. Factori genetici și vulnerabilitate – cu aplicații la România*, Edit. „Lucian Blaga”, Sibiu, 422p.

Cristea Maria, 2004: *Riscurile climatice din bazinul hidrografic al Crișurilor*, Edit. Abaddaba, Oradea, 186p.

Iliescu Maria-Colette, 1995: Orăjele pe teritoriile României, *Analele Universității de Vest, Seria Geografie*, Timișoara, 79-86

Ionac Nicoleta, 2000: Thunderstorm hazard – impact and safety, *Analele Universității București, Seria Geografie*, **XLIX**, București, 103-108

Măhăra Gh., Roman P.I., 2001: Aspecte climatografice ale orăjelor în Câmpia Crișurilor, *Comunicări de Geografie, Alma Mater Bucurestiensis, Geographia*, **V**, Edit. Universității din București, 241-248

SCENARIOS DE CHANGEMENTS DE TEMPERATURES EN ROUMANIE POUR LA FIN DU XXI^{EME} SIECLE : SIMULATIONS FUTURES PAR UN MODELE DES « ENSEMBLES ».

P. MAHERAS ⁽¹⁾, KONSTANTIA TOLIKA ⁽¹⁾ ET FOTINI KOLYVA-MACHERA ⁽²⁾

1-Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki (AUTH), Grèce

2-Département de Mathématiques, Université de Thessaloniki (AUTH), Grèce

Résumé: nous avons utilisé les données journalières des températures maximales et minimales simulées par un des modèles dynamiques régionaux (RCM) le plus moderne, le modèle KNMI-RACMO2. Ce modèle a été développé par la Météorologie Royale d'Hollande et forcé aux limites par le modèle de circulation générale ECHAM5. Les données s'étendent sur la période 1960-2100, la résolution horizontale est de 25km de longitude et de latitude et elles couvrent toute l'Europe. Parmi les 14136 points de grille nous avons choisi ceux qui correspondent à la Roumanie (614 points de grille) et nous avons extrait les données des températures journalières extrêmes. Les résultats de l'étude montrent qu'il y aura une augmentation importante tant des températures maximales que des températures minimales, augmentation qui sera plus intense durant les derniers 30ans du XXIème siècle (de 2.6°C à 4.8°C selon la saison). L'accroissement des températures est plus important durant l'été que l'hiver ainsi que durant l'automne plutôt que le printemps.

Mots clés : Roumanie, températures maximales et minimales, RCM, scénarios

Abstract: *scenario of temperatures changes in Romania for the XXI Century : prospective simulations by the « clusters » model.* In the present study we utilized the daily maximum and minimum temperature data derived from one of the most updated regional climate model (RCM). More specifically, the model with the acronym KNMI-RACMO2 was developed by the Royal Meteorology of Holland having as a "parent" GCM, the general circulation model ECHAM5. The horizontal resolution of the model is 25x25km and the data cover the whole European area. From the 14136 grid point we selected the ones that cover Romania (616 grid point) and we analysed their maximum and minimum daily time series. The results of the study showed that both the parameters will increase in the future and this increase will be more intense during the last 30 years of the 21st century (the values vary between 2.6oC and 4.8oC from season to season). This increase was found to be higher in summer than winter and in autumn in comparison to spring.

Key words: Romania, maximum and minimum temperatures, RCM, scenarios

1. Introduction

Les changements climatiques à cause de l'accroissement progressif des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère ont constitué et ils continuent à constituer l'objet de plusieurs études de recherches climatiques. Tant les températures maximales que les températures minimales semblent être influencées directement par l'accroissement des gaz à effet de serre et surtout de l'accroissement du CO₂ dans l'atmosphère et c'est la raison pour laquelle l'étude des changements des températures extrêmes présente un intérêt très particulier.

Les simulations de l'évolution du climat sont construites à l'aide des modèles climatiques planétaires (GCM, General Circulation Models). Pourtant, les GCM présentent des résolutions spatiales de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres, résolution qui peut être acceptable pour étudier les changements climatiques à l'échelle hémisphérique ou globale sur la terre, mais qui est tout à fait insuffisante pour évaluer l'impact des changements climatiques à une échelle plus fine.

C'est ainsi que pour étudier les changements climatiques à l'échelle d'un pays ou en général à une échelle plus fine, nous avons besoin des données dotées d'une meilleure résolution spatiale. Pour obtenir de telles données, des méthodes de « désagrégation d'échelle » ont été développées afin de fournir à partir de GCMs des produits à l'échelle régionale et locale. Ces méthodes se divisent en deux grandes catégories : Méthodes dites dynamiques fondées sur les modèles eux-mêmes, et méthodes empiriques dites statistiques fournissant des solutions simples mais de forte importance scientifique. Le but de cette étude qui fait partie du projet de recherches « ENSEMBLES » est constitué par

l'investigation des changements des températures maximales et minimales selon les scénarios des émissions SRES A1B, jusqu'à la fin du XXI^{ème} siècle pour la Roumanie.

Aucune étude n'est disponible, pour le moment, à notre connaissance concernant l'impact du réchauffement climatique régional pour le 21^{ème} siècle sur les températures extrêmes de Roumanie. Signalons néanmoins le travail de Busuioc (1996) visant à étudier l'effet de la double concentration de CO₂ sur les températures hivernales en Roumanie ainsi que l'étude de Tomozeiu et al. (2002) sur la connexion entre la variabilité des températures maximales saisonnières en Roumanie et la circulation atmosphérique de grande échelle.

2. Données et Méthodes

Dans cette étude, mis à part les méthodes statistiques que nous n'aborderons par ici, nous avons utilisé les données journalières des températures maximales et minimales simulées par un des modèles climatiques régionaux (RCM) le plus moderne, le modèle KNMI – RACMO2. Ce modèle à aire limitée (Limited Area Model, LAM) a été développé par la Météorologie Royale de Hollande et forcé aux limites par le modèle de circulation générale ECHAM5. Les données s'étendent sur la période 1960-2100, la résolution horizontale est de 25km de latitude et de longitude et elles couvrent toute l'Europe, avec 114 point de grille en latitude et 124 en longitude. Parmi ces 14136 points de grille nous avons choisi ceux qui recouvrent la Roumanie (au total 616 points de grille) et par ces points de grille nous avons extrait les données des températures journalières maximales et minimales.

A partir des données journalières des températures maximales et minimales pour tous les points de grille de Roumanie, nous avons calculé les températures moyennes (Tmax et Tmin) saisonnières par année et pour les périodes de 30 ans, 1961-1990, 2021-2050 et 2071-2100 et ensuite nous avons calculé les différences des températures moyennes Tmax et Tmin : (2021-2050) – (1961-1990) et (2071-2100) – (1961-1990). Enfin, nous avons cartographié les résultats des calculs précédents.

Les simulations climatiques sont comparées à plusieurs jeux de données observées et analysées afin d'évaluer les performances du modèle sur la Roumanie. Une évaluation comparable du Modèle ALADIN, a été faite par Kostopoulou *et al.*, (2009).

Le premier jeu correspond aux données des travaux du projet ENSEMBLES. Ces données ont été construites à partir des observations d'un réseau relativement dense de stations météorologiques de l'Europe pour la période 1950-2005 (Haylock *et al.*, 2008). Nous avons utilisé sur la Roumanie les données saisonnières des températures moyennes maximales et minimales concernant la période 1961-1990.

Le deuxième jeu provient des données des températures journalières maximales et minimales de la station de Bucarest, dont l'accès est libre sur Internet, elles s'étendent sur la période 1929-2005.

L'évaluation des données a été faite en comparant les données de la base de données de ENSEMBLES et les simulations du modèle régional avec les données des températures moyennes maximales et minimales de la station de Bucarest sur la période 1961-1990.

Dans cette étude, à cause du nombre limité de pages, ni les calculs ni les analyses de cette évaluation ne sont présentés.

3. Résultats

Seule, la distribution géographique saisonnière des différences : (2021-2050) – (1961-1990) et (2071-2100) – (1961-1990) est présentée dans ces pages.

3.1. Températures Maximales (Figure 1)

Notre cartographie met en évidence l'importance de la période étudiée sur l'augmentation ainsi que sur la distribution géographique des températures en Roumanie liées à l'évolution de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

En hiver (Figure 1.1), tant pour la première que pour la deuxième période on constate que l'augmentation des températures maximales la plus importante apparaît dans le sud pays. Les valeurs

minimales de cette augmentation se trouvent le long de la chaîne des Carpathes, alors que l'est du pays présente des températures plus élevées qu'à l'ouest. Si l'on compare l'augmentation des températures maximales entre les deux périodes on obtient des chiffres deux fois plus élevés sur la seconde période que sur la première. C'est ainsi que l'augmentation des températures maximales durant la première période varie entre 1.9°C et 1.0°C tandis que durant la deuxième période elle varie entre 3.9°C et 3.0°C.

Au printemps (Figure 1.2) l'image fournie par la distribution géographique de l'accroissement des températures maximales n'est pas très différente de celle de l'hiver. On trouve également le réchauffement le plus important au sud ainsi qu'au sud-ouest et sud-est du pays et un accroissement des températures maximales relativement moins important sur les reliefs des Carpathes. Il est à noter qu'au printemps l'augmentation des températures est relativement plus faible que celles de l'hiver, surtout dans le nord-ouest du pays.

En été (Figure 1.3), on observe une augmentation des températures maximales beaucoup plus importante durant la seconde période d'étude (2071-2100) que pendant la première (2021-2050). En effet, le rapport de l'augmentation est à peu près égal à 2.5, cette augmentation varie entre 1.3°C et 1.9°C pour la première période et entre 4.2°C et 4.8°C pour la seconde. Le minimum de cette augmentation apparaît sur le nord du pays (excepté l'extrémité SE pour la seconde période) tandis que l'on trouve le maximum sur le SW du pays. Il est à noter que l'été connaît le maximum de l'accroissement des températures par rapport aux autres saisons surtout durant la seconde période.

En automne (Figure 1.4), l'augmentation des températures est relativement moins importante qu'en hiver mais elle est plus élevée qu'au printemps. Elle varie entre 1.3°C et 1.6°C durant la première période et entre 3.0°C et 3.6°C durant la seconde période. Le sud-est du pays connaît le maximum et le nord-ouest le minimum de cette augmentation.

3.2. Températures Minimales (Figure 2)

Comme pour les températures maximales la cartographie met bien en évidence l'importance de la période étudiée sur l'accroissement ainsi que sur la distribution géographique des températures minimales en Roumanie liées aux activités humaines (émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols ...).

En hiver (Figure 2.1) l'accroissement des températures moyennes minimales est à peu près équivalent à celui des températures moyennes maximales pour la même saison. En effet, il varie entre 1.2°C et 1.7°C pour la première période et entre 3.6°C et 4.0°C pour la deuxième période. Pourtant, on ne peut pas formuler des règles concernant la localisation des maximums et des minimums de l'accroissement des températures minimales car la distribution géographique de cet accroissement est compliquée surtout durant la deuxième période d'étude.

Au printemps (Figure 2.2) l'accroissement des températures moyennes minimales varie entre 0.9°C et 1.2°C pour la première période et entre 2.6°C et 3.4°C pour la deuxième période. On trouve le maximum de cette augmentation à l'est et le minimum à l'ouest du pays.

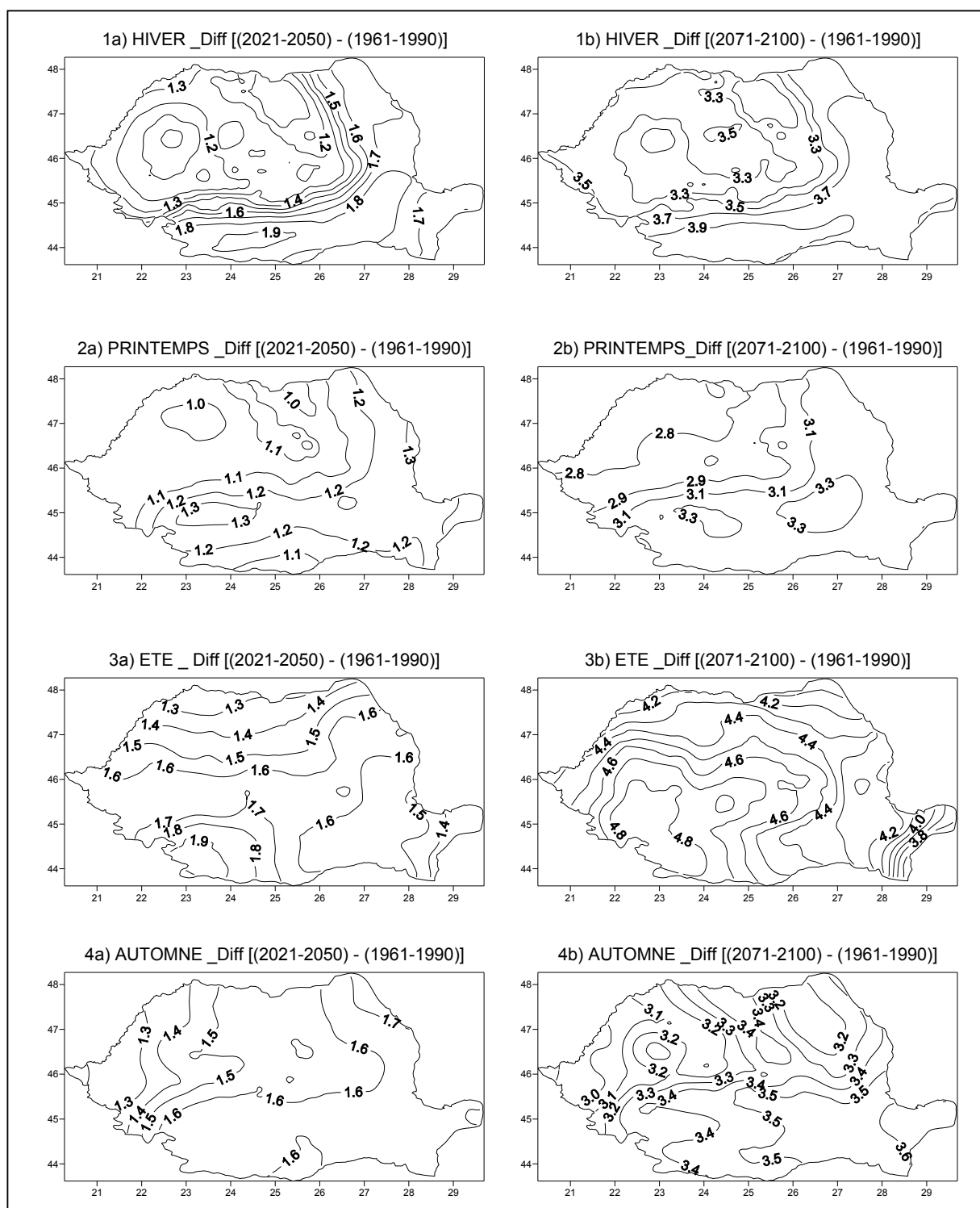


Figure 1. Distribution géographique saisonnière de l'accroissement des températures moyennes maximales pour deux périodes du futur : (a) 2021-2050 et (b) 2071-2100 par rapport à la période de référence 1961-1990 : (1) Hiver, (2) Printemps, (3) Eté et (4) Automne.

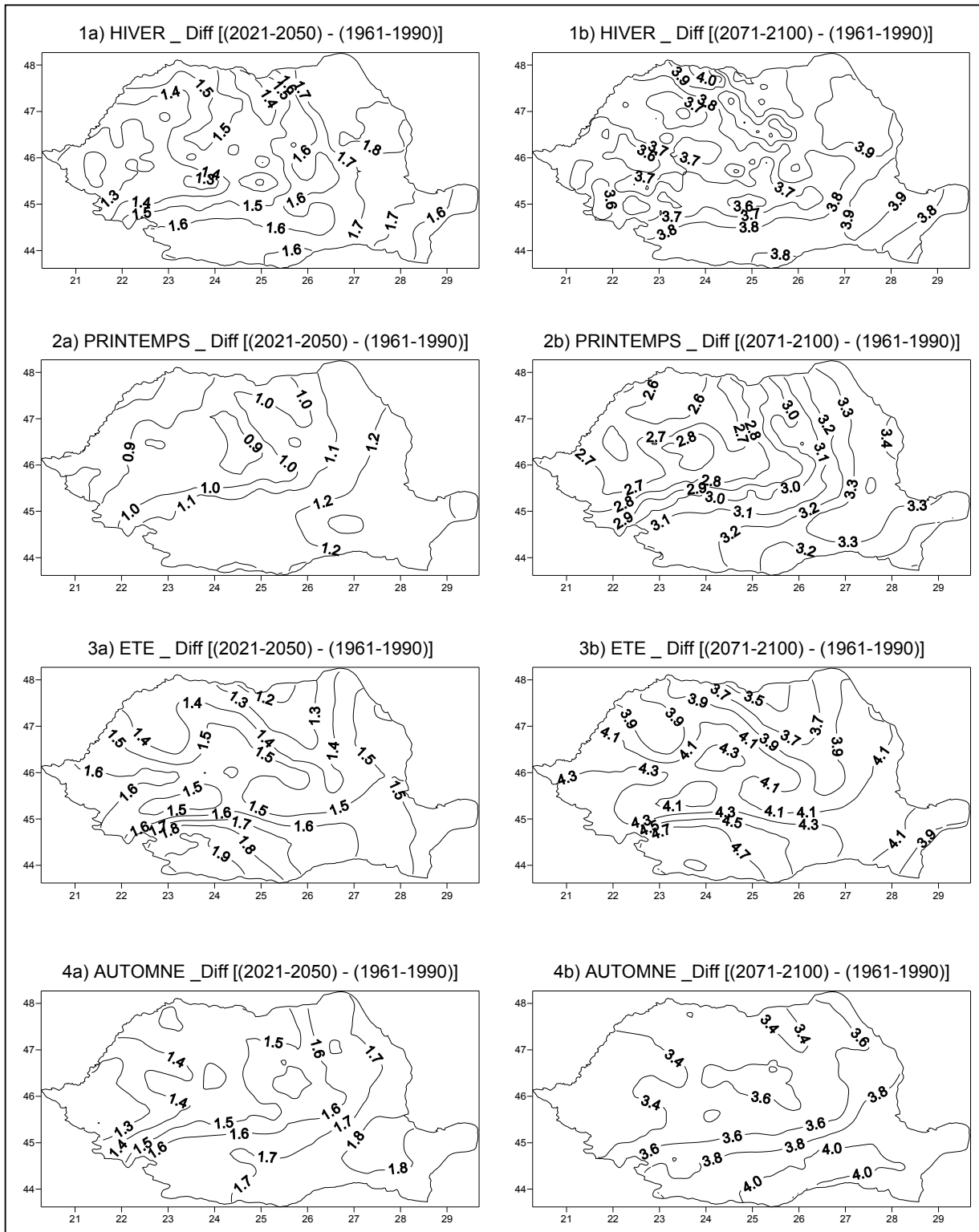


Figure 2. Distribution géographique saisonnière de l'accroissement des températures moyennes minimales pour deux périodes du futur : (a) 2021-2050 et (b) 2071-2100 par rapport à la période de référence 1961-1990 : (1) Hiver, (2) Printemps, (3) Été et (4) Automne.

En été (Figure 2.3) comme pour les températures moyennes maximales, l'accroissement des températures moyennes minimales est plus élevé par rapport aux autres saisons. Cet accroissement

varie entre 1.2°C et 1.9°C pour la première période et entre 3.5°C et 4.7°C pour la deuxième période. Egalement, on trouve le maximum de l'augmentation dans le sud-ouest et le minimum au nord du pays.

Enfin, l'automne (Figure 2.4) occupe la deuxième place, après l'été, en ce qui concerne le degré de l'accroissement des températures moyennes minimales. Cet accroissement varie entre 1.4°C et 1.8°C durant la première période et entre 3.3°C et 4.0°C durant la deuxième période. Cette fois le maximum de l'augmentation se localise au sud et sud-est tandis que l'on trouve le minimum à l'est du pays.

4. Conclusions

Dans cette étude, nous avons utilisé un modèle climatique régional à haute résolution (25km) pour étudier le climat futur de la Roumanie. Afin d'évaluer la performance du modèle, la simulation a été comparée avec de données d'observation et des re-analyses (non montrées et non analysées). A notre avis le modèle régional utilisé, et en dépit de ses imperfections, apparaît comme un outil appréciable pour étudier l'accroissement des températures en Roumanie. D'après les résultats obtenus une constatation est très nette : l'accroissement des températures sera plus élevé durant l'été que l'hiver, et durant l'automne que le printemps, constatation qui est valable tant pour les températures maximales que pour les températures minimales. Durant toutes les saisons, le minimum de l'accroissement des températures maximales et minimales se localise sur les massifs montagneux des Carpathes. Ce pôle relativement froid, observé systématiquement dans les zones du relief montre que les interférences entre le rayonnement solaire, la végétation et la topographie des régions montagneuses sont relativement mal représentées dans le modèle. Par ailleurs, il est possible que le relief simulé par le modèle diffère d'une façon importante du relief réel des Carpathes.

A coté de ces résultats, des incertitudes très importantes peuvent exister car les modèles climatiques nous offrent des indications qui peuvent être contradictoires et très incertaines pour la même période et la même région d'étude. Ainsi, afin de mieux gérer les incertitudes des modèles climatiques, plusieurs simulations devront être réalisées et étudiées.

Remerciements: Ce travail a été effectué dans le cadre du projet ENSEMBLES financé par la Commission Européenne sous le numéro GOCE – CT- 2003-505539.

Bibliographie.

- Busuioc A., 1996: Estimation of the effect of CO₂ concentration doubling upon winter air temperature in Romania. *Romanian journal of Meteorology*, **3**, 23-33
- Haylock M.R., Hofstra N., Klein Tank A.M.G., Klok E.J., Jones P.D., and New M., 2008: A European daily high-resolution grided dataset of surface temperature and precipitation (*accepted for publication in JGR*)
- Kostopoulou E., Tolika K., Tegoulas I., Giannakopoulos C., Somot S., Anagnostopoulou C. and Maheras P., 2009: Evaluation of a regional climate model using in situ temperature observations over the Balkan Peninsula. *Tellus A* (published on line)
- Tomozeiu R., Busuioc A., and Stefan S., 2002: Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation. *International journal of Climatology*, **22**, 1181-1196

PREDICTIONS PLUVIOMETRIQUES DES *SALTIGUES* ET PRATIQUES PAYSANNES EN PAYS SERERE : LES CROYANCES CULTURELLES AU SERVICE DE L'AGRICULTURE

A. MANGA¹, G. S. DOREGO^{1,2}, B.D. EI HADJI¹, T. SANE³

¹ Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique, Campus universitaire de L'ESP, BP 25 275 Dakar-Fann, Sénégal, Tél : (221) 33 864 23 17, email : allamanga@yahoo.fr

² Institut Sénégalais de Recherches Agricoles, B.P 2312, Dakar, Sénégal

³ Université de Ziguinchor, UFR des Sciences et Technologies, Département de Géographie, BP : 523 Ziguinchor, Sénégal.

Résumé : Au Sénégal, l'agriculture occupe les 2/3 de la population et contribue pour 17,9% du PNB. Cette agriculture, essentiellement rurale, dépend fortement de la pluviométrie qui a connu une forte variabilité au cours des trois dernières décennies avec des périodes de sécheresse. Cette situation a entraîné la perte de terres cultivables avec comme conséquence l'exode des populations rurales vers les centres urbains. Dans ces conditions d'instabilité, les prédictions pluviométriques pré-hivernales des *Saltigués*, sont attendues par les populations paysannes, notamment les Sérères de la région de Fatick et de Kaolack. A cet égard, l'organisation des activités agricoles dans ces milieux (surfaces à emblaver, types de spéculations, dates de semis...) obéit aux pratiques ésotériques de prédictions divinatoires des pluies par les *Saltigués*. Aussi, ces derniers restent-ils très écoutés et leurs prédictions ont un impact sur les pratiques culturelles des populations rurales du Sine et du Saloum. Ce travail s'intéresse à la perception et aux comportements des paysans par rapport aux prédictions annuelles de ces «météorologues» traditionnels du pays sérère.

Mots-clés : Prédiction, Pluviométrie, *Saltigués*, Pratiques paysannes, Sérère, Sénégal

Abstract : *Saltigués* rainfall predictions and traditional activities in Serer land: how cultural beliefs are benefiting to agriculture. In Senegal, agriculture is practiced by 2/3 of the population and contributes to 17,9% of GNP. Agriculture is mainly rural and is highly dependent on rainfall which is extremely variable, especially in the last three decades, during which several drought occurred. This caused the loss of arable land and migration of rural populations towards urban centers. In such erratic climate conditions, rural populations, especially the Serer from Fatik and Kaolak regions, rely on traditional forecasts of the coming rainy season by the *Saltigués*. Consequently, agricultural practices (area cropped, crop types, sowing dates...) obey to these esoteric practices of divinatory rainfall predictions. Therefore these predictions have a visible impact on the land and how it is used in the Sine Saloum. The work presented here is about farmers' perceptions of traditional predictions by local meteorologists in Serer land, and about their behaviour towards these predictions.

Key words: Climate Forecast, *Saltigués*, farmers practices, Serer, Senegal

Introduction

Par sa position en latitude (12°30' et 16°30' Nord), le Sénégal se trouve dans la zone climatique à longue saison sèche. Dans le Sine-Saloum (carte 1), l'activité agricole est fondamentalement calée dans la période pluviale appelée hivernage. La population sérère dont les pratiques sont étudiées ici est fortement ancrée à sa tradition agricole. Vu l'irrégularité interannuelle des pluies, cette population reste particulièrement attentive aux prévisions pluviométriques du Service météorologique mais surtout aux prévisions séculaires et plus accessibles des *Saltigués*¹. Ainsi, ces prévisions orientent les activités culturelles et permettent de prévenir par des dispositions idoines les risques liés aux comportements des pluies.

¹ *Saltigué* ou *Saltigui* est un terme d'origine manding. C'est un notable (homme ou femme) qui jadis et jusqu'à aujourd'hui prédit des faits de sociétés (issue d'une guerre, date d'une cérémonie...) et «météorologique». Souvent, il se révèle au fur et à mesure de ses bonnes prévisions lors des *xooy* (cérémonie divinatoire). Aussi, il peut être nommé *Saltigui* par le roi de Diakhao (dans le Sine) ou une assemblée de Notables.

La première partie montre le caractère irrégulier des pluies, mais également la forte dépendance de l'activité agricole à la pluviométrie. Dans la deuxième partie, nous traitons des Saltigués, ces maîtres dans l'art de prédire les pluies qui facilitent l'adaptation des agriculteurs aux changements climatiques.

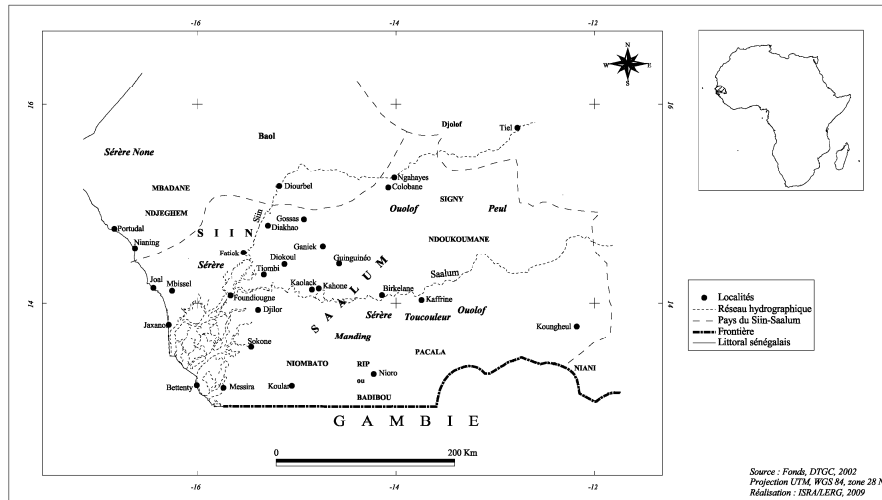


Figure 1. Pays du Siin-Saalum d'après Henri Gravrand

1. Variabilité des pluies interannuelles dans le Sine-Saloum

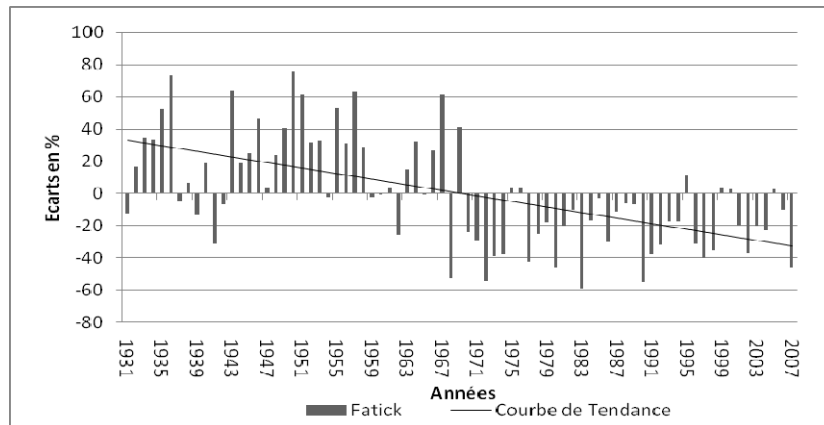


Figure 2. Evolution des Ecart de précipitations en valeurs absolues par rapport à la moyenne de la série 1931-2007 à Fatick

L'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations (figure2) permet de distinguer deux séquences. Une première qui va de 1931 à 1967 et qui est plutôt humide avec des totaux pluviométriques largement supérieures à la moyenne de la série établie à 643,5 mm. Les années identifiées comme déficitaires sont 1931, 1937, 1939, 1941, 1942, 1954, 1959 et 1962. La deuxième séquence qui s'étale de 1968 à 2007 apparaît relativement sèche. La courbe de tendance montre une rupture à partir de 1968. Les déficits les plus remarquables sont relevés en 1972 (-53,7%), 1983 (-59%) et 1990 (-54,8%) par rapport à la moyenne 1931-2007. La station de Fatick présente de manière générale une tendance déficitaire. De 1931-2007, le constat est la baisse progressive des précipitations avec l'année 1968 qui marque l'année de rupture pluviométrique. Cette baisse de la pluviométrie est confirmée par la translation des isohyètes qui ont connu une descente vers le sud allant jusqu'à des centaines de kilomètres (figure 3). Face à cette forte variabilité des précipitations, les paysans sérères bénéficient des prédictions des Saltigués pour orienter leur campagne agricole.

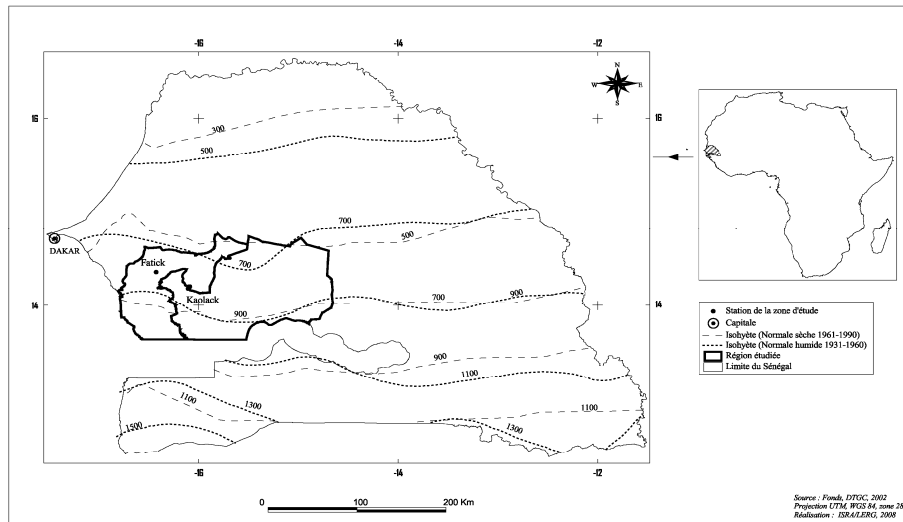


Figure 3. Translation des isohyètes au Sénégal

1.1 Une agriculture essentiellement pluviale

Dans le Sine et le Saloum, l'agriculture dépend de la pluie qui intervient en moyenne entre les mois de juin à octobre.

Trois types d'exploitation sont notés dans le Sine continental. Dans le *mbin*, le chef de concession² gère les champs collectifs plus nombreux et de superficies plus importantes. Les champs individuels sont soit la propriété des femmes ou des jeunes (aînés). Dans les champs collectifs, ce sont surtout le mil, l'arachide et le sorgho qui sont cultivés. Mais, le mil, base de l'alimentation du groupe, occupe toujours les plus grandes surfaces. Dans tous les cas, le choix du type de culture ici dépend du chef de concession, dépositaire des messages des Saltigués.

Dans les champs individuels, la culture dominante est l'arachide, spéculation souvent écoulée dans les *loumo* (marché hebdomadaire) ou les centres de collecte des huileries comme la SUNEOR.

Les prédictions des Saltigués qui annoncent une bonne pluviométrie et de bonnes récoltes favorisent chez les paysans séréres une augmentation des superficies cultivées. Lorsque les prédictions annoncent une bonne pluviométrie et une mauvaise récolte qui peut être due à plusieurs facteurs tels que l'abondance de l'eau ou des infestations parasitaires, les paysans limitent volontairement les superficies cultivées afin d'économiser leur énergie.

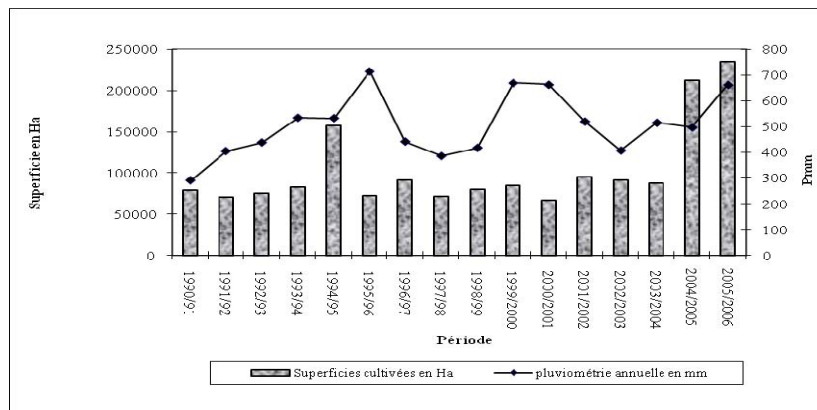


Figure 4. Evolution comparée des superficies cultivées et des précipitations en mm de 1990 à 2005 dans le Sine (Région de Fatick/Sénégal)

² Dans une concession nommée *mbin* en sérère, on peut trouver plusieurs chefs de ménage qui dépendent d'un chef de lignage paternel.

Les années prédites comme pluvieuses sont souvent confirmées par les données météorologiques officielles. C'est le cas des années 1999, 2001, 2002, 2005, 2008. Toutefois, il peut arriver qu'une saison pluvieuse annoncée par les Saltigués comme bonne apparaisse plutôt mauvaise en la comparant aux données fournies par le service météorologique comme ce fut le cas en 1998. Les prévisions des Saltigués comme nous le verrons dans la deuxième partie ne sont pas des données numériques.

1.2 Source d'informations de la prévision pluviométrique

Au Sénégal, les prévisions météorologiques sont du ressort de l'Agence Nationale de la Météorologie du Sénégal (ex-Direction de la Météorologie Nationale). Son travail est renforcé par le Centre Africain des Applications de la Météorologie pour le Développement (ACMAD) qui participe à la transmission d'informations météorologiques et climatiques aux utilisateurs notamment en milieu rural.

L'information est véhiculée par les médias publics et privés (radio, télévision, journaux). Excepté la radio, les autres médias ne sont pas accessibles à tous. Ainsi, beaucoup de populations rurales du Sine-Saloum restent tributaire des prévisions des Saltigués locaux.

2. Les Saltigués et la prévision pluviométrique

Les Saltigués, à la suite de la chasse rituelle qui se déroule chaque année avant l'hivernage, prédisent la nature de la saison des pluies à venir à partir de leurs rêves, des esprits et de leurs savoirs devins. « J'ai vu beaucoup d'eau », « j'ai vu beaucoup de mil », « il y aura des herbes hautes », « j'ai vu beaucoup de gouttes d'eau ». Comme l'a évoqué Gravrand (1990) certains propos qui semblent ambigus sont bien compréhensibles par le public ciblé, les paysans. Ces derniers sont habitués à ces formules ou phrases simples dont ils ont su tirer les enseignements depuis leur plus jeune âge. Pour eux à partir de ces évocations, ils sauront faire face à l'hivernage à venir quelle que soit sa nature, une issue qui est d'ailleurs mise en évidence par le Saltigué.

Les premières prévisions qui succèdent à la chasse rituelle sont complétées par d'autres nocturnes appelées *xooy* dans le Sine. Ces *xooy* voient la participation de plusieurs voyants et anciens du village. Ici, l'information est, au fur et à mesure de la cérémonie, affinée, élaborée avec les suggestions d'autres voyants simples non Saltigués qui racontent leurs rêves, avant que ne se dégagent les conclusions qui seront diffusées le lendemain. Le *xooy* ne se déroule pas seulement dans un seul village, mais dans ceux où il existe un Saltigué. Dans ce cas, le mode de diffusion de l'information se fait de bouche à oreille et lors des rassemblements comme les marchés hebdomadaires.

Cependant, il y a un *xooy* dont les échos (très médiatisés) retentissent dans tout le Sénégal qui se déroule annuellement à Malango (2,5 km environ de Fatick) vers le mois d'avril. Ce *xooy* voit la participation de beaucoup de Saltigués du Sine et du Saloum.

A l'opposé des Djarafs (chef de village) qui sont présents dans tous les villages, les Saltigués ne sont présents que dans quelques villages. On les retrouve pour exemple à Ndiob, Djilasse, Patar, Diohine, Pultok, Diakhao, Djadiack... Souvent la décision du Saltigué est destinée à plusieurs villages qui partagent le même terroir et dont les Djarafs tissent une certaine affinité mutuelle.

2.1. Les sérères : une société dont beaucoup de décisions reposent sur le Saltigué

Les sérères, à l'image des paysans du Sénégal évoqué par P. Pélissier (1966) ont pu s'adapter aux conditions qui leur étaient imposées, déceler les potentialités des milieux où ils étaient confinés. Cette adaptation a été facilitée par la présence à côté du Djaraf du Saltigué, maître dans l'art de prédire l'avenir grâce à ses dons de voyance.

- **Saltigué et recommandations culturelles**

Si le Saltigué a vu beaucoup d'arachide, les paysans seront plus portés vers cette culture. Cependant, ils cultiveront du petit mil, du sorgho, du maïs, du niébé, mais toujours l'essentiel des superficies sera occupé par la spéculation indiquée par le Saltigué. Ainsi, dans tous les cas, le scénario final se recoupera avec la prévision initiale qui avait soutenu une prédominance de l'arachide dans les récoltes.

- **Diffusion de l'information concernant l'hivernage**

Jadis, quand il n'y avait pas de médias (radio et télévision notamment) et même encore aujourd'hui, la transmission des messages des Saltigués se faisait principalement par la voie d'un messager (griot généralement) qui était chargé de rapporter l'information aux chefs de village qui devaient à leur tour diffuser cette information aux chefs de concession.

- **Diffusion à travers les marchés hebdomadaires**

Le *loumo*, marché hebdomadaire, est le lieu d'approvisionnement en produits divers. En attirant les populations des localités environnantes et lointaines, le village qui abrite le *loumo* devient un espace de rencontre, d'échanges où se diffusent les messages (prévisions des pluies, cérémonies diverses...).

3. L'influence des prévisions sur les paysans

Les prévisions pluviométriques, en fonction de leur orientation positive ou négative vont tantôt autoriser l'intensification des systèmes de production traditionnels ou tantôt pousser vers l'abandon ou la diminution des superficies cultivées.

3.1 Bonne prévision pluviométrique

- **sur les pratiques culturelles**

- **Superficie cultivée**

En cas de prévisions pluviométriques favorables, les superficies cultivées deviennent plus importantes. Les jachères et les mises en repos disparaissent ou s'éloignent au moins des concessions et se retrouvent principalement à l'orée de la brousse domaine des animaux et insectes nuisibles divers. Certains paysans rencontrés ont évoqué que la prévision favorable donne « le courage de cultiver ». Le paysan reste dans une angoisse psychologique permanente à l'approche de l'hivernage avec la réduction des stocks de vivre et l'un des seuls réconforts pour lui reste encore les prévisions du Saltigué et de l'ANAMS.

- **Choix de la spéculation ou de la variété**

Lorsque les Saltigués font leurs prédictions, ils donnent toutes les informations concernant chaque culture. Ils prédisent si la culture aura une bonne production, ou va connaître des infestations et à quel stade phénologique celles-ci vont intervenir. Ces informations vont déterminer le choix des cultures, la superficie qui sera affectée à la spéculation conseillée et quelle sera également la variété la mieux adaptée par rapport au déroulement de la présente saison pluvieuse.

3.2 Mauvaise prévision pluviométrique

Dans le cas d'une prévision défavorable, les superficies cultivées sont réduites. Le paysan met l'accent sur les terres les plus fertiles souvent situées dans les vallées. La prédiction d'un mauvais déroulement de la saison des pluies et de faibles récoltes n'encourage pas les paysans à cultiver d'importantes superficies.

3.3 Prévisions des Saltigués et productions

Naturellement comme la parole du Saltigué suscite une attention à l'oreille du paysan sèrère, cela a des effets dans la production finale. Cette production, paradoxalement, n'est pas toujours abondante en cas de bonne prédiction pluviométrique.

Quand la prévision est dite favorable et qu'il y ait une bonne production, le paysan procède souvent à la vente d'une partie de sa récolte qu'elle soit céréalière ou de rente. Il arrive des années où les prédictions favorables de la pluie n'aboutissent pas à de bonnes récoltes. Ce cas de figure est souvent le résultat d'une pluviométrie abondante au point de détruire les récoltes devenues mûres avant l'arrêt des pluies. Aussi, l'abondance des pluies peut entraîner un développement important des adventices.

Conclusion

Le Saltigué permet aux paysans du Sine-Saloum, dont la culture est essentiellement une activité d'hivernage, de palier aux risques agricoles liés à l'irrégularité des pluies au Sénégal. Ces risques peuvent se manifester par une mauvaise récolte et les prévisions permettent aux agriculteurs de prendre les dispositions adaptées. Ainsi, la vulnérabilité de l'agriculteur face aux changements climatiques est fortement réduite. Etant une autorité reconnue et dont la parole reste toujours vérifiée, le Saltigué permet à côté de la science (service météorologique) de pérenniser un savoir vers l'épanouissement des populations.

Bibliographie

- Bonnain-Moerdijk R. & Lericollais A., 1974 : Sob, étude géographique d'un terroir sérère (Sénégal), Tiers-Monde, n° 58, 442 p.
- Gravrand H., 1980 : La civilisation sereer. Cosaan. Les origines. Dakar, Les Nouvelles Editions Africaines, Tome I, 361 p.
- Gravrand H., 1990 : La civilisation sereer. Pangool. Génie religieux. Dakar, Les Nouvelles Editions Africaines, Tome I, 473 p.
- Pélissier P., 1966 : Les paysans du Sénégal. Les civilisations agraires du Cayor à la Casamance. Saint-Yrieix, Fabrègue : 939 p.
- Lombard J., 1993 : Acteurs et enjeux dans le Bassin arachidier sénégalais. In Dynamique des systèmes agraires. Politiques agricoles et initiatives locales. Adversaires ou partenaires. Ss la coord. de Chantal Blanc-Pamard. Pp 133-160. Editions de l'ORSTOM, Collection Colloques et Séminaires, Paris.
- Ly M., 2007 : Les enjeux du transport rural dans le développement de la région de Fatick. Thèse de Doctorat de troisième Cycle, Département de Géographie, UCAD, 245 p.
- Reilly J. et al., 1996: Agriculture in a Changing Climate : Impacts and Adaptations in IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Watson, R., M. Zinyowera, R. Moss, and D. Dokken (eds.) Climate Change 1995 : Impacts, Adaptations, and Mitigation of Climate Change : Scientific- Technical Analyses Cambridge University Press, Cambridge, 878p.
- Reilly J., 1997 : Changement de climat, agriculture globale et vulnérabilité régionale. In Changement du climat et production agricole, Rome, FAO publication et Polytechnica, Paris. pp. 234-261.
- Sagna P., 2005 : Dynamisme du climat et son évolution récente dans la partie ouest de l'Afrique occidentale. Thèse de doctorat d'Etat de Géographie, Université Cheikh Anta Diop, Tome II pp. 272-318.
- Sall, O., 1994 : Synthèse du Schéma Régional de l'Aménagement du territoire de Fatick, Rapport, 35 p.
- Sané T., Diop M. et Sagna P., 2008 : Etude de la qualité de la saison pluvieuse en Haute-Casamance (Sud Sénégal), Sécheressen vol. 19, n° 1, janvier-février-mars, 23-29.
- Sène I. M., 2007 : Impacts des changements climatiques sur l'agriculture au Sénégal : Dynamiques climatiques, économiques, adaptations, modélisation du bilan hydrique de l'arachide et du mil. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 2007.

IMPACT DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES LOCALES SUR LA VARIABILITÉ SPATIALE DE L'OZONE À ÉCHELLE FINE A NICE

N. MARTIN (1), Y. CHRISTOPHE (2)

Université de Nice-Sophia Antipolis, Equipe G.V.E de l'UMR Espace 6012 du CNRS,
98 Bd E. Herriot, 06204 Nice cedex 3, France.

(1) : nicolas.martin@unice.fr (2) : christophe.yohia@unice.fr

Résumé: La ville de Nice est fortement concernée chaque été par la pollution par l'ozone. Grâce à de très nombreuses campagnes de mesures d'avril à septembre 2007 dans l'agglomération niçoise, la variabilité spatiale de l'ozone a été appréhendée à fine échelle spatiale. La configuration spatiale moyenne de ce polluant secondaire identifie un littoral et des espaces périurbains caractérisés par de plus fortes concentrations que le reste des espaces sondés. Outre l'impact des émissions diffuses de polluants primaires par la circulation automobile dans ce milieu urbain et périurbain, les conditions météorologiques locales régissent également la répartition spatiale de l'ozone. Dans quelle mesure la variabilité spatiale de certaines variables météorologiques influencent-elles la configuration spatiale moyenne de l'ozone ? Le recours au modèle déterministe RAMS (Regional Atmospheric Modelling System) fournit des simulations numériques à fine échelle permettant de répondre à cette interrogation.

Mots clés: mesures itinérantes d'ozone, échelle spatiale fine, simulations météorologiques, configuration spatiale, hauteur de couche limite atmosphérique.

Abstract: Weather conditions impact on the local spatial ozone variability to fine scale in Nice. The city of Nice is strongly affected each summer by ozone pollution. Thanks to many measurement campaigns from April to September 2007 in Nice, the ozone spatial variability was apprehended at fine spatial scale. The secondary pollutant spatial average offers a coastal and suburban areas characterized by higher concentrations than the rest of the surveyed areas. Apart from the impact of primary pollutants fugitive emissions by the motor traffic in urban and suburban, local weather conditions also govern the spatial ozone distribution. To what extent the spatial variability of certain meteorological variables influence the ozone spatial average ? The use of deterministic model RAMS (Regional Atmospheric Modelling System) provide numerical simulations to fine scale to answer this question.

Keywords: ozone itinerant measures, fine spatial scale, meteorological simulations, spatial configuration, planetary boundary layer height.

La région niçoise est régulièrement affectée au cours de l'été par des épisodes de pollution photochimique. Le trafic automobile, notamment, émet des gaz précurseurs, qui produisent alors de l'ozone sous l'influence du rayonnement solaire ultra-violet. A macro-échelle la configuration synoptique anticyclonique permet à un régime local de brises thermiques de s'exprimer dans cet espace littoral montagneux. Ce schéma de ventilation favorise l'accumulation des polluants atmosphériques primaires et secondaires au fil des jours quand la situation synoptique perdure.

La forte réactivité chimique de l'ozone est à la source de sa grande variabilité spatiale. Afin de mieux caractériser cette dernière, le réseau de mesures ponctuelles dans l'espace d'AtmoPaca (association agréée à la surveillance de la qualité de l'air dans la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur) n'est pas suffisant. Des analyseurs d'ozone portables, fonctionnant sur le principe de l'absorption d'UV, sont alors utilisés. Des campagnes de mesures récurrentes ont été effectuées durant la saison photochimique 2007 sur le même parcours dans l'agglomération niçoise: plus de 85 jours de mesures ont permis de construire une base de données novatrice sur la variabilité spatiale de l'ozone. Celle-ci est confrontée aux variables météorologiques afin de comprendre la configuration spatiale moyenne de ce polluant secondaire dans l'extrême sud des Alpes-Maritimes.

1. Configuration spatiale moyenne de l'ozone à Nice.

1.1. Protocole expérimental.

L'objectif est de capturer la variabilité spatiale et non temporelle de l'ozone. Or la stabilité temporelle des concentrations au cours de l'après-midi, définie comme le niveau d'équilibre diurne d'ozone, ne dure que quelques heures. Dans la station de Nice Botanique, la plus proche, avec celle de Nice Aéroport, du parcours suivi lors des campagnes de mesures à Nice, les concentrations d'ozone sont stables durant trois à quatre heures en moyenne. Entre 12h et 16h les valeurs d'ozone ne varient presque pas. Les mesures doivent donc être réalisées dans un temps inférieur. Des tests effectués en septembre 2006 ont permis d'établir pour la saison photochimique 2007 le parcours emprunté et le mode de déplacement choisi. L'itinéraire est parcouru en vélo, avec l'analyseur placé dans un panier fixé au cintre (figure 1), pour conserver une plus grande fluidité dans les déplacements sur les axes très fréquentés, afin d'emprunter le canal de Gairaut (chemin de randonnée) et surtout dans le but de se déplacer sur la piste cyclable de la promenade des anglais parfaitement exposée au flux de brise de mer non perturbé par les émissions du trafic routier. Le déplacement en vélo apporte de multiples avantages que la voiture n'offre pas (Martin, 2008).



Figure 1 Mode de transport et dispositif de mesure

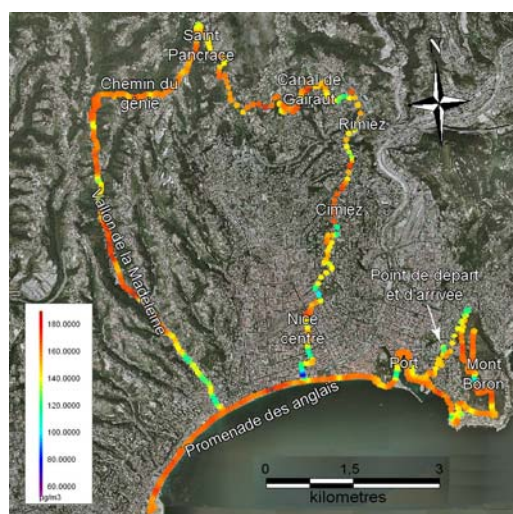


Figure 2 Parcours emprunté pour les 85 campagnes de mesures d'avril à septembre 2007. Exemple du 22 avril 2007.

Le parcours est le même pour l'ensemble des journées de mesures afin de disposer d'une base de données exploitables pour des traitements ultérieurs (fig. 2). Il convient d'éviter les canyons urbains, à forte circulation, synonymes de fortes émissions de polluants primaires piégeant l'ozone, et de favoriser les axes bien ventilés faiblement fréquentés par les véhicules motorisés. Le parcours déterminé (45 km) a été emprunté 85 fois au cours de la saison photochimique 2007. La durée moyenne du trajet est d'un peu plus de deux heures. Une mesure d'ozone étant enregistrée toutes les 10 secondes, ce sont 765 concentrations d'ozone qui sont géo-référencées par GPS pour chaque campagne de mesures. La difficulté principale de ce travail est d'appréhender au mieux la période de stabilité des concentrations d'ozone au cours de l'après-midi. La qualité des mesures, et donc la validité des traitements effectués par la suite, en découlent.

1.2. Résultats des mesures itinérantes d'ozone.

La matrice de concentrations d'ozone construite après l'ensemble des mesures terrain propose une base de données assez novatrice dans le sens où jamais encore une telle expérience n'avait été menée. Outre la possibilité de calculer la valeur moyenne rencontrée au cours de chaque jour, supprimant ainsi l'information spatiale, il est plus logique d'établir la moyenne des concentrations d'ozone par point du parcours suivi. La cartographie des résultats fait apparaître les disparités spatiales (fig. 3). En moyenne le littoral est le plus exposé à la pollution par l'ozone : les concentrations s'élèvent à $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sur les

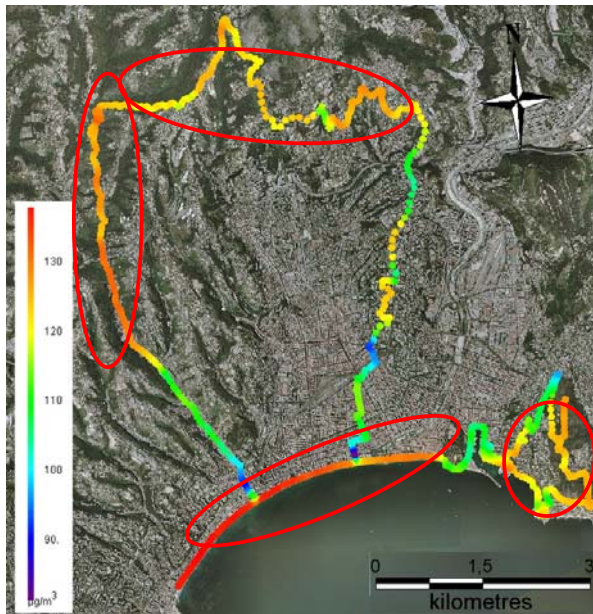


Figure 3. Configuration spatiale moyenne de la pollution par l'ozone à Nice au cours des mesures itinérantes d'avril à septembre 2007.

70 jours de mesures (15 ont été éliminés en raison d'une variabilité temporelle de l'ozone durant les mesures). Les collines périurbaines rencontrent aussi des valeurs moyennes élevées, de l'ordre de $130 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (au nord, à l'ouest et dans l'extrême sud-est de la figure 3). Enfin des niveaux plus faibles concernent le centre ville et de manière générale les axes à fort trafic routier ; les concentrations d'ozone chutent même aux points nodaux de circulation et dans les rues canyon. Par ailleurs le port de Nice connaît aussi des niveaux plutôt faibles ; en effet la présence de ferries rejetant une grande quantité de polluants primaires piège l'ozone. Cet aspect moyen propose un aperçu de la grande variabilité spatiale de ce polluant : les variations sont parfois brutales selon l'influence de tel ou tel facteur (exposition à la brise de mer, proximité d'une source de pollution primaire, intensité de la ventilation et du renouvellement de l'air). Les plus forts écarts-type se rencontrent au port de Nice ; la raison est la présence non

systématique des ferries en fonction des jours et des heures de passage. Ainsi quelque soit le niveau d'équilibre de la journée, leur présence fait considérablement chuter les concentrations (jusqu'à $20\text{-}30 \mu\text{g}/\text{m}^3$). De même des écarts-type élevés concernent le mont Boron : la cause est identique à celle du port de Nice ; des bateaux de croisière stationnant dans la rade de Villefranche/mer émettent des panaches de fumée qui détruisent une grande part d'ozone lorsque le vent les advecte sur cette colline.

Le fait majeur découlant des observations est la présence de fortes concentrations d'ozone sur le littoral, supérieures aux valeurs relevées dans les zones périurbaines situées à l'écart des émissions de monoxyde d'azote; comment expliquer ce phénomène? La pollution de l'air est étroitement liée aux évolutions météorologiques. Pour croiser les données météorologiques et les mesures d'ozone il est nécessaire de prendre appui sur des types d'espaces précis. En effet les concentrations d'ozone sont la conséquence de l'influence cumulée d'une multitude de facteurs. Sans avoir la prétention et les capacités de vouloir isoler tel ou tel facteur, il est plus juste, afin d'établir des relations avec des variables météorologiques, de ne prendre en compte que les espaces susceptibles de ne pas être sous le joug des émissions de polluants primaires. Autrement dit, l'intérêt doit se porter sur les portions du parcours les plus exposées à l'ozone (entourés par un cercle sur la figure 3). Ne disposant pas de données météorologiques mesurées à une échelle comparable (seules quelques stations météorologiques jouxtent le parcours de mesures), il a été nécessaire de recourir à des simulations numériques du temps afin de pouvoir établir une comparaison entre la variabilité spatiale de l'ozone et celle des variables météorologiques.

2. Relations spatiales entre les variables météorologiques modélisées et l'ozone mesuré.

2.1. Le modèle météorologique RAMS.

Parmi les quelques modèles de simulation numérique destinés à la méso-échelle, le modèle RAMS présente de nombreux avantages, notamment en terme de précision topographique. La résolution du modèle numérique de terrain (M.N.T.) en entrée peut en effet atteindre les 100 m. Par conséquent le calcul des champs météorologiques en aval s'effectue à une résolution de 500 m. L'intérêt d'une telle précision dans un espace littoral montagneux à topographie complexe a favorisé le choix du modèle RAMS. Le modèle RAMS est un modèle à aire limitée, non hydrostatique ou hydrostatique, en coordonnées sigma permettant de simuler la circulation atmosphérique à méso-échelle. Utilisé dans une configuration non hydrostatique étant donné la petite superficie d'étude, les fondements physiques

de RAMS sont les équations du mouvement, de la thermodynamique, de la conservation de la masse et de la conservation du rapport de mélange spécifique saturant. Ce type de modèle, prenant en compte un maximum de processus intégrés au système climatique, est composé de plusieurs modules, chacun de ceux-ci proposant diverses options de paramétrisation (schéma de couche limite atmosphérique, de radiation et de convection, conditions aux limites etc.). Trois types de données alimentent le modèle, des données météorologiques (réanalyse du NCEP), des données relatives à la topographie (M.N.T. à 100 m de résolution) et enfin des données détaillant les propriétés de surface (récoltées auprès de l'USGS).

Le but étant de disposer de plus d'informations sur les conditions météorologiques au cours des campagnes de mesures itinérantes d'ozone, les modélisations ont été effectuées pour les 70 jours concernés. Les sorties de modèles sont disponibles pour les 24 heures de chaque journée pour 29 niveaux sigma et pour 25 variables météorologiques (l'ensemble de ces variables n'est pas modélisé pour toutes les couches sigma). La fenêtre d'étude s'étend de 7 à 7.4° de longitude est et de 43.59 à 43.85° de latitude nord. La résolution proposée par le modèle offre 82 points de grille d'ouest en est et 59 points de grille du nord au sud. Le domaine est centré sur la vallée du Var et comprend des surfaces terrestres et maritimes afin de prendre en compte l'interface terre-mer où la variabilité spatiale de l'ozone semble forte. Ainsi le sud de la grille permettra, le cas échéant, de mettre en évidence les caractéristiques du flux en provenance de la mer (fig. 4). De nombreuses variables météorologiques seront disponibles au dessus de cette étendue plane, où semble-t-il, de fortes quantités d'ozone s'accumulent durant les épisodes de pollution. Le nord de la grille s'étend bien au-delà du parcours emprunté pendant les mesures itinérantes dans le but de prendre en considération les premiers contreforts du relief ; les contrastes thermiques terre-mer et vallée-versants pourraient favoriser ainsi la génération des brises.

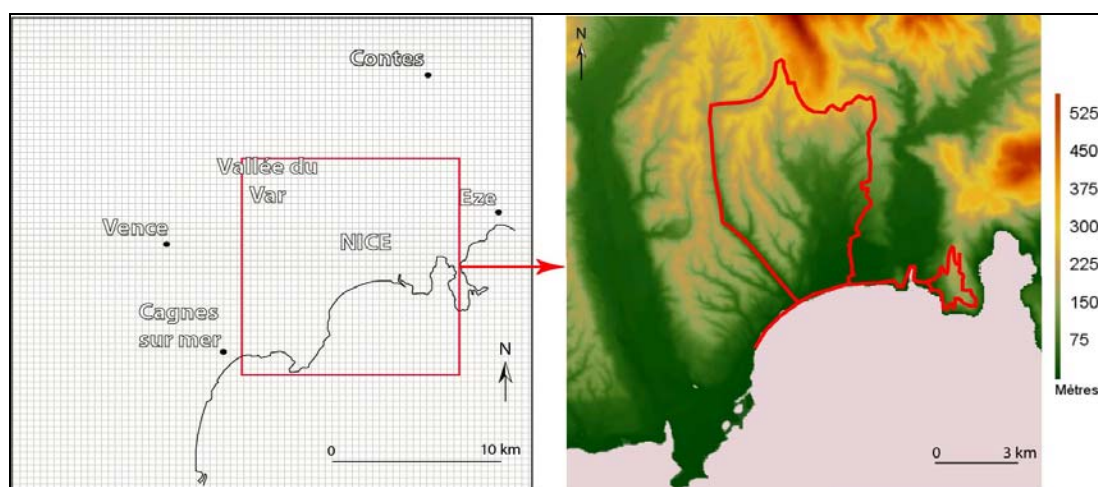


Figure 4. Grille en sortie de RAMS (à gauche) et M.N.T. centré sur l'itinéraire de mesures (à droite) de 500 m et de 20 m de résolutions respectives.

2.2. Variabilités spatiales moyennes des conditions météorologiques locales et de l'ozone.

Les liens éventuels entre les concentrations moyennes d'ozone, mesurées d'avril à septembre 2007 dans la commune de Nice et ses alentours, et les conditions locales moyennes du temps, simulées par le modèle RAMS, sont évalués en déterminant des coefficients de corrélation. La résolution spatiale des sorties numériques est de 500 m ; de plus un M.N.T. de 20 m de résolution est incorporé aux traitements exécutés sous S.I.G. Ce M.N.T. ne couvre pas l'ensemble du domaine de simulation de RAMS mais uniquement les environs immédiats de l'itinéraire de mesures (cf. figure. 4). Ce petit domaine est alors composé de 25 points en longitude sur 25 points en latitude. Le calcul des corrélations entre les variables météorologiques et l'altitude ne concerne donc que ces 625 points ; en outre les relations entre les concentrations d'ozone et les sorties numériques du temps reposent sur les points d'intersection entre le parcours de mesures et la grille du modèle (environ 80 points).

Les comportements moyens de la vitesse du vent, de l'humidité relative, de l'énergie cinétique turbulente et de la hauteur de la couche limite atmosphérique sont comparés à la configuration moyenne de l'ozone. Ces variables météorologiques ont été retenues car elles entretiennent les coefficients de corrélation les plus élevés dans le temps avec l'ozone. Un zoom est effectué sur la portion du domaine concerné par les mesures itinérantes pour mieux apprécier la comparaison (fig. 6). L'humidité relative varie faiblement dans l'espace entre 60% et 70%. Les vitesses de vent sont plus faibles sur les collines périurbaines de Nice que sur le littoral. L'énergie cinétique turbulente est au contraire plus élevée dans l'intérieur. Les hauteurs de couche limite proposent un comportement moyen marqué par de fortes disparités spatiales entre le sud et le nord du parcours de mesures: la faible épaisseur de cette couche sur la mer et le littoral contraste avec des valeurs doubles ou triples sur les collines au nord de Nice. Est-ce que les écarts d'ozone constatés entre la promenade des anglais et les espaces intérieurs auraient un lien avec l'aspect moyen de cette variable météorologique?

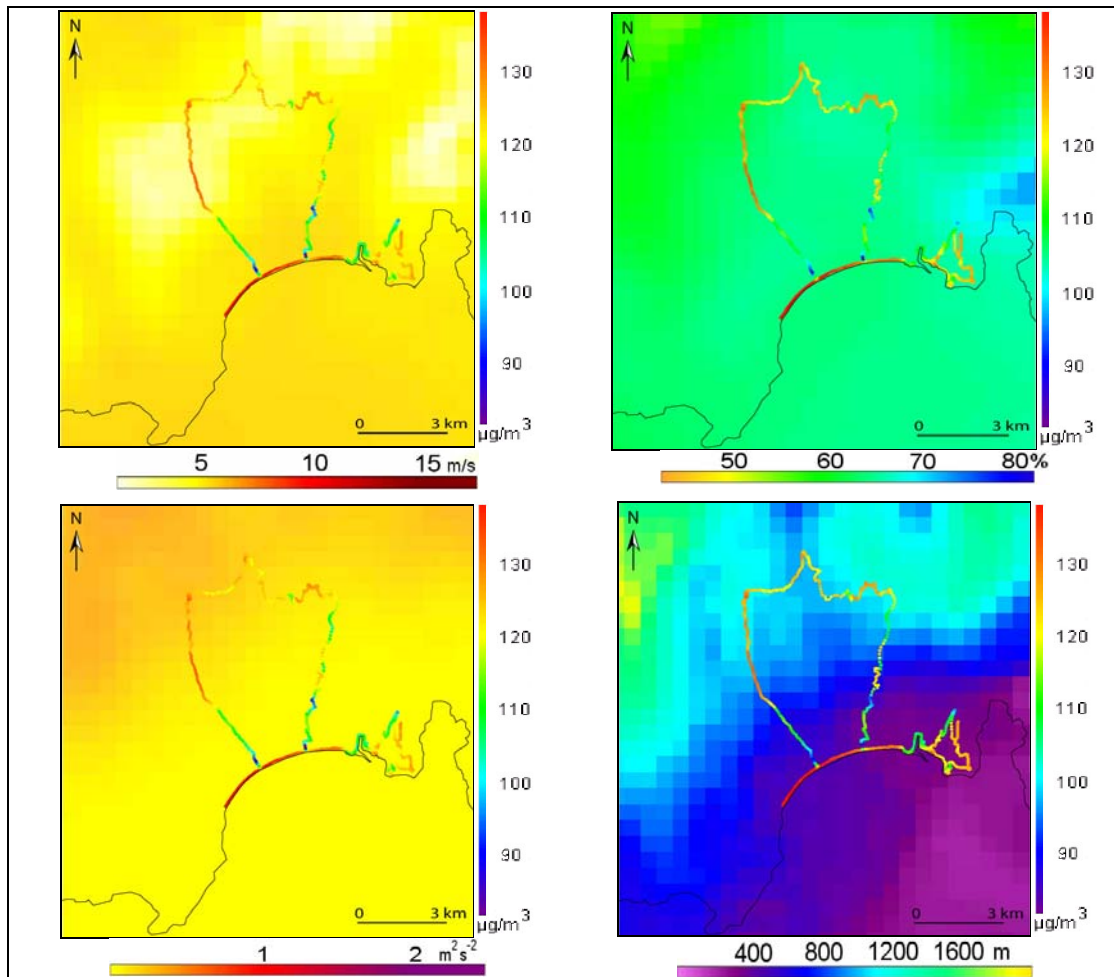


Figure 6. Aspects moyens de la vitesse du vent, de l'humidité relative, de l'énergie cinétique turbulente et de la hauteur de la couche limite atmosphérique à 15h TU (de gauche à droite et de haut en bas) simulées par RAMS, et configuration moyenne de l'ozone, durant 70 jours d'avril à septembre 2007 dans le sud des Alpes-Maritimes.

Seuls les points appartenant à la promenade des anglais, au vallon de la Madeleine, à Saint-Pancrace, au canal de Gairaut et au mont Boron (entourés en rouge sur la figure 3) sont croisés avec les simulations météorologiques. Les 765 points initiaux laissent leurs places aux 309 points des lieux précités. Pour rappel ces espaces, qui enregistrent les niveaux d'ozone les plus élevés de l'itinéraire de mesures, ne sont que très peu affectés par les polluants primaires émis par le trafic routier. L'ozone est corrélé négativement avec l'énergie cinétique turbulente (TKE), les hauteurs de couche limite (PBLH), l'humidité relative (HR) et les altitudes; l'intensité de ces corrélations est comprise entre -0,3 et -0,4 (tab. 1). Mais la variabilité spatiale de l'ozone est corrélée positivement avec les vitesses de vent (V);

un coefficient de 0,48 caractérise l'intensité de la relation; autrement dit plus la vitesse du vent augmente et plus les concentrations d'ozone sont fortes. Le sens de cette relation est inhabituel d'un point de vue temporel ; mais dans l'espace cela pourrait signifier que pour une part de destruction d'ozone par dépôt sec constante, moins les vitesses de vent des brises thermiques seraient élevées et moins l'apport d'ozone « nouveau » permettrait de combler le déficit engendré par le dépôt sec (Chang, 2003 ; Grøntoft, 2004). Ainsi lorsque les brises seraient trop faibles, l'érosion des concentrations d'ozone ne serait pas compensée et les valeurs chuteraient. Cette hypothèse pourrait expliquer les écarts d'ozone constatés en moyenne entre le littoral et l'intérieur. De plus les valeurs d'énergie cinétique turbulente et de hauteur de couche limite plus élevées dans l'intérieur favoriseraient une dilution verticale des concentrations d'ozone et provoqueraient donc mécaniquement des niveaux plus faibles que sur le littoral. La répartition moyenne de l'ozone dans l'espace étudié dépend donc en partie de la variabilité spatiale moyenne de la vitesse du vent, de l'énergie cinétique turbulente et de la hauteur de la couche limite. Bien que redondantes entre elles, ces variables paraissent toutes agir sur la diffusion horizontale et verticale de l'ozone.

Corrélations spatiales entre l'aspect moyen des variables météorologiques, l'altitude et les concentrations d'ozone moyennes enregistrées dans les espaces littoraux et intérieurs du parcours de mesures sur 70 jours d'avril à septembre 2007

Tableau 1

	TKE	V	PBLH	HR	Altitudes	O3
TKE	1	-0,86	0,86	-0,43	0,94	-0,39
V	-0,86	1	-0,87	0,23	-0,90	0,48
PBLH	0,86	-0,87	1	-0,33	0,85	-0,30
HR	-0,43	0,23	-0,33	1	-0,44	-0,39
Altitudes	0,94	-0,90	0,85	-0,44	1	-0,37
O3	-0,39	0,48	-0,30	-0,39	-0,37	1

Conclusion

La volonté d'identifier les causes puis d'expliquer la variabilité spatiale de l'ozone à fine échelle se heurte à la grande complexité des mécanismes physiques et chimiques régissant ce polluant atmosphérique. La configuration spatiale moyenne de l'ozone calculée à l'issue des mesures terrain au cours de la saison photochimique 2007 à Nice a permis de représenter la grande variabilité de ce gaz dans l'espace: le littoral est plus touché par l'ozone que les collines périurbaines; or le recours à un modèle de simulation météorologique rend disponible, à fine échelle spatiale également, des informations sur l'état de différentes variables atmosphériques. En croisant ces deux bases de données les disparités spatiales entre le littoral et les espaces périurbains intérieurs trouvent des hypothèses explicatives; cependant l'intensité des relations spatiales n'est pas suffisamment forte pour considérer que le phénomène est appréhendé et compris dans sa globalité.

Bibliographie

- Chang W., Heikes B. G. and Lee M., 2004: Ozone deposition to the sea surface: chemical enhancement and wind speed dependence, *Atmospheric Environment*, **38**, pp. 1053-1059.
- Grøntoft T., Henriksen J. F. and Seip H. M., 2004: The humidity dependence of ozone deposition onto a variety of building surfaces, *Atmospheric Environment*, **38**, pp. 59-68.
- Martin N., 2008 : *La pollution par l'ozone et la climatologie dans un espace méditerranéen : les Alpes-Maritimes*, thèse de doctorat, 281 p.
- Martin N., Carrega P., 2008 : La variabilité spatiale de l'ozone en milieu urbain et périurbain : le cas de Nice, *Actes de la 5ème édition des JIQA*, Lille, janvier 2008
- Martin N., Carrega P., 2007 : Etude de la pollution par l'ozone à échelle fine : premières mesures itinérantes dans les Alpes-Maritimes, *Actes du XXème colloque AIC*, Tunis septembre 2007, pp 363-368
- Millan M. M., Salvador R., Mantilla E., Artinano B., 1996: Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe: experimental results from EC research projects. *Atmospheric Environment*, **30**, pp. 1909-1924
- Millan M. M., Mantilla E., Salvador R., Carratala A. and Sanz M-J., 2000: Ozone cycles in the western Mediterranean basin: interpretation of monitoring data in complex coastal terrain, *Journal of Applied Meteorology*, **39**, pp. 487-508

POTENTIALITES ET PERSPECTIVES TOURISTIQUES FACE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE EN CASAMANCE (SENEGAL)

I. MBAYE¹, T. SANE¹, O. SY¹, P. PAUL²

¹Université de Ziguinchor, UFR des Sciences et Technologies, Département de Géographie, Tél/Fax : (00221) 991.68.09, BP : 523 Ziguinchor/SENEGAL E-mail : ibmbaye1@yahoo.fr ;

tsane_sn@yahoo.fr ; oumarsy@yahoo.fr

²Faculté de géographie et d'aménagement, 3, rue de l'Argonne, 67 083 Strasbourg Cedex E-mail : paul@geographie.u-strasbg.fr

Résumé : La région naturelle de la Casamance est la troisième destination touristique du Sénégal, après Dakar et la Petite Côte. Cette place lui revient grâce à ses 85 km de côtes ensoleillées avec de belles plages, bordées d'hôtels de grand standing à l'image de ceux du Cap-Skiring. A ce potentiel, s'ajoutent l'importance du réseau hydrographique, la richesse culturelle (les maisons à étages construites en banco de Mlomp classées parmi les monuments historiques, les musées de Diembéring, etc.) et la générosité du climat. A partir du moment où les choix de beaucoup de destinations se fondent sur les images que le climat génère, le changement climatique déjà perceptible en Casamance à travers la persistance des épisodes de sécheresse, ne modifierait-il pas la saisonnalité du tourisme ainsi que le potentiel attractif de la région ?

Mots clés : Tourisme ; Potentialités ; Changement climatique ; Casamance ; Sénégal

Abstract: *tourism in Casamance (Senegal): potential and perspectives faced with climatic change.* The natural region of the Casamance is the third tourist destination of Senegal, after Dakar and the Small Coast. This place returns it thanks to its 85 km coasts brightened with beautiful beaches, broadsides of hotels of great status to the image of these of the Cape - Skiring. To this potential, are added the importance of the system hydrographique, the cultural wealth (houses to floors constructed in banco of Mlomp classified among historical monuments, museums of Diembéring, etc.) and the generosity of the climate. From moment where choice of a lot destinations are based on images that the climate generates, the already perceptible of climate change in Casamance through the persistence of dryness episodes, would not modify the tourism saison and the potentialities of the region ?

Keywords: *Tourism; potential; Climate change; Casamance; Senegal*

Introduction

La Casamance présente dans sa globalité un tourisme balnéaire, symbolisé par le complexe du Cap Skiring et les campements privés. Le tourisme rural intégré est un produit complémentaire du tourisme balnéaire. Il consiste à la création de campements construits, gérés et animés par la population garantissant un confort minimum. C'est une opportunité pour découvrir la culture de la région, offrant ainsi la possibilité de contacts réels entre visiteurs et visités. Cette offre touristique relativement variée, place la région au troisième rang des destinations sénégalaises, après Dakar et la Petite Côte. Le climat constitue, comme dans la plupart des zones humides, un élément essentiel de l'activité touristique et récréative (Besancenot, 1990; Gomez Martin, 2005 ; Smith, 1993). Il s'impose dans le potentiel touristique par le l'intermédiaire des eaux ou de la végétation qu'il génère (Ielenicz et al., 2007). Ces atouts naturels conjugués aux motivations culturelles déterminent en grande partie le tourisme en Casamance. Mais, d'importants travaux ont souligné les impacts potentiels du changement climatique sur le tourisme et plus spécifiquement durant la période hivernale (Céron, 1998 ; Céron et Dubois, 2005a et b ; Hall et Higham, 2005).

Comment se présente le potentiel attractif ou les contraintes du tourisme en Casamance en fonction des impacts potentiels du changement climatique ?

1. Données et méthodes

Les données climatiques de la station synoptique de référence de Ziguinchor (basse Casamance), de la station climatologique de Sédhiou (Moyenne Casamance) et de Kolda (haute Casamance) ont été analysées afin de couvrir la région d'étude. Ainsi, à partir des archives, nous avons relevé la

pluviométrie et la température (maximale et minimale) mensuelles. Les séries de données climatologiques s'échelonnent de 1951 à 2008. Toutes les données climatologiques sont standardisées suivant l'équation ci-dessous.

$$Y = (X - \text{MOYENNE}) / \delta$$

X = la valeur de la modalité ; δ = écart-type ; Y = la valeur standardisée

Nous pouvons donc identifier les valeurs centrées autour de la moyenne, puis réduites et distinguer les années sèches des années humides. La littérature existante et les entretiens qui ont été menés auprès des différents acteurs du secteur touristique (Inspection Régionale du Tourisme, Syndicat d'Initiative et de Tourisme, personnel hôtelier, etc.), ont permis d'identifier les potentialités attractives de la région naturelle de la Casamance.

2. Résultats

2.1. Potentialités attractives

En Casamance, les arrivées touristiques sont déterminées à la fois par les atouts naturels et humains de la région. Hormis, la luxuriance de la végétation, la Casamance est réputée par 85 km de côtes ensoleillées, la densité relative de son réseau hydrographique, constitué par le fleuve casamance (300 km de long), ramifié en de nombreux bolongs (chenaux anastomosés) bordés de mangroves (figure 1).



Figure 1. Prise de vue du fleuve Casamance, bordé de mangroves à Elinkine

A ces quelques potentialités naturelles, s'ajoute une richesse culturelle remarquable. En effet, la notoriété de la région s'aperçoit surtout à travers ses nombreux sites et monuments historiques formés par les vestiges de la société traditionnelle, les cérémonies rituelles (initiation, «Kankourang», etc.) qui occupent une place importante dans la culture traditionnelle diola, les musées de Diembéring. Par ailleurs, l'habitat traditionnel qui présente une architecture originale (les cases à impluvium d'Affiniam, d'Enampore-Séléki) et les maisons à étages construites en banco de Mlomp (figure 2) sont aussi particulièrement dignes d'intérêt.



Figure 2. Prise de vue des maisons à étages en banco de Mlomp

2.2. Changement climatique et potentialités touristiques

Le changement climatique est défini comme l'évolution récente du climat sur une certaine durée, qu'elle soit due à la variabilité naturelle ou aux activités humaines (IPCC, 2007).

Au Sénégal, la plupart des scénarios de changement climatique prévoient une baisse de la pluviométrie annuelle de 7 à 24 % par rapport à la pluviométrie moyenne annuelle de 1961 à 1990 (Niasse *et al.*, 2004). En Casamance, l'évolution de la pluviométrie de 1951 à 2008, montre globalement une dégradation des conditions climatiques (figure 3). Ainsi, pour la station de Ziguinchor les valeurs pluviométriques enregistrées passent de 1 478 mm en 1951 à 744 mm en 2002. Au Cap-Skiring, le cumul pluviométrique annuel enregistré est égal à 1 803 mm en 1989 contre 671 mm en 2003. A Sédhiou, le total pluviométrique annuel passe de 1 516 mm en 1953 à 686 mm en 2002. Enfin, à Kolda, les valeurs pluviométriques obtenues passent de 2 152 mm en 1958 à 729 mm en 2002.

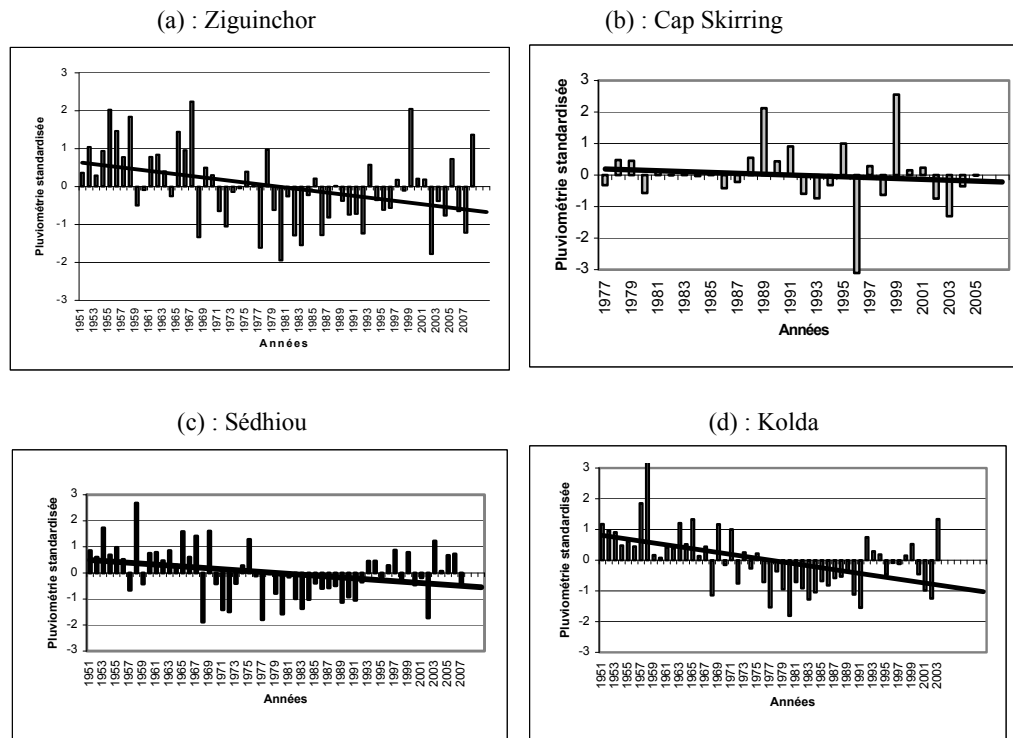


Figure 3. Évolution interannuelle de la pluviométrie standardisée en Casamance de 1951 à 2008

Les effets potentiels du changement climatique sur le tourisme ne sont plus à démontrer. Agnew et Viner (2001) l'ont déjà évoqué à travers la probable désaffection que les vagues de chaleur pourraient engendrer au mois d'août en Grèce et en Turquie. Morabito *et al.* (2004) ont aussi mis en évidence les effets négatifs que jouerait la hausse des températures sur le comportement des touristes à Florence. Cette augmentation de la température pourrait contribuer à l'érosion des plages (Phillips et Jones, 2006), par l'élévation du niveau de la mer (El-Raey *et al.*, 1999) et à la diminution des réserves d'eau (Besancenot, 2007). Dans des pays tels que le Sénégal, la Gambie, la Guinée-Bissau et le Nigéria, certaines études estiment que tous les peuplements de mangroves seraient décimés dans l'hypothèse d'une élévation du niveau de la mer d'un centimètre par an, soit un mètre en un siècle (Nocholls *et al.*, 1995). Au Sénégal, on estime que 37 % des superficies de mangroves seraient perdues dans l'hypothèse d'une élévation du niveau de la mer de 0,5 m d'ici 2100 (Dennis *et al.*, 1995). La perte des mangroves va entre autres affecter les économies locales qui en dépendent (cas de la pêche huière en Casamance). L'avancée de la mer va aussi se traduire par l'augmentation de la salinisation des sols, des eaux souterraines et les eaux de surface dans les pays côtiers de la région ouest africaine (Niasse *et al.*, 2004). Au Sénégal, une étude a montré que le biseau salé va pénétrer davantage dans l'aquifère de Dakar (Faye *et al.*, 2001). Cela laisse entrevoir que le littoral de la Casamance est aussi menacé. Outre les infrastructures et les habitations, les scénarios de changements climatiques les plus

plausibles et les rythmes d'élévation du niveau marin qui en découlent vont sérieusement affecter des secteurs sensibles de l'économie des pays côtiers de l'Afrique de l'Ouest : l'agriculture (avec les pertes de terres de culture ou la salinisation des sols), le tourisme (dont les installations sont situées pour l'essentiel le long de la côte), la pêche et le transport maritime (Niasse *et al.*, 2004).

La hausse de la température à l'échelle régionale, ne laisse pas indifférente la région de la Casamance. En effet, la température moyenne enregistrée à Ziguinchor de 1951 à 1980, varie entre 26 et 28 °C (fig. 2a). En revanche, pour la série allant de 1981 à 2008, la température moyenne annuelle enregistrée fluctue entre 27 et 29 °C (fig.2b). Cette variation de +1° C de la température n'est pas négligeable, car une augmentation de la température amplifierait les risques sanitaires (Didaskalou *et al.*, 2004).

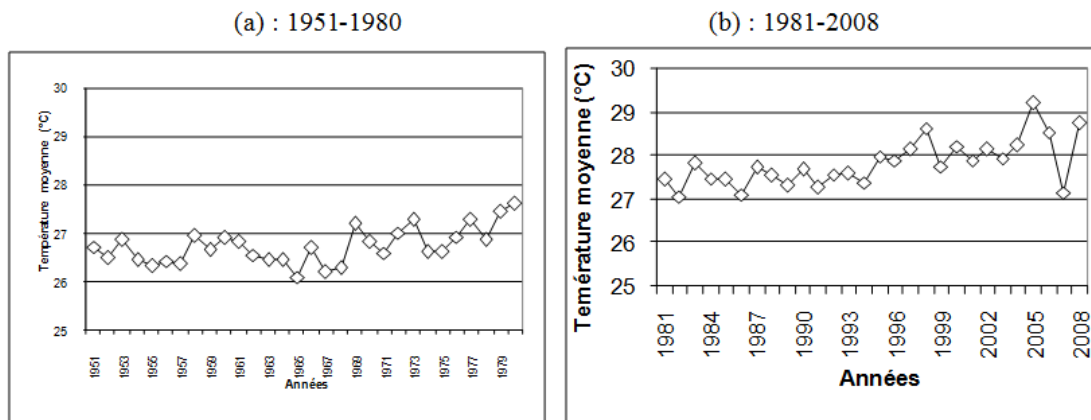


Figure 4. évolution interannuelle de la température moyenne à Ziguinchor de 1951 à 2008

Cette variation positive de la température à l'échelle annuelle se confirme à l'échelle mensuelle. Les mois les chauds (avril-mai) correspondent à la baisse saison touristique. Ainsi, de 28 °C respectivement pour la température moyenne des mois d'avril et mai (1951-1980), nous passons à 29 °C pour les mêmes mois de la série 1981-2008 (fig. 3). Cette légère hausse de la température expliquerait en partie la baisse des arrivées touristiques pendant cette période de l'année.

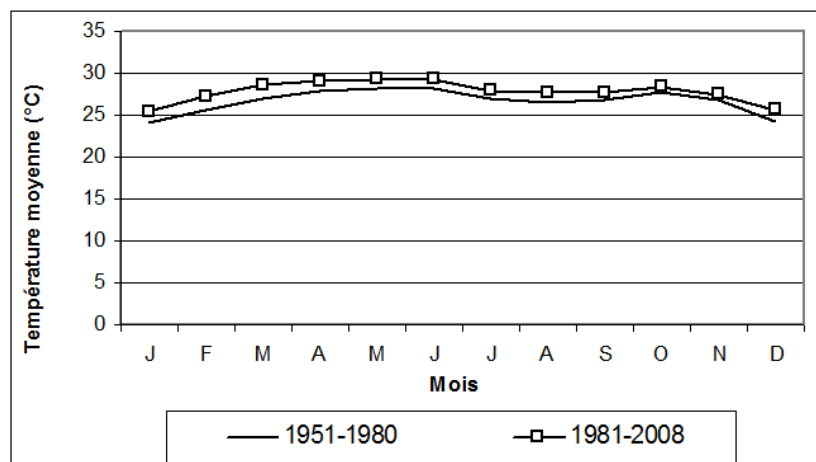


Figure 3 : évolution mensuelle de la température moyenne à Ziguinchor de 1951 à 2008

Si le climat joue un rôle sur la baisse du tourisme, l'histoire a montré que d'autres facteurs en termes de contraintes peuvent aggraver le phénomène. Il s'agit de :

- l'enclavement de la région : de 2002 à 2003, les arrivées touristiques passaient de 21 801 à 17 930 du fait de l'absence de desserte maritime, suite au naufrage du bateau le «Diola», survenu en septembre 2002 ;

- l'accessibilité de certains sites touristiques, liée à l'état défectueux des routes augmente le coût du déplacement ;

- du conflit armé qui sévissait depuis plus d'une vingtaine d'années, avait terni la notoriété de la région. Ainsi, les arrivées touristiques internationales sont passées de 43 440 en 1991 à 23 421 en 1998 (Diouf et *al.*, 2000). Toutefois, malgré ce conflit, très sporadique de nos jours, la Casamance occupe toujours une place privilégiée dans la sphère des principales régions touristiques du Sénégal (Sané et Mbaye, 2007) ;

Conclusion

En définitive, la région naturelle de la Casamance recèle d'importantes potentialités touristiques. Cependant, les effets négatifs potentiels du changement climatique (disparition de certaines espèces végétales, augmentation des températures maximales pendant la saison touristique (risque de désaffectation de la destination), menacent sérieusement ces atouts. Cette situation risque d'être compliquée par l'érosion des côtes et des berges du fleuve Casamance (Cap Skirring, Kafountine, l'île de Carabane) et la salinisation des réserves d'eau adjacentes. Pour minimiser ces effets négatifs, il serait peut être judicieux de développer une synergie entre les différents acteurs intervenant dans le secteur touristique à savoir le Ministère de tutelle, les collectivités locales et les populations, représentées par les associations professionnelles (Syndicat d'Initiative et de Tourisme) et la Fédération des Campements Villageois (FCV), oeuvrant tous dans le sens de désenclaver la région, de bien former le personnel des réceptifs et de promouvoir le tourisme rural intégré et l'écotourisme.

Bibliographie

- Agnew M.D., Viner D., 2001 : Potential impacts of climate change on international tourism, *Tourism and Hospitality Research*, **3**, 37-60.
- Besancenot J.P., 2007 : Changement climatique, Tourisme et Santé, le cas du bassin méditerranéen. *Actes XXème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 23-26.
- Besancenot J.P., 1990 : Climat et tourisme, Masson, Paris, 223 p.
- Ceron J.P. : Tourisme et changement climatique. In : *Impacts potentiels du changement climatique en France au XXIème siècle, Mission Interministérielle sur l'Effet de Serre*, Paris, 104-110.
- Ceron J.P., Dubois G., 2005a : Impact sur le tourisme. In : *Changements climatiques : quels impacts en France ? Climapact/Greenpeace* Paris, 119-126.
- Ceron J.P., Dubois G., 2005b : The potential impacts of climate change on French tourism, *Current Issues in Tourism*, **8**, 1-15.
- Dennis K.C., Niang-Diop I., Nicholls R.J., 1995 : Sea-level rise and Senegal : Potential impacts and consequences. *J. Coastal Res.* Fort Lauderdale, Sp Issue, **14**, 243-261.
- Diouf B.S., Faye A., Lake L.A., 2000 : Communications et tourisme. *Atlas Jeune Afrique. Le Sénégal. Paris, Les Editions Jeune Afrique* : 70-1.
- Didaskalou E.A., Nastos P.Th., Matzarakis A., 2004 : The development prospects for Greek health tourism and the role of the bioclimate regime in Greece, In : Matzarakis A., De Preitas C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 149-157.
- El-Raey M., Dewidar K.R., El -Hattab M., 1999 : Adaptation to the impacts of sea level rise in Egypt, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, **4**, 343-361.
- Faye S., Niang-Diop I., Cissé-Faye S., Evans D.G., Pfister M., Maloszewski P., Seiler K.P., 2001 : Seawater intrusion in the Dakar (Senegal) confined aquifer : calibration and testing of a 3 D finite element model. In : Seiler K.P. and Wohnlich S. (eds), "New Approaches Characterizing Groundwater Flow. Proceedings of the XXXI IAH Congress, Munich, 10-14 Sept 2001", A.A. Balkema, Lisse/Abingdon, **2**, 1183-1186.
- Gomez Martin M.B., 2005 : Weather, climate and tourism. A geographical perspective. *Annals of Tourism Research*, **32**, 571-591.
- Hall C.M., Higham J., 2005 : *Tourism, recreation and climate change*. Channel View Press, Clevedon, 305 p.
- Ielenicz M., Comanescu L., Cristian V.M., 2007 : Le rapport climat – activités touristiques sur le territoire de la Roumanie. Actes du XXème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 318-323.

IPCC, 2007 : *Summary for Policymakers. Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, UK, 7-22.

Morabito M., Cecchi L., Modesti P.A., Crisci A., Orlandini S., Maracchi G., Gensini G.F., 2004 : The impact of hot weather conditions on tourism in Florence, Italy : the summers 2002-2003 experience, In : MATZARAKIS A., DE PREITAS C.R., *Proceedings of the first International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 1-6.

Niasse M., Afouda A., Amani A., 2004 : Réduire la vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest aux impacts du climat sur les ressources en eau, les zones humides et la désertification – éléments de stratégie régionale de préparation et d'adaptation. *Union Mondiale pour la Nature (UICN)*, 82 p.

Nicholls R.J., Leatherman S.P., Dennis K.C., Volonte C.R., 1995 : Impacts and responses to sea-level rise : qualitative and quantitative assessments. *J. Coastal Res.* Fort Lauderdale, Sp Issue, **14**, 26-43.

Phillips MR, Jones AL, 2006 : Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone : problems, consequences and management, *Tourism Management*, **27**, 517-524.

Sané T., Mbaye I., 2007 : Etat des lieux et étude diagnostique de l'environnement de la Casamance. *Annales de la faculté des Lettres et Sciences Humaines*, n° 37/B, 183-201.

Smith K., 1993 : The influence of weather and climate on recreation and tourism. *Weather*, **48**, 398-404.

LES INONDATIONS CATASTROPHIQUES DU MOIS D'OCTOBRE 2008 A GHARDAÏA- ALGERIE

A. MEDEJERAB

*Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et Aménagement du Territoire.
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene.
BP : 32 El – Alia Bab-Ezzouar 16111, Alger- Algérie.
E-Mail : a_medjrab@hotmail.com*

Résumé : *L'article présente d'abord le contexte météorologique et hydrologique des inondations les plus graves des dernières décennies qui ont affectées la ville de Ghardaïa durant le mois d'octobre 2008, et qui ont causé le décès de 100 personnes et 89 blessés et 756 familles sinistrées, et des dégâts matériels importants estimés à 250 millions d'euros. Les résultats de cette étude mettent en évidence une faible vulnérabilité sociale face à ces événements extrêmes. Ils devraient permettre aux responsables de l'aménagement du territoire, une meilleure prise en compte de cette vulnérabilité et pourrait aider à une meilleure gestion locale des ces événements.*

Mots-clés : *Risques hydrologiques, perception du risque, ville de Ghardaïa.*

Abstract: *The calamitous inundations of October 2008 in Ghardaïa- Algeria. The paper presents the metrological and hydrologic context of the most serious floods of last decades which have affected the city of Ghardaia during October 2008 and caused the decease of 100 persons and 89 injured and 756 disaster families and important material damage estimated at 250 million euro. The results of this study show a low social vulnerability with regard to these extreme events. The latter should allow to the authorities of planning a better taking into account of this vulnerability and could help to a better local running of these events.*

Key Words: *Hydrological risks, perception of the risk, city of Ghardaia*

Introduction

Du 30 septembre au 1^{er} octobre 2008, un épisode de pluies diluviennes frappe la ville de Ghardaïa, située en région aride du Sahara Nord Algérien. Des pluies violentes et abondantes gonflent les cours d'eau qui débordent, provoquant rapidement des inondations d'une ampleur exceptionnelle. Cette catastrophe qui a touché la ville est liée, d'une part, à l'intensité de l'aléa concerné et d'autre part, à la vulnérabilité de cette région aux inondations

L'article aborde le contexte météorologique et hydrologique de ces inondations, les plus graves de ces dernières décennies à affecter particulièrement cette région.

1. Situation géographique de la région d'étude

La ville de Ghardaïa est considérée comme l'une des plus importantes régions touristiques en Algérie (Fig.1). Elle est située au Nord de la partie centrale du Sahara, à 632 km au Sud d'Alger (Figure 3). La majorité de la population est concentrée dans la zone urbanisée de la vallée du M'Zab. La lithologie est de type rocheux, le ruissellement est très important. La superficie de la région est de 86105 km², la population est d'environ 370020 habitants (2004) avec une densité de 4,27 habitants/km². L'activité principale est le tourisme et l'agriculture. La région de Ghardaïa présente une vulnérabilité très élevée face aux risques d'inondations, surtout dans les secteurs où les constructions et les activités économiques se sont développées, tels que la palmeraie et le lit majeur de la vallée de l'Oued M'zab. Le rôle de l'aléa météo-hydrologique dans la genèse de ces inondations a été aussi amplifié par l'activité humaine, notamment par une urbanisation anarchique, ainsi que l'élan du développement économiques dans la palmeraie et les zones inondables. Cette situation risque même de s'empirer avec le « *changement climatique* »,

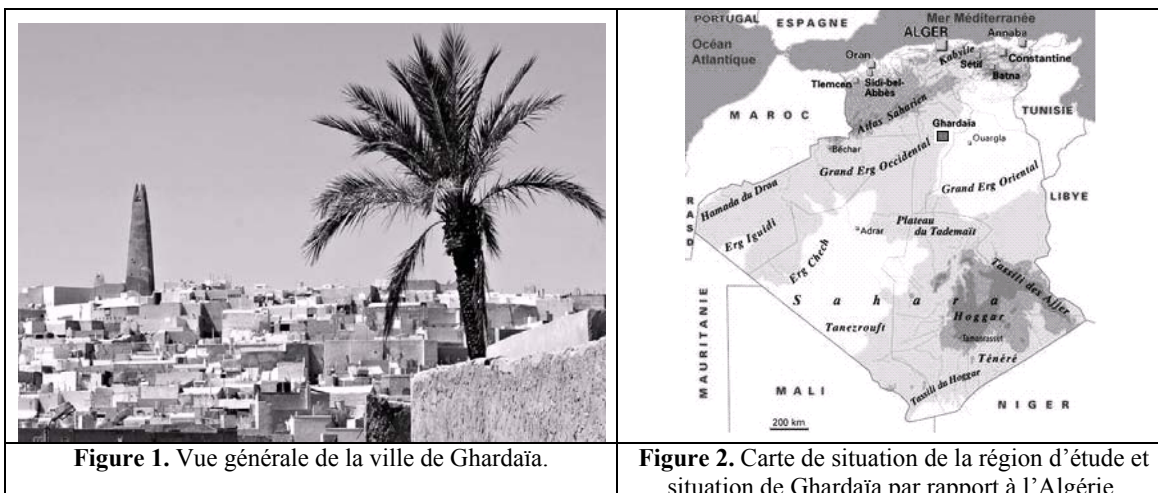


Figure 1. Vue générale de la ville de Ghardaïa.

Figure 2. Carte de situation de la région d'étude et situation de Ghardaïa par rapport à l'Algérie.

2. Particularité pluviométrique et hydrologique de la région d'étude

La région de Ghardaïa possède une seule station météorologique située à l'aéroport de la ville. Elle n'est pas dotée d'un pluviographe, et nous ne pouvons pas utiliser les données de la station la plus proche, celle de Hassi R'mel. Elle n'a fonctionné que durant une courte période, dans de mauvaises conditions. On y observe parfois des crues sans qu'une pluie ait été enregistrée à la station de Ghardaïa. C'est le cas du 20 mars 1943 et du 5 mars 1951 (Dubief, 1953). Il ressort de l'examen comparatif des pluies et des crues les constatations suivantes :

- les précipitations inférieures à 5mm ne donnent pas d'écoulement notable ;
- d'une façon grossière on peut dire qu'une pluie intense de 5 à 10 mm entraîne des écoulements dans les ravins et arrose une partie de la palmeraie de Ghardaïa ;
- lorsque la hauteur de la pluie dépasse 10 mm, les oueds se mettent à couler sur une longue distance ;
- enfin, lorsque les précipitations sont supérieures à 25mm, on observe de forts écoulements. Notons que de telles précipitations sont généralement assez répandues dans la région ;
- les crues peuvent être parfois considérables et peuvent submerger complètement tous les jardins, comme par exemple celles de décembre 1922 et d'octobre 1950. Les habitants ont été obligés de féconder leurs palmeraies ou récolter leurs dattes à l'aide de radeaux improvisés (Dubief, 1953).

3. Une région très vulnérable aux inondations

Les plus anciennes crues qui ont été notées dans les archives de la région sont celles d'octobre 1884 et du 5 janvier 1886. Le 30 septembre 1901 une crue catastrophique, d'une violence peu commune et « qui balaie tout » a été enregistrée. Son débit n'ayant pas été mesuré, elle fut uniquement évaluée par les habitants. La hauteur d'eau pouvait atteindre environ 10 m. Tous les barrages furent endommagés. L'oued M'zab coulait pendant deux jours jusqu'à atteindre la Sebkhia Séfouane, à environ 180km de Ghardaïa. La région a connu d'autres crues plus ou moins importantes comme celles du 3 novembre 1920, du 3 novembre 1937, du 5 mars 1951, du 21 janvier 1956 avant d'arriver à celle, exceptionnelle, du 17 novembre 1980, où 98,8 mm de pluies sont tombées sur la région durant 4 jours. Le 3 juin 1991, un violent orage a provoqué des inondations très importantes, ce qui a provoqué la destruction partielle de la digue d'El Atteuf et occasionné des pertes importantes dans le cheptel et les palmeraies. Les 29 et 30 mars 1994, la vallée de Mourad a connu également des inondations très importantes (251mm de pluies).

4. Les inondations du 1 octobre 2008 :

Les pluies diluviennes, qualifiées de « tsunami fluviale », accompagnées de violents orages, ont commencé le lundi 29 septembre 2008, après quatre années de sécheresse. La pluie a continué progressivement le mardi avec une intensité moyenne, puis le mercredi 1^{er} octobre le jour de l'Aïd (la fête qui marque la fin du jeun chez les musulmans, c'était le déluge, avec une pluie diluvienne,

totalisant près de 150 mm en une heure. Les principaux oueds de la région (M'Zab, Zeghir, Nsa, Metlili) ont fonctionné à plein régime. Selon les sources locales, c'est la première fois depuis 70 ans que les trois oueds affluents du l'oued M'Zab sont en cru. Habituellement seul un des trois oueds déborde sans mettre en danger les populations environnantes. Les autorités parlent d'un débit de 900 m³/s. L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) l'a estimé à 1200 m³/s.

C'est une crue exceptionnelle puisqu'elle a atteint la Sebkhia Séfiouane. Dubieff, qui a travaillé plus de 40 ans sur les précipitations au Sahara algérien, retient le fait que si lors d'une crue les eaux atteignent la Sebkhia Sefiouane, on peut considérer que celle-ci est cinquantenaire.

A Metlili située à 40 Km au nord de la ville de Ghardaïa, on a enregistré une hauteur d'eau de 6 m, alors qu'en aval de Ghardaïa, celle-ci a frôlé les 10m. Ce déluge a entraîné l'effondrement d'une retenue collinaire construite en 2005 au niveau de l'oued Laadhira situé à 20km du chef lieu de la wilaya de Ghardaïa (figure 4). En effet, les fortes pluies ont engendré une accumulation des eaux sur un rayon d'environ 2 km. La pression de l'eau a provoqué une brèche de 70m dans la retenue et le déferlement de près de 900m³/s sur la ville de Ghardaïa.



Figure 3. L'Oued M'Zab en cru



Figure 4. L'effondrement de la retenue collinaire

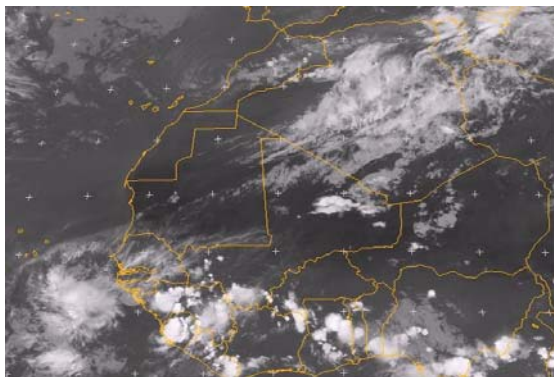


Figure 5. Image satellite du 30 septembre 2008 (ONM.2009)



Figure 6. Image satellite du 1 octobre 2008 (ONM.2009)

5. Etude synoptique :

L'analyse des images satellitaires en infrarouge durant la période allant du 30 septembre au 1^{er} octobre 2008 (figures 7 et 8) montre une masse nuageuse convective qui englobe le Sahara central, le Nord Sahara et l'Atlas Saharien, persistant durant toute cette période. Le suivi de l'évolution des nuages montre bien leur concentration sur la région de Hassi R'mel et le Sahara central où l'on a enregistré 21mm à la station d'Adrar.

5.1. Situation en surface

La situation en surface a été caractérisée par des pressions moyennes sur le Sahara Central avec extension d'un couloir dépressionnaire vers le nord du Maroc, favorisant des remontées d'air chaud, d'où la présence de la limite frontale séparant les deux masses d'air.

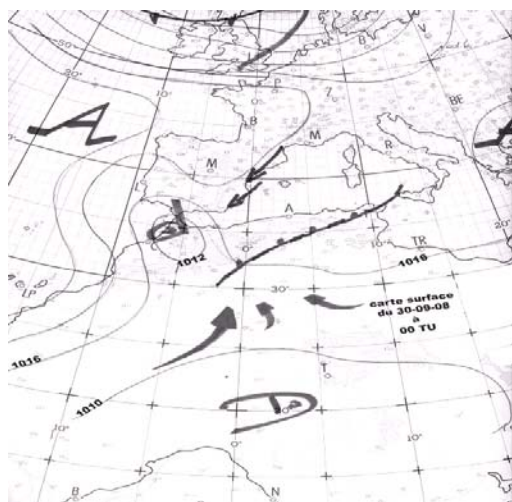


Figure 7. Situation en surface du 30/09/2008

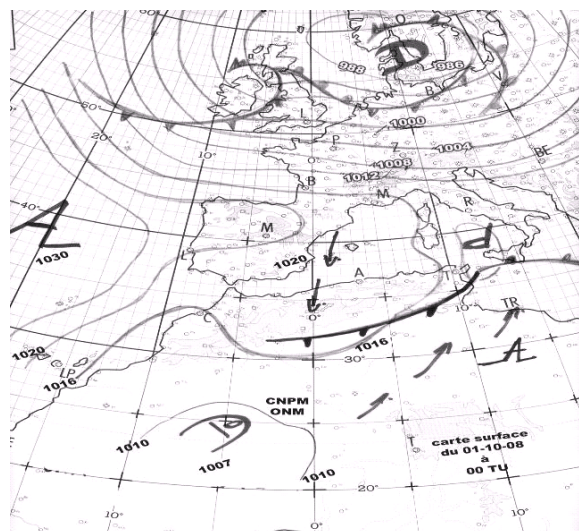


Figure 8. Situation en surface du 01/10/2008

5.2. Situation en altitude

La situation en altitude montre la présence d'un minimum (570 hPa le 29 septembre 2008) au large de Gibraltar avec une extension d'un thalweg au large des côtes atlantiques marocaines. Ce complexe dépressionnaire a favorisé la pénétration d'air humide de l'Atlantique vers le Nord Sahara et l'Atlas Saharien, où la température de la masse d'air était d'environ -8°C . Ce minimum de pression a évolué progressivement durant la journée du 30 septembre vers l'intérieur du Maroc.

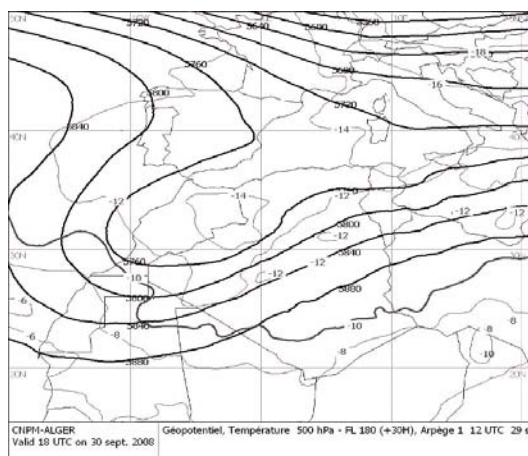


Figure 9. Situation en altitude du 30 /09/2008

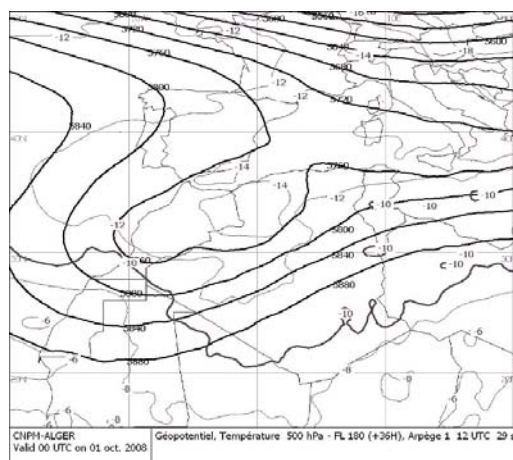


Figure 10. Situation en altitude du 1/10/2008

L'amorce de la dorsale sur la partie Est de l'Algérie a contribué au maintien de l'activité orageuse sur la zone occidentale de l'Atlas Saharien. En plus, on observe la pénétration d'une masse d'air relativement froide, le 30 septembre 2008 par le Nord-Est du Maroc. Des températures de l'ordre de -14°C ont été observées le 30 septembre 2008 dans le Sud-Ouest de l'Algérie (région Bechar). Les éléments de cet ensemble dynamique, combinés entre eux, ont induit la formation de nuages orageux à très forte extension verticale.

6. Les impacts immédiats des inondations

Jamais de mémoire d'octogénaires résidant dans la vallée du M'zab, la région n'a vécu une telle catastrophe. L'oued M'zab, qui est sorti de son lit vers 4 h du matin a, en effet, tout emporté sur son passage. Les dégâts sont énormes : décès de 100 personnes, 89 blessés, 756 familles sinistrées, 19 établissements scolaires endommagés, 7200 foyers privés d'électricité et 2300 familles privées d'eau. Plus de 1200ha de cultures maraîchères, arboricoles et de palmeraies ont été laminés par les eaux. Plus de 1000 têtes de bétail ont péri et plus de 300 véhicules ont été emportés par les eaux. Une usine de fabrication de batteries sous licence (Tudor), employant plus de 200 ouvriers, a été complètement saccagée par les eaux. L'estimation des dégâts touchant les infrastructures avoisine les 20,1 Milliards de Dinars, soit environ 200 millions d'euros.



Figure 11. Des voitures emportées par les eaux



Figure 12. Une route transformée en torrent



Figure 13. Le niveau d'eau a atteint 10 m dans la palmeraie



Figure 14. Un quartier transformé en torrent

Conclusion :

La vallée de M'zab présente une très forte vulnérabilité face aux risques météo hydrologiques. C'est la conséquence de ses contraintes naturelles et de son développement socio-économique. Cela a été mis en évidence lors des inondations d'octobre 2008, qui, par leurs dégâts, s'inscrivent parmi les plus graves événements hydrologiques extrêmes ayant affecté cette région. Le rôle de l'aléa météo hydrologique dans la genèse de ces inondations a été amplifié par l'activité humaine, notamment par une urbanisation anarchique et un développement des installations et des activités économiques dans des zones inondables. Les événements ont démontré que les digues ne sont pas toujours une mesure efficace de protection contre les inondations. Dans le cas des aléas météo-hydrologiques extrêmes, de fréquence rare, leur rupture amplifie les effets. L'absence jusqu'à présent d'un système d'annonce des crues à distance explique les lourds dégâts enregistrés.

Bibliographie

Chouari W., 2006: *Les pluies torrentielles des 17 et 24 septembre 2003 dans le grand Tunis. Analyse météorologiques et impacts immédiats. Publications de l'AIC.* p.166 à 171.

Dubief J., 1953: *Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara.* Thèse de doctorat d'Etat, Université d'Alger. 453 p.

Djellouli Y., Saci A., 2003: *Les inondations catastrophiques de novembre 2001 à Alger.* Publications de l'AIC, Vol. 15, Collection p. 320-328.

Gabriela L et al. 2006: *La perception des risques météo-hydrologiques la cas des inondations de septembre 2005 dans la vallée de la Prahova (Roumanie).* Publications de l'AIC p. 322-327.

Thomas M, Schmit T., 2008 : *Protection du patrimoine culture et transformation socioculturelle la vallée du M'zab, un site classé patrimoine mondiale en Algérie. Les pays du Maghreb, contribution de la géographie humaine allemande,* présenté à l'occasion du 31^{ème} Congrès International de Géographie à Tunis du 12 au 15 août 2008.p.38-49

Veroique D. et al., 2003 : *Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France.* La météorologie n° 42.19-27.

LES PRÉCIPITATIONS ABONDANTES DE L'OUEST D'UKRAINE ET DU NORD DE MOLDAVIE ENREGISTRÉES DANS LA PÉRIODE 23-28 JUILLET 2008. CAUSES ET CONSÉQUENCES

D. MIHĂILĂ¹, DIANA-CORINA BOSTAN², I. TĂNASĂ³

¹Univ. „Ștefan cel Mare” Suceava (mihaila_dum@yahoo.com)

²S.R.P.V. Bacau (dianabostan@yahoo.com)

³Stația Meteorologică Suceava (ion_tanasa.meteo@yahoo.com)

Résumé. Pendant l'intervalle 23-28. 07. 2008 dans les districts de l'extrémité occidentale de l'Ukraine (Ivano-Frankivsk et Cernăuți) et dans la moitié du Nord de la Moldavie grandes quantités de précipitations ont été mesurées, dans beaucoup de cas ces prenant la place des maximums historiques absolus. Les conditions synoptiques et orographic des régions sont à la causé de ces grandes quantités de précipitations qui sont tombées dans un intervalle très court, dans des cycles successifs et sur de larges habitats, sur les deux côtés de la frontière avec l'Ukraine. L'excès pluviométrique a produit des événements hydrologiques exceptionnels dans l'intervalle 24.07 – 5. 08. 2008, respectivement des crues soudaines, exceptionnellement violentes et amples, surtout sur les fleuves du nord-est de la Roumanie (Bistrita, la Moldavie, Suceava, Siret, Prut), mais sur d'autres artères hydrographiques de plus petites dimensions, aussi.

Mots-clés: précipitations torrentielles, crues soudaine, pertes matérielles

Abstract. The heavy rainfall from western ukraine and the north of Moldavia recorded for the period July 23-28, 2008. Reasons and consequences. During the interval 23-28. 07. 2008 in the districts from the western extremity of Ukraine (Ivano-Frankivsk and Cernăuți) and in the northern half of Moldavia fell large quantities of precipitations, in many cases becoming absolute historical maximums. The synoptic and orographic conditions from the areas indicated led to large quantities of precipitations which fell in a short time, in successive cycles and on wide habitats, on the both sides of the state frontier with Ukraine. The excessive pluviometry generated exceptional hydrologic events in the interval 24.07 – 5. 08. 2008, respectively flash floods, uncommonly violent and ample, especially on the rivers from the north-east of Romania (Bistrita, Moldova, Suceava, Siret, Prut), but on other hydrographic arteries of smaller dimensions, too.

Keywords: torrential precipitations, flash floods, material losses

1. Généralités. Les moyens et les données utilisées

Cette analyse se base sur les données pluviométriques sur toute l'étendue de la Roumanie (Figure 4-6) et hydrologiques (Figure 7, 8, 9, 10, 13, 14,15 et le tableau 1) et de bassins de rivières Siret et Prut (Figure 1 et 2) dans l'intervalle juillet- août 2008.



Figure 2. Les rivières Siret et Prut avec leurs principaux affluents et les stations hydrométriques dont les données ont été analysées

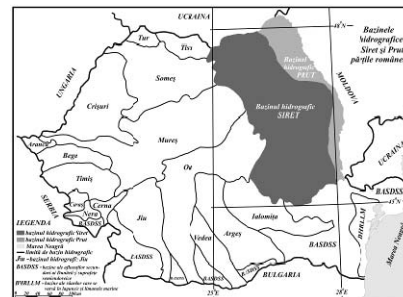


Figure 1. La position mathématique et géographique de bassins de Siret et de Prut

Nous n'avons pas reçu les données pluviométriques et hydrométriques d'Ukraine, les échanges d'informations et la collaboration scientifique avec le pays voisin étant déficitaires. Ni la relation avec la République de Moldavie, la situation n'est pas meilleure, sur la rivière Prut nous avons des mesures de débit seulement de Radauti- Prut et de Stanca (Figure 2, 14). En outre, les crues subites le Prut sont importantes et génératrices d'importantes pertes seulement en amont du lac Stânca, en aval les flux étant régularisés (en aval de Stânca R. A. Prut de Iasi ne dispose que de mesures des niveaux, les sections actives de la rivière n'étant pas déterminées exactement.

En échange, dans le bassin de Siret nous avons disposé de toutes les données pluvio- et hydrométriques (26 stations hydrométriques, Figure 2).

L'archive électronique du site wetterzentrale de l'intervalle avec un maximum de pluie (24- 27.VII.2008 - Figure 3) est assez pertinente pour soutenir l'argumentation synoptique de cet épisode pluviométrique.

Nous avons reçu les données concernant les pertes causées par les inondations dans les sept départements touchés par le niveau des villes et des communes. Elles ont été importantes, mais l'espace restreint de la cette présentation ne nous permet pas de détailler plus.

2. La situation synoptique de 24-27.VII. 2008

Le contexte synoptique qui a entraîné de fortes précipitations a consisté dans la présence d'un couplage entre un noyau de la Dépression Arabe et un noyau froid d'altitude, qui a persisté quelques jours et qui a eu une évolution rétrograde, dans le nord de la Mer Noire au nord de la Moldavie et de la Bucovine. Les conditions synoptiques et orographiques des zones à l'est des Carpates ont produit de grandes quantités de précipitations en peu de temps, dans des cycles successifs et sur de vastes zones, des deux côtés de la frontière avec l'Ukraine.

À partir du 22 juillet 2008, sur la terre, sur un thalweg de la Dépression Arabe apparaît un noyau de dépression de 1005hPa dans le bassin de la Mer Egée. En altitude, à 500hPa, le 23 juillet est apparu un noyau fermé avec un centre sur le sud de la Hongrie qui a évolué progressivement sur la Serbie, le sud de la Roumanie, pour arriver enfin dans l'ouest de la Mer Noire.

Dans les jours suivants (Figure 3), la pression a continué de baisser, le noyau de 1005hPa a progressé sur l'ensemble du bassin de la Mer Noire, après le 27 juillet 2008 il s'est déplacé lentement de la Mer d'Azov vers

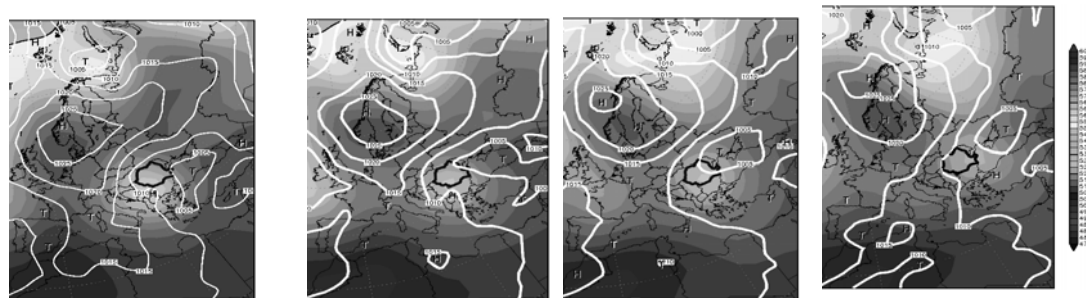


Figure 3. La répartition de la pression de l'air au sol et au niveau de la surface isobare de 500hPa au-dessus de l'est de l'Europe du 24 au -27.VII.2008 d'après www.wetterzentrale.de la Russie, et le territoire de la Roumanie est sorti de son influence.

Le noyau constitué dans le thalweg de la Dépression Arabe - à l'afflux de l'humidité et de chaleur- en corrélation avec le noyau froid d'altitude qui ont manifesté leur présence pendant les quatre jours de la dernière décade de juillet (24-27 juillet 2008) ont déterminé les fortes précipitations qui ont conduit à des flux record enregistrés sur les rivières Moldavie, Suceava, Siret et Prut.

3. La distribution spatiale des précipitations atmosphériques dans l'intervalle 22-27. VII. 2008

Dans une première étape - 22-23.VII, les précipitations ont été importantes dans l'ouest de la Roumanie (Figure 4a), et puis leur étendue a glissé progressivement vers le nord-est du pays - 23-24.VII, en occupant en premier les zones de montagne, et puis les zones de plateau, en totalisant un accroissement de quantités, en avançant vers le nord-ouest de Plateau de Suceava, où elles ont atteint des quantités maximales (Figure 4b).

Les vagues successives de précipitations se sont progressivement déplacées vers E-NE, leurs quantités ont augmenté dans les bassins de Suceava et de Siret Supérieur (Ukraine), en affectant la moitié orientale du Plateau de Suceava, surtout dans l'après-midi du 24, la première partie de la nuit du 24-25.VII (Figure 5a) et du 25.VII (Figure 5b).

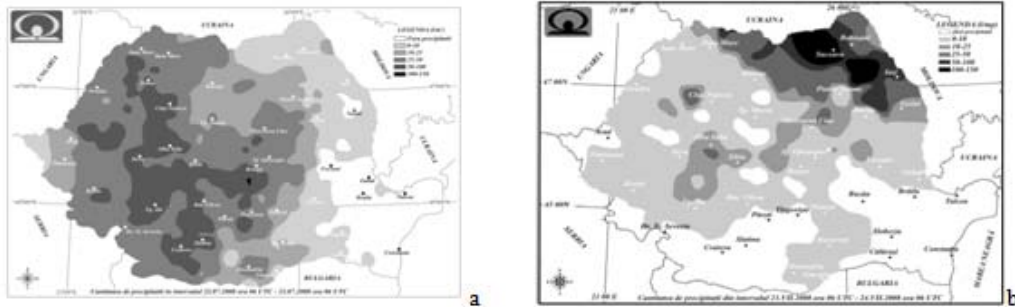


Figure 4. La répartition territoriale des précipitations atmosphériques de plus de 24 heures en Roumanie dans l'intervalle 22-24.VII.2008 (a – 22-23 et b – 23-24.VII.2008, 6⁰⁰h - 6⁰⁰h UTC)

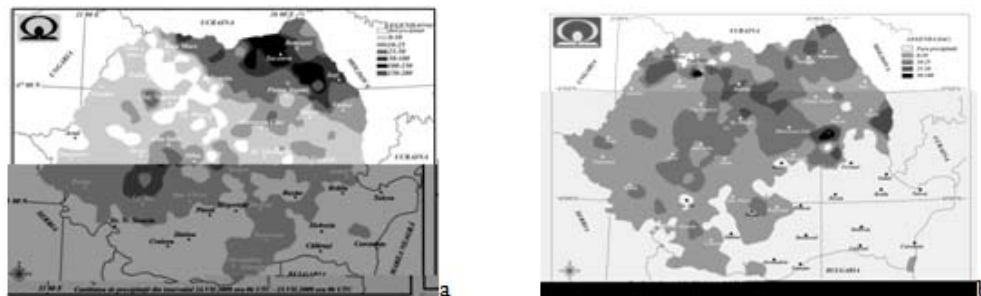


Figure 5. La répartition territoriale des précipitations atmosphériques de plus de 24 heures de Roumanie de l'intervalle 24-26.VII.2008 (a – 24-25 et b – 25-26.VII.2008, 6⁰⁰h - 6⁰⁰h UTC)

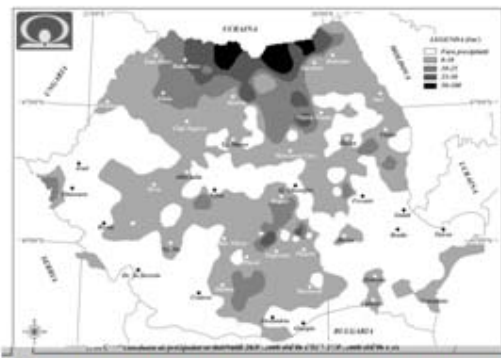


Figure 6. La répartition territoriale des précipitations atmosphériques de Roumanie dans l'intervalle 26.VII.2008 heure 6⁰⁰ UTC - 27.VII.2008 heure 6⁰⁰ UTC

Dans l'intervalle 26-27 juillet 2008, bien que la zone de précipitations s'est progressivement réduite, elles n'ont pas obtenu d'importantes quantités dans certaines régions de l'extrême nord de la Roumanie (Figure 6). De 27.VII les quantités de précipitations tombées n'ont pas eu des conséquences hydrologiques importantes.

Les effets pluviométriques dans le plan hydrologique ont commencé le 24 et le 25 juillet et ont été étendues le 26.VII, en devenant amples, en particulier dans les moitiés nord des bassins Siret et Prut. En moyenne, dans les six jours riches en précipitations, on a enregistré des quantités historiques, surtout dans le nord et l'est du département de Suceava (299.9mm à Brodina et 431.9mm à Vicovu de Jos - sur Suceava; 202.2mm à Radauti - sur Sucevita; 163.5mm à Falticeni sur

Somuzul Mare; 193.2mm à Adancata - dans le bassin de Siret).

4. L'impact hydrologique direct des pluies torrentielles sur les fuites d'eau sur les rivières des deux bassins

Les crues subites sur Bistrita (Figure 7) bien qu' importantes, n'ont pas eu de graves répercussions sur le plan économique et environnementale.

Les précipitations, de plus en plus grande vers l'est- nord-est, enregistrées dans le bassin de Moldavie, pendant la nuit du 23-24 juillet 2008 commencent de montrer les effets hydrologiques (Figure 8a, b) et économiques, dès le matin du 24 juillet.

L'évolution des événements climatiques des Carpates Boisés, Obcinile Bucovinei, Plateau Volino-Podolic et du nord du Plateau de la Moldavie, ont déterminé la production de deux-trois crues subites successives et extrêmement violentes en seulement deux-trois jours, en particulier dans la moitié du nord de la Moldovie (au début dans les bassins de Suceava et de Siret et puis dans le bassin de Prut) accompagnées par des victimes, d'importants dégâts et pertes matérielles.

Dans le tableau 1 sont présentés de façon synthétique les flux moyens et maximum absolu de bassin de Siret, les maximums historiques étant mis en évidence.

Les débits maximum enregistrés aux stations hydrométriques du bassin hydrographique de la rivière Siret

Tableau 1.

Râul	Postul hidro	Debit mediu (m ³ /s)	Debit maxim absolut			
			până în 2008		iulie 2008	
			m ³ /s	luna/an	m ³ /s	Ziua/ora
Moldova	P.Dornei	7,31	304	07.1972	274	24-h 05 ⁰⁰
	G.Humor	18,55	694	08.2002	664	26-h 20 ⁰⁰
	Roman	32,60	1416	-	797	28-h 13 ⁰⁰
Moldovița	Lunguleț	2,90	186	07.1969	254	26-h 13 ³⁰
	Dragosa	5,05	463	08.2002	539	26-h 15-16
Suceava	Brodina	3,46	325	06.1969	465	26-h 16 ⁰⁰
	Țibeni		520	06.1995	966	26-h 21 ⁰⁰
	Ițcani	16,50	1354	06.1969	1946	27-h 04 ⁰⁰
Pozen	Horodnic		108	06.1975	104	26-h 16 ⁰⁰
Soloneț	Părhăuți	0,94	309	07.2006	360	25-h 06 ⁰⁰
Siret	Siret	11,50	1193	07.1969	920	26-h 01-02
	Huțani	12,40	866	07.1969	672	27-h 08-10
	Lespezi	36,7	1133	07.1969	1855	27-h 16 ¹⁷
	Ad. Vechi	144	2320	-	2720	29-h 14 ⁰⁰

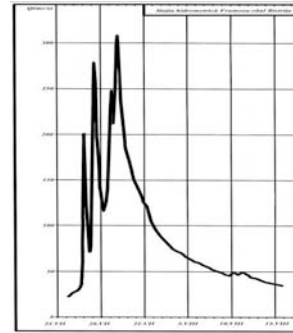


Figure 7. Le hydrographe de la crue subite de juillet - août 2008 à la station Frumosu (Bistrita)

L'intensification de l'activité frontale a conduit à des chutes massives des précipitations, le maximum historique en 24 heures pour beaucoup de points de mesure.

La conséquence: dans huit cas analysés, les maximum historiques ont été dépassés, devenant eux-même maximum absolus: 25 juillet à Părhăuți (sur Solonet, où le flux est monté a 360m³/s); 26 juillet à Dragosa - 539m³/s et Lunguleț - 254m³/s (sur Moldovița), à Brodina (465m³/s) et Țibeni (966m³/s) sur Suceava; 27 juillet à Ițcani (1946m³/s, même sur Suceava), à Lespezi (1855m³/s) et à Adjuu Vechi (2720m³/s) sur Siret. La représentation des flux met en évidence sur Bistrita, Moldavie et Suceava au moins deux pointes de crues subites - figure. 7, 8. Dans certaines situations le nombre des accroissements et des décroissements successifs de flux est de 5 (Figure 8a), en fonction des particularités et du comportement hydrologique de chaque artère hydrographique. En juillet - août 2008 les manifestations hydrologiques ont porté l'empreinte prégnante du régime des pluies torrentielles, qui ont été enregistrées dans des étapes successives, pendant la dernière décade du juillet 2008. Après l'arrêta la cessation des précipitations et l'avancement de crues subites vers l'aval, les pointes de crues subites se sont diminuées en nombre et en amplitude.

Sur les rivières de Obcini (Moldavie et Moldovița) et la zone de contact montagne- plateau (Suceava, Brodina, Siret), des deux côtés de la frontière avec

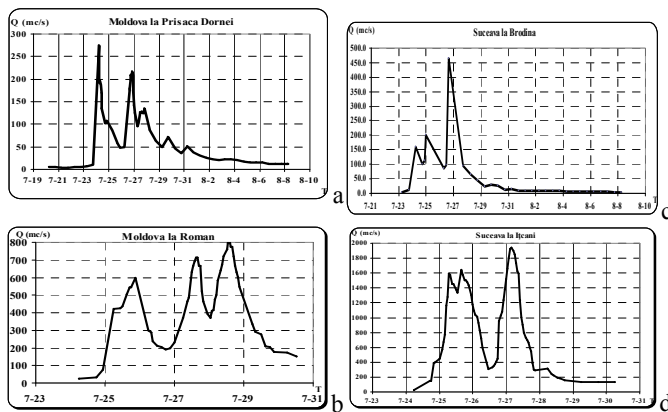


Figure 8. Les hydrographes de crues subites de juillet - août 2008 sur Moldavie (a – Prisaca Dornei, b – Roman) et Suceava (c – Brodina, d – Ițcani)

l'Ukraine, les crues subites ont été complexes, avec plusieurs pointes surtout à cause de précipitations abondantes enregistrées dans des séquences successives sur le territoire d'Ukraine (les Carpates ukrainiennes), le 25-26.07.

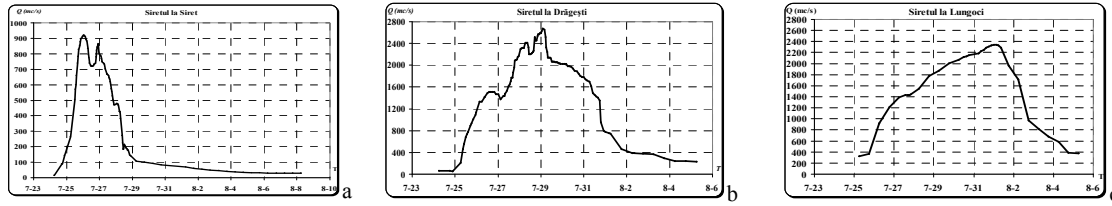


Figure. 9-11. Les hydrographes de crues subites de juillet - août 2008 aux stations hydrométriques sur Siret (a- Siret, b- Drăgești, c- Lungoci)

C'est important de noter le fait que sur le secteur inférieur de la Moldavie et de Suceava, sur le secteur moyen et inférieur de Siret, les crues subites se sont produites à cause de riches précipitations tombées dans les secteurs supérieurs des bassins et de la propagation des ondes de crues de l'amont vers l'aval.

Les hydrographes élaborés pour quelques postes hydrométriques en relations avec les parties du centre-ouest (Trotus, Putna), sud- ouest (Ramnicu - Sarat, Buzau) et centre - sud - est du bassin de Siret (Barlad) indiquent des augmentations substantielles des flux, mais sans dépasser les maximum absolus, ni sur les affluents à droite, ni sur ceux à gauche de Siret.

À cause du déplacement des vagues de précipitations vers le nord - nord-est, dans le bassin supérieur de Prut, les crues subites sont apparues avec du retard (après le 25 juillet), mais ont résisté jusqu' au 5 août 2008 (Figure 14).

Bien que les précipitations enregistrées dans la partie roumaine du bassin n'aient pas eu des valeurs importantes, dans le cas de Prut, l'accroissement du flux à plus de 4500m³/s - ?! Entre le 27 et le 28 juillet 2008 a eu pour cause les pluies torrentielles de l'aire carpatique et podolic d'Ukraine. Prut est entré en Roumanie à Oroftiana avec un flux de plus de 4000m³/s après avoir rassemblé des précipitations sur une surface de 8241km² sur le territoire de l'Ukraine. Dans le cas de Prut, les accroissements de flux qui ont provoqué les tragédies de

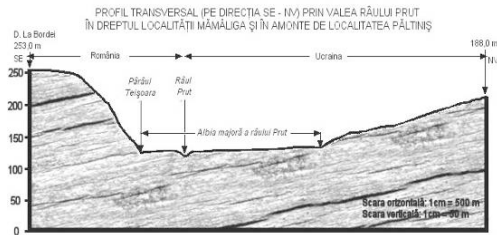


Figure 12 Le profil transversal de la vallée du Prut dans le droit des localités Paltinis (Roumanie) - Mamaliga (Ukraine)

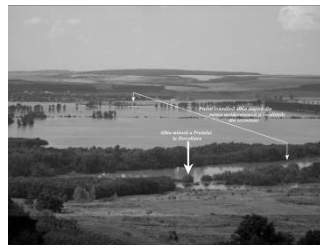


Figure 13 Prut à Horodistea le 28.VII.2008

Radauti -Prut, ont leur origine dans les riches précipitations enregistrées en Ukraine, auxquelles s'est rajouté la mauvaise gestion de l'immense réservoir d'eau de Stâncă-Costesti,

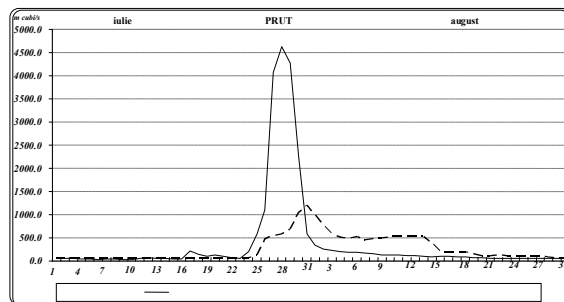


Figure 14. Les hydrographes de crues subites de juillet- août 2008 aux stations hydrométriques du secteur supérieur de Prut

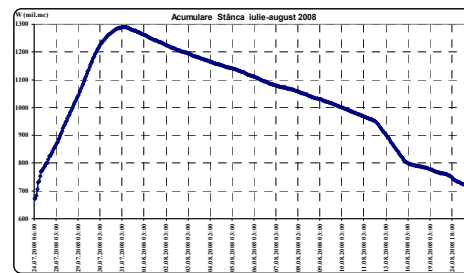


Figure 15. L'évolution du volume de l'eau de l'accumulation Stâncă - Costesti dans l'intervalle 24.VII - 29.VIII.2008

qui a généré un phénomène remu propagé sur une distance de plus de 70km en amont du barrage.

Les pertes dans le secteur de la suite de la vallée du Prut entre Oroftiana et Radauti- Prut auraient été plus grandes si la vallée avait eu un autre profil transversal. Sa nature asymétrique - Figure 12, a provoqué des inondations plus dommageables dans la partie ukrainienne de la vallée - Figure 13. Le grand volum d'eau accumulée sur le Prut derrière le barrage Stanca- Costesti - 1300mil. m³ le 31.VII.2008 à 3⁰⁰ h a fait que la turbine arrive de nouveau à la normale que vers le 29.VII.2008. Entre les hydrographes établies pour la partie supérieure du Prut à l'entrée du pays et pour le barrage d'accumulation de Stâncă - Figure 14 (ou en aval de celui-ci) il y a un contraste évident à partir duquel il est clair le rôle de régularisation contrôlée de flux, facilitée par l'existence de ce grand lac d'accumulation.

5. Les pertes humaines et économiques

Les pertes en vies humaines ont entraîné la mort de deux personnes et une personne disparue dans le département de Suceava, et les pertes économiques totales après les phénomènes naturels extrêmes de la dernière décennie de juillet 2008 ont été très grandes et très difficile à évaluer dans leur intégralité.

Pourtant on peut constater qu'elles ont atteint les valeurs les plus élevées dans l'extrême nord de la Moldavie, surtout dans les départements des Suceava (2422 maisons affectées; 203 maisons détruites etc.), Botosani (186 maisons détruites, 317 maisons endommagées, 27540km des sections sur les routes départementales, 4 ponts, 7200.5ha de cultures etc.), mais aussi Neamt et Iasi (324km routes, 135 maisons détruites, 369 maisons endommagées, 322 ménages annexes détruits).

Dans le nord-est de la Moldavie, les zones les plus touchées par les inondations ont coïncidé avec le maximum des quantités de précipitations (dont les noyaux sont clairement indiqués dans les Figure 4-6). Seulement la «Direction d'eaux roumaines» la filiale "Siret" Bacau (qui gère l'ensemble du bassin de la rivière Siret) a évalué le total des dommages à 1.834.285.292RON (plus de 450 mil. euros). Les dommages produits par les crues subites causées par les fortes précipitations de la dernière décennie de juillet 2008 ont entraîné de graves dommages pour l'infrastructure routière, ferroviaire, du transport du gaz naturel et de l'électricité, aux réseaux de téléphonie fixe et mobile, du foyer communal (eau, canalisation, chauffage). Les ménages privés ont enregistré aussi d'importantes pertes, des portions de barrages et des ponts ont été entièrement ou partiellement détruites, des cultures et bon nombre d'animaux ont été perdus. En même temps, on peut discuter, en certaines zones, même d'une véritable rupture économique et sociale.

Management et conclusions

Les tempêtes génératrices d'inondations de la saison chaude sont les plus souvent des phénomènes sévères et qui comportent un risque hydrométéorologique sur toute la superficie de la Roumanie.

La situation géographique, le relief, le climat, la disposition et la structure du réseau hydrographique, les déterminations d'ordre anthropique (les déforestations massives, la pollution par les déchets dans les cours d'eau, la faible maintenance des banques et des barrages de protection, les investissements insuffisants, les ponts sous dimensionnés, l'emplacement des constructions dans le lit majeur) favorisent la production de ces phénomènes à risque sur la toute la surface des deux bassins.

Dans la montagne se produisent des inondations rapides causées par des fuites massives sur les pentes et par la réduction de la capacité à collecter des affluents. La statistique des 15 dernières années révèle que, pratiquement, chaque localité a été plusieurs fois touchée par ces phénomènes qui génèrent d'importants dommages, tant aux citoyens qu'aux opérateurs économiques dans le secteur forestier et de la première transformation du bois, favorisant la houle du vent avec une grande quantité des chutes et la destruction de nombreuses routes forestières.

Ces blocages apparaissent dans la région des ponts, des colmatages et des déviations des lits. Ils ont touché pratiquement, tous les domaines de la vie économique et sociale du territoire étudié. Les mesures visant à contrôler ces phénomènes doivent être prises très rapidement, sans attendre la reproduction d'autres phénomènes analogues qui selon les statistiques seront de plus en plus fréquentes.

Bibliographie

- Bostan Diana, Mihăilă D., Tănasă I. (2009): The abundant precipitations in the period 22nd – 27th of July, 2008, from Suceava country and the surrounding areas. Causes and consequences, „Riscuri și catastrofe”, An VIII, Nr. 6, Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Dăscălița D., Pleșcoianu Daniela, Olariu P. (2008): Aspect regarding some hydroclimatic phenomena with risk character from Siret hydrographic area. Structural and nonstructural measures of prevention and emergency, „Present Environment and Sustainable Development”, Edit. Univ. „Al. I. Cuza” Iași
- Mihăilă D., Tănasă I., Bostan Diana (2007): Precipitațiile din seara de 30 iunie 2006 de la Arbore; cauze și consecințe, Lucrările Seminarului Geografic Dimitrie Cantemir, Univ. „Al. I. Cuza”, Iasi,
- Ujvari I. (1972): Geografia apelor României, Edit. Științifică, București
- Romanescu, Gh. (2003): Inundațiile-între natural și accidental, în volumul „Riscuri și Catastrofe”, Editor V. Sorocovschi, Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- * * Date meteorologice și hidrologice preluate din fondul de date al A.N.M., D.A. Siret din Bacău și D.A. Prut din Iași,
- * * www.wetterzendrale.de

CONSIDERATIONS SUR LE PHENOMENE DE GRAIN EN ROUMANIE

F. MOLDOVAN, ADINA CROITORU, I. HOLOBĂCĂ

Université "Babeş-Bolyai", Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie;

moldovan@geografie.ubbcluj.ro, croitoru@geografie.ubbcluj.ro, holobaca@geografie.ubbcluj.ro

Résumé. Le grain représente un phénomène météorologique dangereux, qui peut apparaître surtout en saison chaude, dans toutes les régions de Roumanie. Les grains sont spécifiques notamment à la Plaine d'Ouest, aux Collines d'Ouest et à la Plaine Roumaine. L'élément le plus caractéristique est la grande vitesse du vent. C'est pourquoi aux stations météorologiques il est assez difficile de faire la différence entre le grain et le vent fort. Du point de vue génétique, on a distingué les grains préfrontaux (rattachés à des fronts froids associés aux cyclones atlantiques et aux cyclones méditerranéens) et des grains à l'intérieur d'une masse d'air. L'explication synoptique classique de l'apparition des grains est complétée par une théorie plus récente, basée sur les fortes anomalies négatives de l'électricité atmosphérique. Nous présentons à titre d'exemple trois études de cas, sélectionnées dans la période juillet 1993-décembre 2008. Récemment, sur le territoire de la Roumanie, on a reconnu également la présence des phénomènes de type tornade, même si la distinction entre celles-ci et les grains n'est pas encore très claire.

Mots-clé : vitesse du vent, grain, types génétiques, Roumanie

Abstract. Considerations on Squall Phenomenon in Romania. The squall represents a dangerous meteorological phenomenon, which may appear, mainly during the warm season, in all the regions of Romania. They are specific mostly to the Western Plain, to the Western Hills and to the Romanian Plain. The most characteristic element of squalls is the wind high speed. This is why, at weather stations, usually, it is quite difficult to distinguish the squall from the strong wind. Genetically, we have separated prefrontal squalls (cold front associated to Atlantic or Mediterranean cyclones) and squalls inside the air mass. The classical synoptic explanation of the squalls appearance is completed with a new theory, based on the strong negative anomalies of atmospheric electricity. The study is exemplified by three cases of squalls, selected from the period July 1993 – December 2008. Recently, the occurrence of tornado phenomena was recognized on Romania's territory, even though their differentiation from squalls is not yet very clear.

Keywords: wind speed, squall, genetic types, Romania

1. Problématique

On a analysé les grains en Roumanie pour au moins trois raisons : ils représentent des phénomènes météorologiques dangereux provoquant des dégâts importants chaque année; le phénomène a été relativement peu étudié dans la littérature roumaine spécialisée; dans la bibliographie et l'activité météorologique quotidienne, on ne fait pas très clairement la distinction entre le grain et le vent fort.

Le grain représente un phénomène météorologique complexe, caractérisé par une forte intensification de la vitesse du vent, qui augmente brutalement pour un bref laps de temps, rarement plus grand que 30 minutes. La vitesse du vent doit atteindre au moins 8 m/s, et la valeur de 11m/s doit être dépassée pendant une minute au moins. L'augmentation de la vitesse du vent est accompagnée d'un changement tout aussi rapide de sa direction, quelquefois de 180°. La température de l'air diminue fortement, tandis que la pression atmosphérique et l'humidité relative augmentent sensiblement. Le grain accompagne les nuages orageux (cumulonimbus), raison pour laquelle il est associé aux averses, aux décharges électriques et aux chutes de grêle. À cause de la poussière soulevée du sol par le vent intense, la visibilité horizontale diminue beaucoup et le ciel présente un aspect sombre, menaçant. Les intensifications particulières de la vitesse du vent sont dues aux forts courants descendants, semblables à une cascade d'air froid, qui se retrouvent au-dessous des cumulonimbus (Cb). La fin du grain est tout aussi brusque que son début (Țăștea et al. 1965 ; Drăghici, 1988 ; Moldovan, 2003).

2. Données et méthodes

Le travail analyse plusieurs grains qui ont affecté le territoire de la Roumanie dans un intervalle de 15 ans (juillet 1993 – décembre 2008). Outre les données des stations météorologiques, les informations des médias ont joué un rôle important dans le choix des cas avec de la grêle. En premier, on a utilisé la méthode synoptique, en analysant les conditions à la surface de la terre et en altitude (au niveau des surfaces isobariques de 850 hPa et 500 hPa). Les cartes synoptiques proviennent des archives de l'Administration Nationale de Météorologie de Roumanie et des archives électroniques de l'Institut pour la Météorologie et les Recherches Climatiques de l'Université de Karlsruhe (Wetterzentrale). Nous avons également consulté les quotidiens nationaux pour connaître en détail les effets des grains.

3. Résultats

L'analyse des données a révélé que les grains peuvent se produire sur tout le territoire national. Le régime annuel montre que l'apparition d'un grain est la plus probable en saison chaude de mai à septembre. Du point de vue génétique, on sépare deux catégories principales : les grains développés devant un front froid (origine frontale) et les grains développés à l'intérieur d'une masse d'air (origine convective), dont font partie également les grains apparus suite au contact de la masse d'air avec un relief (origine orographique).

Les grains préfrontaux se produisent surtout dans des circulations du nord-ouest, d'ouest et du sud-ouest. La circulation du nord-ouest (circulation polaire directe) ou d'ouest (circulation zonale) se fait, principalement, par l'intermédiaire des cyclones atlantiques. La circulation du nord-ouest qui favorise l'advection de l'air plus froid vers la Plaine d'Ouest et les Collines d'Ouest est aussi associée avec les cyclones méditerranéens rétrogrades (Ion-Bordei, 1983). Il s'agit de cyclones qui, après un déplacement initial du sud-ouest vers le nord-est, contournent les Carpates Orientales à l'est et, arrivant au nord de la Mer Noire, se dirigent vers le nord-ouest, l'ouest ou même le sud-ouest. Les grains peuvent être associés également aux cyclones méditerranéens classiques, qui arrivent en Roumanie par une circulation typique de sud-ouest.

Dans la situation de fronts froids qui se rapprochent par le nord-ouest, les grains apparaissent dans la ligne d'instabilité (ligne de grain) précédant le front froid de quelques dizaines ou même de 100 à 200 km. Du point de vue synoptique, un couloir dépressionnaire est présent dans la basse troposphère et il s'étend depuis la Scandinavie jusqu'au-dessus de la Méditerranée. Le couloir est limité à l'ouest par la dorsale de l'anticyclone des Açores, et vers l'est par l'anticyclone Est Européen. Dans ce contexte, une advection d'air plus froid se produit dans une circulation de nord-ouest. En altitude, jusqu'au milieu de la troposphère (500 hPa), une pénétration d'air chaud a lieu du côté sud-ouest. Ce type de grain est spécifique surtout à la Plaine d'Ouest. Le phénomène peut apparaître surtout durant les après-midi très chauds, lorsque la température de l'air dépasse 30° C, son aire de genèse se situant dans la partie est de la Plaine Pannonique (en Hongrie ou en Serbie). Après sa formation, la ligne d'instabilité se déplace vers l'est et entre dans le territoire de la Roumanie, où le grain atteint son intensité maximale. Puis, ce phénomène s'affaiblit au contact avec la zone plus haute des Carpates Occidentales et il disparaît (Drăghici, 1988).

Le second type de grains préfrontaux apparaît lorsque la circulation de l'air se fait de façon prédominante du sud-ouest, par les cyclones méditerranéens. Ceux-ci peuvent soit affecter les régions de l'ouest du pays (dans le cas de trajectoires trans-pannoniennes), soit agir dans les régions extra carpatiques du sud, du sud-est et de l'est de la Roumanie (dans le cas des trajectoires trans-balkaniques). Dans la seconde situation, les cyclones arrivés au nord-est de la Roumanie peuvent recevoir un caractère rétrograde, entraînant ainsi une circulation de nord-ouest.

Les grains engendrés à l'intérieur d'une masse d'air sont dus, principalement, aux mouvements ascensionnels convectifs, résultant du réchauffement diurne, mais aussi à l'influence de l'orographie. Les forts mouvements convectifs déterminent la formation des nuages Cumulonimbus, au-dessous desquels des grains peuvent apparaître dans les secteurs affectés par les courants descendants.

D'autres recherches (J. Meunier, cité par Constantinescu, 1996) montrent que le plasma négatif d'origine cosmique peut arriver dans l'atmosphère. L'effet de l'accumulation de charges négatives dans l'altitude est le stockage de charges positives dans la troposphère inférieure et dans la croûte terrestre, ce qui peut entraîner une élévation massive (plus ou moins violente) des couches d'air. Cette élévation peut être associée à la formation de gros cumulonimbus. Puis, en quelques minutes, l'atmosphère devient électropositive et les volumes d'air descendent très rapidement, provoquant des vitesses de vent très élevées au sol, une baisse de la température (due à la descente et non à l'advection des volumes d'air) et une hausse brutale de la pression, tous des éléments caractéristiques aux grains.

Le travail présente quatre études de cas: les deux premières illustrent des grains surgis devant des fronts froids qui se déplacent du côté nord-ouest, le troisième cas se rapporte à un grain formé à l'intérieur d'une masse d'air, et le dernier exemple porte sur le problème de l'existence des tornades en Roumanie.

La situation du 27 mai 2007 illustre un grain formé devant un front froid en se déplaçant du côté nord-ouest, front associé à la dépression d'Islande. Au niveau du sol, la Roumanie se situait dans un champ de pression uniforme (1012-1014 hPa), qui recouvrait la plus grande partie de l'Europe du Sud et de l'Europe Centrale. L'anticyclone des Açores était retiré vers l'ouest et la dépression d'Islande centrée sur la Manche était très active (fig. 1).

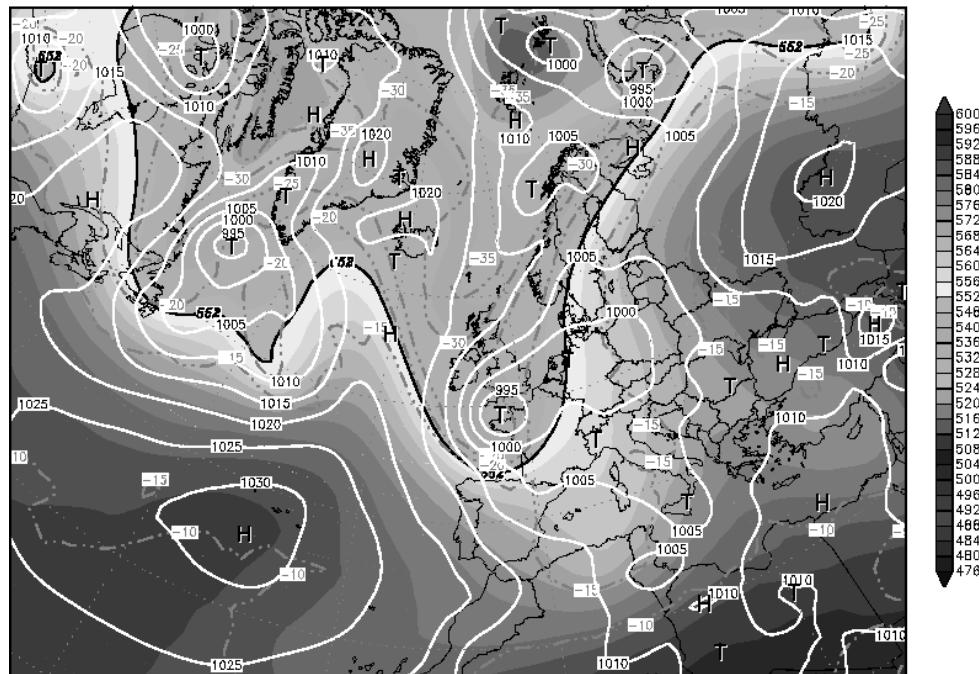


Figure 1. Le géopotential au niveau de 500 hPa et la pression au niveau du sol (27.05.2007, 00 UTC)

(d'après www.wetterzentrale.de)

En altitude, aussi bien au niveau des surfaces 850 hPa que 500 hPa, on peut identifier un noyau dépressionnaire froid au-dessus des Balkans et de la Méditerranée orientale. En Roumanie, les grains formés le soir du 23.05.2007 ont provoqué la mort d'une personne (au centre du pays, dans le département de Sibiu) et de grands dégâts matériels dans plusieurs départements. Dans l'est de la Transylvanie (département de Harghita), la grêle a atteint la dimension d'un œuf de poule et la couche de glace a mesuré jusqu'à 40 cm d'épaisseur.

La situation du 26.06.1995 présente un grain préfrontal formé devant un front froid du nord-ouest associé à un cyclone méditerranéen qui a rétrogradé au nord de la Roumanie. Au niveau du sol, on observe un champ dépressionnaire dans le sud-ouest, le sud, le sud-est et l'est de l'Europe (fig. 2). Un cyclone méditerranéen, en se déplaçant initialement du sud-ouest, a contourné les Carpates à leur limite orientale, puis il a rétrogradé, c'est-à-dire qu'il a changé sa trajectoire vers l'ouest-nord-ouest. En altitude, au niveau de la surface 850 hPa, on constate que la Roumanie se trouvait au contact entre

une dorsale chaude originaire du nord de l'Afrique et un talweg froid, développé du côté de l'Océan Arctique. Sur la carte du géopotential au niveau 500 hPa, on observe la présence d'un noyau froid au-dessus de l'Europe Centrale.

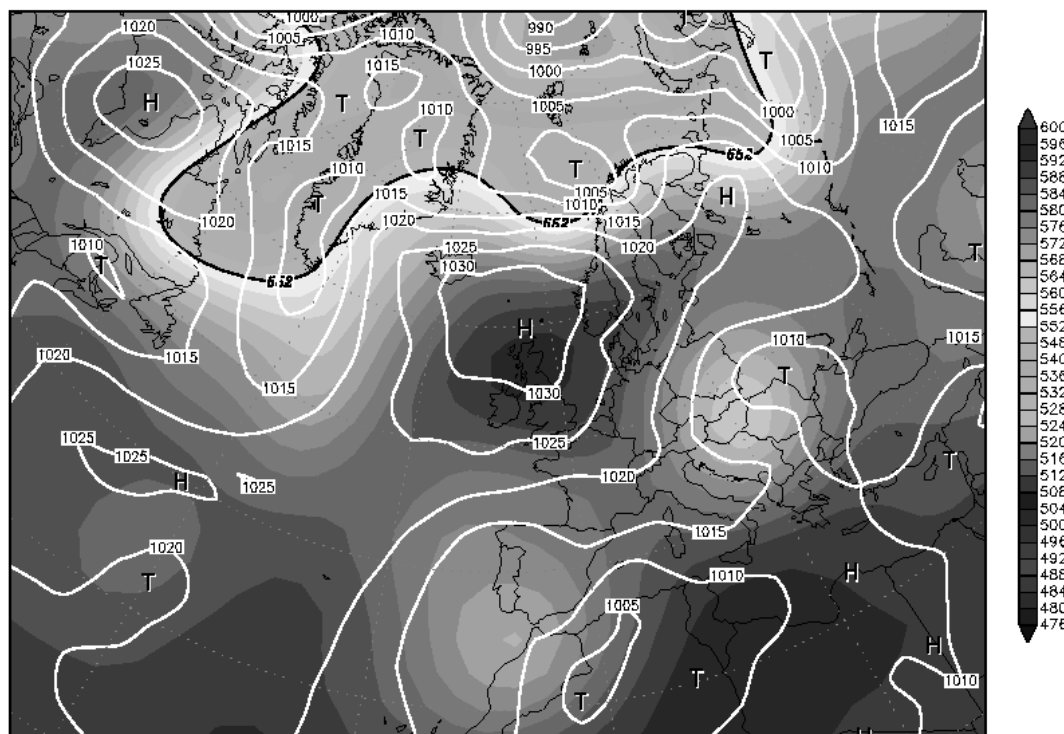


Figure 2. Le géopotential au niveau de 500 hPa et la pression au niveau du sol (26.06.1995, 00 UTC) (d'après www.wetterzentrale.de)

Le phénomène de grain a été présent surtout au sud du pays, où il a provoqué de grands dégâts matériels. Ainsi,   Ro iori de Vede (département de Teleorman), quatre poteaux de haute tension ont été cassés à la hauteur d'environ 1 m, le toit d'une maison nouvellement construite a été arraché et transport  par le vent sur une distance d'environ 200 m. L'aire affectée par le grain n'a atteint qu'un km².

La situation du 28.05.2008 illustre un grain formé à l'intérieur de la même masse d'air (air maritime tropical). Ce jour a été le premier de l'année 2008 où on a enregistré des températures caniculaires (des températures maximales journalières ≥ 35  C) en Roumanie, dans le sud et le sud-ouest du pays. Au cours de la soirée, des grains (  Bucarest) et des chutes de grêle (dans plusieurs départements du sud) se sont produits. La répartition de la pression atmosphérique au niveau du sol montrait que la Roumanie se trouvait dans un champ uniforme (1015 hPa), les pressions étaient un peu plus élevées sur la plupart de l'Europe, à l'exception de la partie d'ouest et de sud-ouest (fig. 3). Au niveau de la surface 850 hPa, on observe la présence d'une dorsale très chaude, étendue depuis le nord de l'Afrique sur l'Europe de Sud, Centrale et de Sud-Est. Au niveau 500 hPa, une dorsale chaude est présente au sud et on peut également observer une impulsion froide du côté nord, ce qui a favorisé un accroissement de l'instabilité de la masse d'air.

Bien que les observations et les informations contenues dans les archives ont mentionné l'existence de tornades dans le passé également, celle-ci a été reconnue « officiellement » après le phénomène enregistré pendant la soirée du 12.08.2002, dans le sud-ouest du pays, près de la vallée du Danube, dans le secteur où le fleuve sépare la Plaine Roumaine (située à l'ouest) du Plateau de la Dobroudja (situé à l'est). Les recherches très détaillées des jours qui ont suivi cet événement ont mis en évidence la présence de plusieurs conditions spécifiques à l'apparition des tornades : l'indice CAPE à valeur très élevées, des super cellules de nuages Cb, l'identification sur les images radar de proéminences nuageuses de types « crochet », une frontière thermique importante, la convergence du vent, une infiltration d'air chaud et sec dans l'altitude. Ultérieurement, on a identifié un assez grand nombre

d'autres situations avec des phénomènes de type tornade, un petit record étant enregistré en mai 2007 (6 journées avec des tornades). Il reste à établir s'ils sont vraiment des tornades proprement dites, ou si on devrait peut-être trouver une autre dénomination, plus adéquate pour ces phénomènes observés en Roumanie.

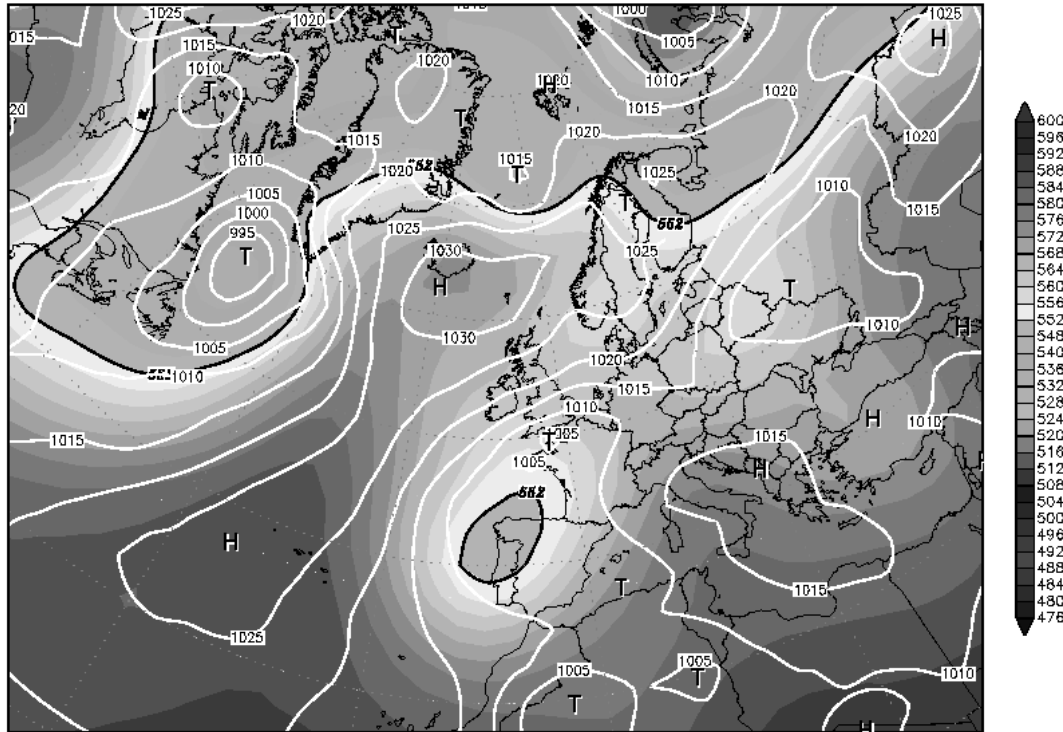


Figure 3. Le géopotential au niveau de 500 hPa et la pression au niveau du sol (28.05.2008, 00 UTC) (d'après www.wetterzentrale.de)

La situation synoptique du 25.05.2006 a favorisé l'apparition d'une tornade dans la zone de la ville de Deva, située au centre ouest de la Roumanie, sur la vallée du Mureş. Les conditions synoptiques d'ensemble s'inscrivent dans celles mentionnées pour la genèse des grains associés à un front froid qui se déplace du côté nord-ouest. Au niveau du sol, la Roumanie se trouve sous l'influence de la dorsale de l'anticyclone des Açores, étendue vers l'est-nord-est jusqu'au bassin occidental de la Mer Noire, la pression étant d'environ 1016-1018 hPa. Un système frontal associé à la dépression d'Islande s'approchait de la Roumanie depuis le nord-ouest. Au niveau des surfaces isobariques 850 et 500 hPa, on remarque le contact entre l'air chaud présent dans le sud et le sud-est de l'Europe et l'air froid associé à un talweg dépressionnaire étendu vers le sud-est depuis la Scandinavie (fig. 4).

Conclusions

Du point de vue génétique, la plupart des grains analysés sont d'origine frontale. Ils se produisent le plus souvent par une circulation du nord-ouest, associée aux cyclones atlantiques et, plus rarement, aux cyclones méditerranéens à déplacement rétrograde.

Les régions les plus affectées par ce phénomène météorologique dangereux sont La Plaine et les Collines d'Ouest et La Plaine Roumaine, unités de relief situées à l'extérieur de l'arc des Carpates. Des études récentes montrent que, dans la Plaine d'Ouest située au nord de la rivière de Mureş, le nombre annuel maximal des jours avec des grains est compris entre 2 et 13 (Şerban, 2008), alors que, au sud du Mureş, les valeurs sont de 7-14 jours.

Les grains préfrontaux apparaissent surtout en saison chaude de mai à septembre, lorsqu'un air polaire remplace l'air tropical préexistant, mais de tels phénomènes ont aussi été signalés durant les autres mois de l'année. Les grains à l'intérieur d'une masse d'air ne se rencontrent qu'en saison chaude. Les deux catégories se présentent notamment en mai.

Certains grains produisent des dégâts importants et même des victimes.

Ces dernières années, beaucoup de météorologues roumains ont reconnu l'existence de tornades sur le territoire du pays.

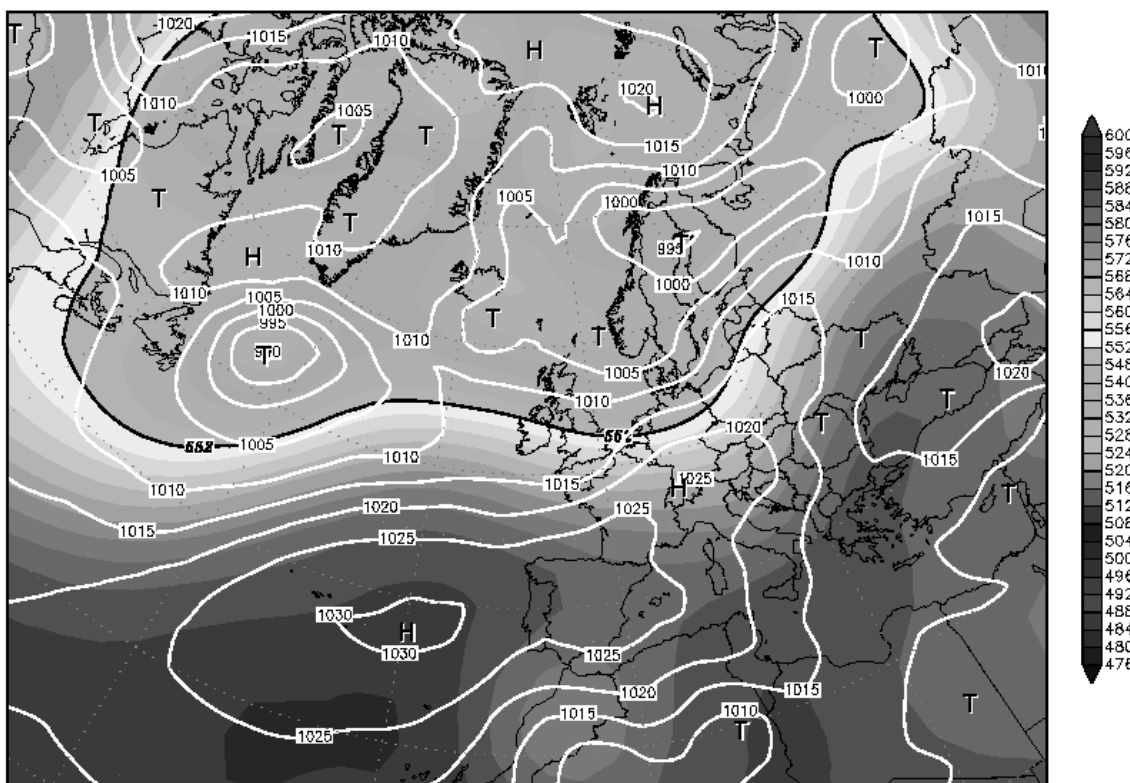


Figure 4. Le géopotential au niveau de 500 hPa et la pression au niveau du sol (25.05.2006, 00 UTC) (d'après www.wetterzentrale.de)

Bibliographie

- Bogdan O., Marinică I., 2007: *Hazarde meteo-climatice din zona temperată. Factori genetici și vulnerabilitate. Cu aplicații la România*, Editura L. Blaga, Sibiu, 422 p.
- Constantinescu G., 1996: *Terra- provocarea necunoscutului*, Editura Teora, București, 110 p.
- Cristea M., 2004: *Riscurile climatice din bazinul hidrografic al Crișurilor*, Teză de doctorat, Universitatea din Oradea, 186 p.
- Draghici I., 1988 : *Dinamica atmosferei*, Editura Tehnica, București, 476p.
- Ion-Bordei E., 1983: *Rolul lanțului alpinocarpatic în evoluția ciclonilor mediteraneeni.*, Editura Academiei RSR, București, 136 p.
- Moldovan F., 2003: *Fenomene climatice de risc*, Editura Echinox, Cluj-Napoca, 209 p.
- Soroceac M., 2007: *Clima și fenomenele climatice de risc din Câmpia Banatului*, Teză de doctorat, Institutul de Geografie al Academiei Române, București, 341 p.
- Stan-Sion A., 2007: *Fenomene de risc climatic asociate circulațiilor atmosferice din sudul României*, Teză de doctorat, Institutul de Geografie al Academiei Române, București , 358 p.
- Șerban E., 2008: *Fenomene climatice de risc generate de precipitații în Câmpia de Vest situată la nord de Mureș*, Teză de doctorat, Universitatea din Oradea, 372 p.
- Țășteanu D., Bacinschi D., Nor R., 1965: *Dicționar meteorologic*, CSA, Institutul Meteorologic, București, 319 p.

LES PLUIES DE TROIS JOURS COMME EXTREMES DES PRECIPITATIONS

R. MOREL

*Ingénieur Général du GREF (C.H.)
19 Rue Henri LOT 91860 ÉPINAY SOUS SENART
Tél. 33 (0)1 60 47 29 98 ; courriel : bobmorel@orange.fr*

Résumé: *Les maxima pluviométriques journaliers présentent une grande dispersion en dates et en valeur. Pour diminuer la variabilité il faut travailler sur les séries de pluies les plus longues possible. Les extrêmes journaliers sont remplacés par les maxima des pluies de trois jours consécutifs. L'étude avait pour but de rechercher les relations entre les données maximales malgré leur grande irrégularité. Les maxima de trois jours diminuent le risque d'erreurs par des résultats aux coefficients de variabilités plus faibles tout en augmentant le niveau des résultats. Les paramètres statistiques des extrêmes calculés dépendent essentiellement de l'importance annuelle de la pluviométrie que ce soit en effectifs ou en quantités.*

Mots-clés : *Précipitations, Afrique de l'Ouest, variabilité pluviométrique, lois de distribution*

Abstract: *The three days rainfall as precipitations extremes. The maximum daily rainfalls show a great dispersion in dates and value. To reduce variability we need to work on series of rain longest possible. The extremes are replaced daily by the maximum rainfall of three consecutive days. The study aimed to investigate the relationship between the maximum data despite their irregularity. The maximum three-day decrease the risk of errors by coefficients results in lower variability while increasing the level results. The statistical parameters calculated extremes depend mainly on the importance of annual rainfall that either actual or in quantities.*

Key words: *Rainfall, West Africa, rainfall variability, statistical distributions*

Une étude rapide des pluviométries maximale de l'Afrique de l'ouest montre une grande variabilité mensuelle et interannuelle. La connaissance de maxima est indispensable pour estimer les valeurs rares qui serviront au dimensionnement des ponts, des évacuateurs de crues, les réseaux de drainage et tous les ouvrages hydrauliques. La distribution des postes pluviométriques est très hétérogène, souvent lâche et présente d'importantes lacunes. Nous avons fait un échantillonnage dans les seules séries pluviométriques longues du Nord au sud entre Tanger et Conakry, et de l'ouest à l'est de Boké à Bangui, afin d'obtenir une représentation de tous les climats pluviaux. Pour obtenir des maxima plus importants et des distributions plus homogènes nous avons travaillé sur des pluies de trois jours obtenues par les totaux glissants de journées consécutives.

1. Les maxima pluviométriques.

Le calcul sur trois jours des maxima correspond au temps de submersion au-delà duquel les plantes présentent une forte diminution de productivité, souvent de façon irréversible. Le comptage des valeurs maximales se fait sur trois journées consécutives, qu'il y ait ou non permanence dans les précipitations. On obtient pour chaque station une série de données contenant les maxima et leur date d'apparition.

L'étude de l'aléa pluvieux repose sur l'exploitation des chroniques mesurées par le réseau de pluviomètre et de pluviographes. Les types d'incertitudes sont soit d'ordre temporel, soit d'ordre spatial. L'incertitude temporelle est liée à la longueur de la série disponible. Nous avons pris une vingtaine de stations d'Afrique ayant de longues durées d'enregistrements des pluies journalières : entre 56 et 88 ans. L'incertitude spatiale est grande car la densité des postes pluviométriques de création ancienne est à la fois irrégulière et faible : un par degré carré dans le meilleur des cas. La probabilité qu'un épisode pluvieux passe au travers des mailles du réseau est loin d'être négligeable. Toutes ces incertitudes liées aux observations disponibles ont conduit à rechercher une distribution des résultats plus ramassées comme celle des plus de trois jours maximales.

Avec les pluies journalières maximales, on a créé une série équivalente de valeurs qui peut servir de référence à la série des maxima de trois jours. Pour les deux séries, chaque poste est analysé statistiquement en calculant : les moyennes, les médianes, les écarts types, les coefficients d'asymétrie, la mesure relative de dispersion (coefficient de variation). Chaque série est classée par ordre décroissant, les rangs permettent d'estimer les quantiles, soit l'occurrence observée. On calcule aussi les valeurs pour les probabilités de non-dépassement de 0,1 et 0,05, soit des occurrences d'un

an sur 10 et d'un an sur 20. Il est intéressant de comparer ces résultats station par station et par type de maximum pluviométrique. L'ensemble des séries classées est mis par, type de calcul, sur un même graphique (figure 1), on voit qu'il y a concentration des résultats dans une bande d'amplitude 50 mm pour les maxima journaliers et de 80 mm pour les maxima de trois jours. Seules trois stations se détachent : elles correspondent à la zone côtière de Guinée et de l'Ouest ivoirien.

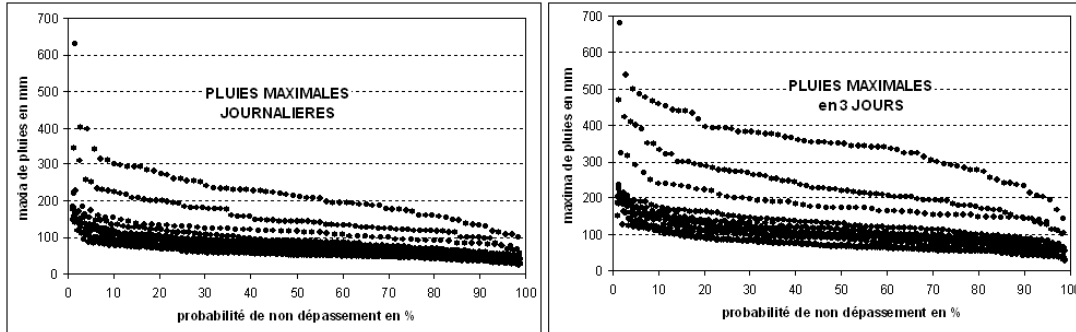


Figure 1. Ensemble des résultats étudiés

2. Les écarts entre maxima journaliers et maxima sur 3 jours.

La pluie de trois jours augmente la valeur du maximum. Pour l'échantillon étudié la moyenne des pluies maximales annuelles est de 92 mm et de 125 mm pour les pluies de trois jours. On calcule, par station, les écarts entre les séries (figure 2) en contrôlant les dates : elles sont rarement les mêmes avec une différence de 0 à 3 jours. Comme pour les maxima, les écarts sont triés en ordre décroissant.

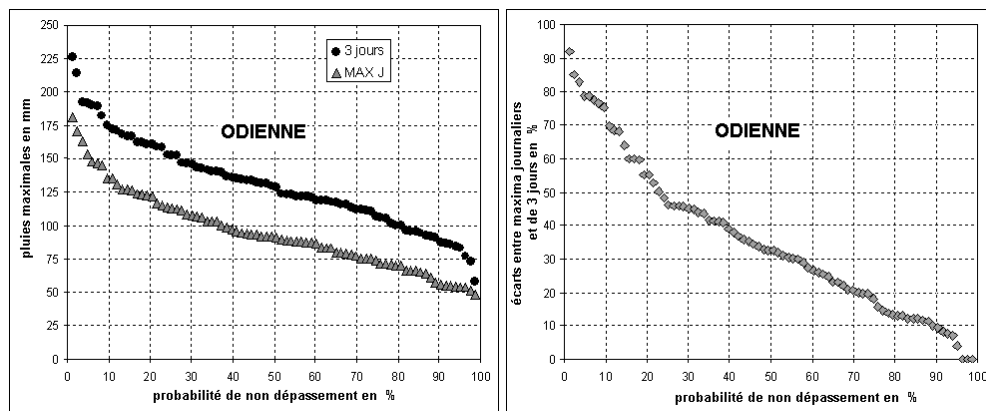


Figure 2. Distributions des maxima et des écarts pour la station d'Odienné.

En plaçant les écarts triés sur un seul graphique, on ne trouve plus le groupement en une seule bande (figure 3A): les valeurs les plus faibles, avec des fréquences fortes d'écarts nuls, correspondent à la zone sahélienne, une autre bande lâche correspond aux pluies guinéennes. Les valeurs moyennes des écarts évoluent exponentiellement en fonction du nombre de jours de pluies (figure 3B). Les écarts de valeurs nulles se trouvent en fin de distribution. Les coefficients explicatifs varient de 63% à 73% en passant de la moyenne à l'occurrence d'un an sur vingt.

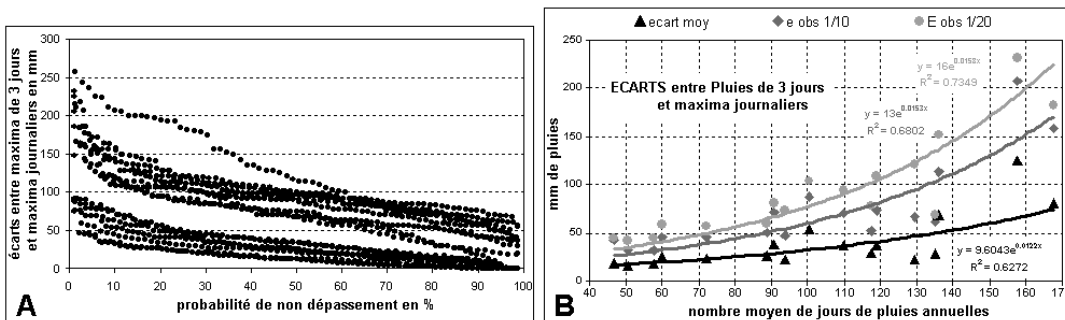


Figure 3. Ecarts entre maxima de 3 jours et maxima journaliers

Le pourcentage de valeurs égales dans les deux séries varie selon une loi logarithmique suivant le nombre moyen annuel des jours de pluies dans les stations testées (figure 4 A). On passe de 10% dans la partie sahélienne à 0% pour les stations méridionales. Le taux d'explication est de 61%. Les coefficients de variation sont plus faibles pour les séries des maxima de trois jours ce qui confirme une meilleure homogénéité des résultats. Les coefficients de dispersion relative évoluent encore suivant des lois logarithmiques toujours en fonction du nombre de jours de pluie (figure 4 B). On passe de 30% à 23% pour les maxima de trois jours et de 38% à 30% pour les maxima journaliers avec un nombre de pluie variant de 40 à 170 jours, avec des coefficients explicatifs de 57% pour les maxima de 3 jours et de 33% pour les maxima journaliers ce qui indique une distribution particulièrement aléatoire.

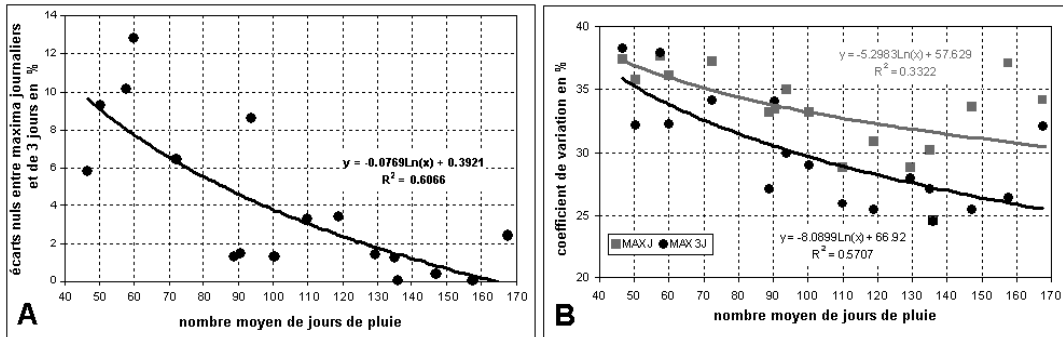


Figure 4. Distributions spatiales de paramètres dépendants des écarts entre maxima journaliers et de 3 jours

Il n'y a pas de corrélation entre des écarts et les pluies annuelles. Seule la station de Conakry dépasse un R de 0,5. En récapitulation, on compare les deux séries de fichiers contenant les données maximales. On remarque une dissymétrie plus forte pour les pluies maximales annuelles. Les résultats maxima de trois jours, grâce à leur calcul glissant, donnent des valeurs mieux centrées avec distributions plus symétriques. Pour appréhender la distribution des pluies extrêmes on va successivement les placer dans un cadre temporel, puis dans un cadre spatial. Au point de vue temporel on analyse les variations interannuelles et inter mensuelles. La répartition spatiale est étudiée par rapport à la localisation des pluies annuelles.

3. La variabilité spatiale et interannuelle.

La variabilité interannuelle est mise en évidence par la répartition des maxima de pluie de part et d'autre de leurs moyennes. Il y a une certaine similitude entre les types de maxima, comme sur l'exemple de Tabou (figure 5), mais il n'y a pas superposition ce qui montre l'aspect aléatoire de la distribution des résultats, On peut également comparer ces graphiques à celui des pluies annuelles, lesquelles sont très indépendantes (figure 6) ici deux séries de même longueur.

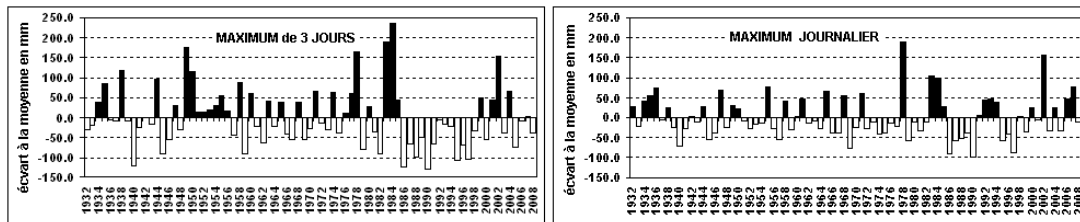


Figure 5. pluies maximales à TABOU

En passant à l'analyse mensuelle, on remarque que les fréquences des maxima suivent les régimes pluviométriques : les mois les plus pluvieux présentent le plus de maxima.

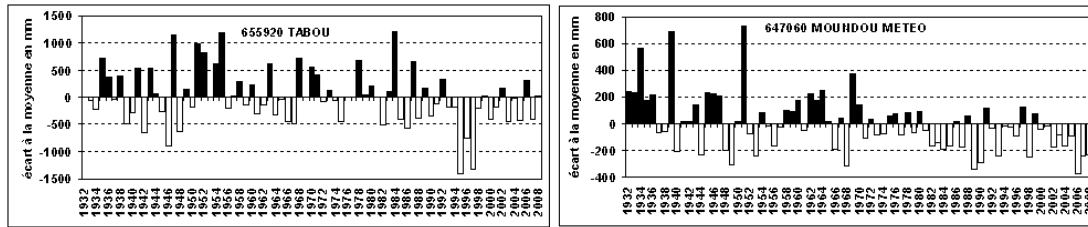


Figure 6. Deux distributions annuelles des pluies pour 77 années de relevés,

Les distributions observées sont faciles à analyser en les classant soit par le nombre moyen des jours de pluies, soit par la pluviométrie moyenne annuelle. Les corrélations entre les séries ne sont jamais très élevées, (figure 7 A) seules les relations entre les deux types de maxima sont toujours supérieures à 50%, avec décroissance suivant avec les pluies annuelles moyennes. Mais ces décroissances n'ont pas de coefficients explicatifs suffisants. L'ensemble des valeurs analysées (figure 7B) montre qu'en répartition mensuelle les plus fortes valeurs apparaissent au mois d'août. Il y a aussi un décalage pour les maxima de trois jours qui sont plus tardifs.

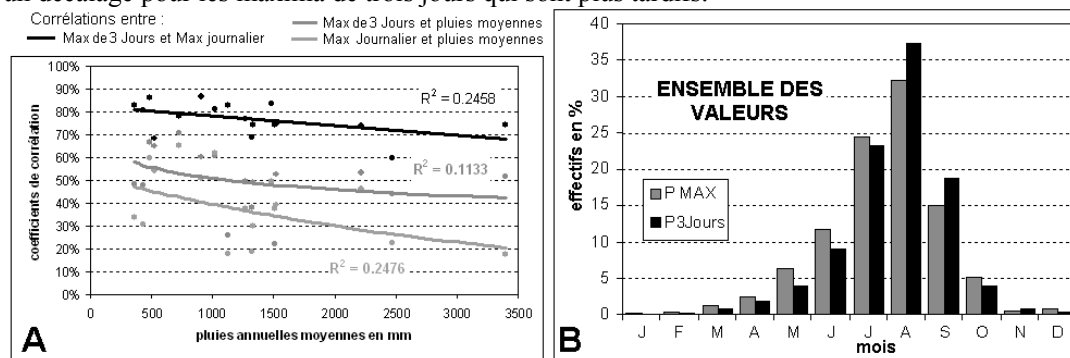


Figure 7. Récapitulation de l'ensemble des valeurs calculées, corrélations et regroupement mensuel

Ces valeurs extrêmes varient également en fonction de la localisation géographique les zones sahéliennes et soudaniennes sont plus fluctuantes que les zones tropicales. Regroupée par mois on voit qu'il y a une similitude avec les distributions pluviométriques moyennes (figure 8) : Tanger présente une répartition méditerranéenne, Tabou a une évolution mensuelle tropicale à un seul maximum. Ceci confirme les corrélations entre maxima de trois jours et pluies moyennes annuelles, toujours supérieures à 0,5.

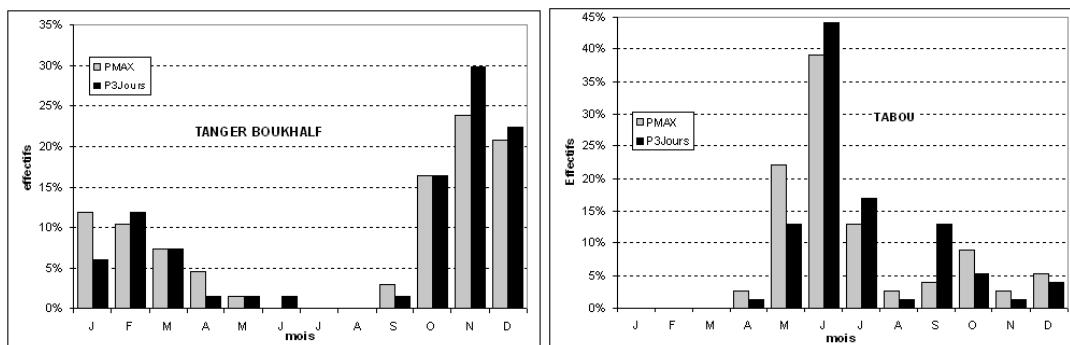


Figure 8. Distributions mensuelles des maxima suivant le régime pluvial

4. Les prévisions.

Les séries courtes peuvent être ajustées à des lois statistiques (Deme, 2005) ou à des modèles pluie écoulement comme le GRADEX (Guillot, 1967). Dans ce dernier cas les résultats montrent une progression rapide du rendement marginal des précipitations quand on passe des pluies courantes aux pluies plus rares, les crues suivent les maxima de pluie. Ici, nous ne prenons pas en compte l'aspect hydrologique mais les prévisions des hauteurs d'eau reçues. Même avec des séries longues, si les prévisions calculées par les équations de régression sont bonnes pour les pluies journalières, les très

fortes pluies sont mal estimées qu'elles sont plus rares : 3 mm inférieures aux observations pour l'occurrence de un sur dix, 10 mm pour l'occurrence d'un an sur 20, 25 mm pour un an sur 50 et 48 mm pour un an sur 100.

On a établi des équations de régression avec les mêmes indices pour prévoir les cumuls de pluie sur 3 jours consécutifs. Le taux d'erreur de prévision des faibles pluies devient très petit. Pour les événements rares, les maxima pluviométriques observés dépassent souvent les estimations. Cette méthode de calcul des maxima permet de revoir à la hausse les probabilités de pluies extrêmes. Pour les mêmes occurrences que ci-dessus, les observations sont plus fortes que les calculs de 3 mm, 25 mm, 27 mm, 49 mm. Les moyennes des observations est beaucoup plus élevée avec le calcul des maxima par trois jours glissants : 60 mm pour les événements rares : seuils à 50 ans et à 100 ans. Bien que les fluctuations soient très grandes d'une année à l'autre, les estimations sont facilement remplacées par les observations de maxima de trois jours et la garantie des préventions se fait avec ne précision relativement forte sans avoir à rechercher des modèles statistiques pour ajuster les valeurs obtenues.

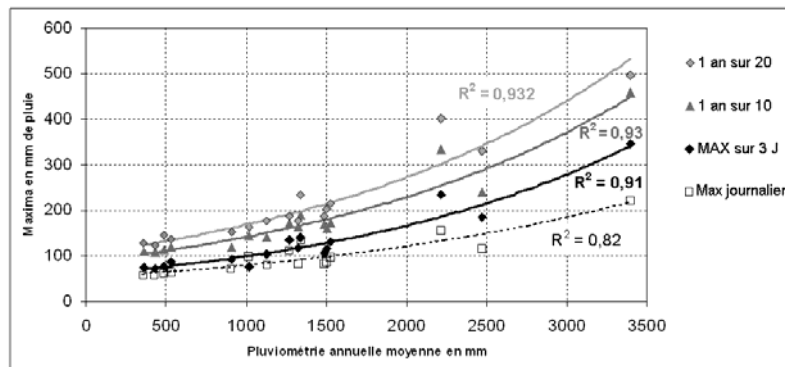


Figure 9 : maxima à diverses occurrences

Les maxima sont extrêmement fluctuants et sans aucune corrélation avec le nombre de jours de pluies. Les moyennes pour chaque occurrence se répartissent en croissance suivant le niveau de la pluviométrie annuelle moyenne. Ceci est vrai aussi bien pour les maxima journaliers que pour les maxima sur trois jours (figure 9). Concernant les modèles d'évolution la meilleure explication est obtenue avec une régression exponentielle avec un coefficient R^2 compris entre 0,82 et 0,93. Terminons cette partie "analyse statistique" par quelques considérations sur l'homogénéité de nos séries de pluies journalières maximales. En comparant, mois par mois, les pluies maximales mensuelles par un test Fishérien, il se dégage une ou deux séries inhomogènes entre elles, correspondant à deux épisodes de l'année : mars à juin et juillet à octobre. Ces deux périodes traduisent la prédominance de deux types de précipitations: frontales et convectives. Il y a d'ailleurs décalage de la prédominance d'un mode de calcul du maximum sur l'autre (figure 8). Pour les événements rares, la même organisation des moyennes des observations par occurrence, se retrouve (figure 10). Les régressions exponentielles sont bien explicatives car les R^2 évoluent entre 0,81 et 0,90.

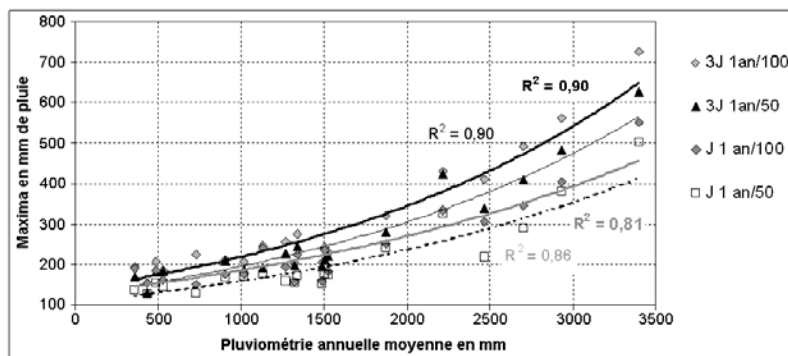


Figure 10. Occurrences rares des maxima

Conclusions.

La connaissance des pluies de trois jours permet une meilleure approche des épisodes extrêmes. Leurs observations pour les occurrences rares permettent d'avoir une bonne approche des valeurs maximales sans passer par des lois-statistiques qui varient souvent d'une série à l'autre. Comme il n'y a pas de corrélation suffisante avec les pluies annuelles on peut dire que les résultats et leurs variations ne peuvent pas être considérés comme des oscillations cycliques. La présente étude présente l'inventaire et l'analyse des pluies pour quelques stations africaines. Il serait intéressant à généraliser l'analyse à une zone géographique étendue avec des séries un peu moins longues.

Bibliographie

Deme A., De Felice P., Viltard A., 2005 : Prévisions de la pluie à Dakar par le moyen d'indices - Sécheresse vol. 16, n°3, 189-198

Djeboua A., Lang Mi., 2007 : Comparaison de différents modes d'échantillonnage pour l'estimation du gradex des pluies. Rev. Sci. Eau 20 (1), 111-125.

Guillot P., Duband D., 1967 : La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies - IASH, publication N° 84

PRECIPITATIONS EXCEPTIONNELLES DANS LES SOUSCARPATES DE IALOMIȚA

O. MURĂRESCU, GICA PEHOIU

Universitățile „Valahia” de Târgoviște, Département de Géographie, rue Lt. Stancu Ion, no. 34-36A, Târgoviște, Roumanie; e-mail: ovidiu_murarescu@yahoo.com; gpehoiu@yahoo.com

Résumé. Les Souscarpates de Ialomița font partie du type de régions collinaires hautes, situées entre les vallées des rivières Dâmbovița et Prahova. Ils représentent une subunité faisant partie des Souscarpates de Prahova, qui sont inclus à leur tour dans les Souscarpates externes de Courbure. Ils couvrent une surface de 432 km², ayant un écart altimétrique important entre les courbes de niveau de 800 m (N) - au contact avec les montagnes - et de 300 m (S) - à la limite de la plaine. La zone géographique mentionnée se situe dans le sud de la Roumanie, dans une zone à climat tempéré - continental modéré, à influences de transition qui ont un apport direct en ce qui concerne le régime des précipitations, et leur variabilité spatiale et quantitative.

Mots-clé: Souscarpates, Ialomița, précipitations, évolution spatio-temporelle, variabilité

Abstract. *Exceptional precipitations in the Subcarpathians of Ialomița.* The Subcarpathians of Ialomița are high hill regions, being developed in-between the valleys of Dâmbovița and Prahova River and at the same time being a subunit that is part of the Subcarpathians of Prahova, which, in turn, are included in the group of the external Curvature Subcarpathians. They cover a surface of 432 km², with an altimetric development between the level curves of 800 m (N) - at the contact with the mountains - and 300 m (S) - at the boundary with the plain. The above-mentioned geographic area is situated in the south of Romania, in a zone with a moderate temperate-continental climate, with influences of transition which have a direct influence on the precipitations' regime and on their spatial and quantitative variability.

Key-words: Subcarpathians, Ialomița, precipitations, spatio-temporal evolution, variability

Introduction

Les phénomènes climatiques extrêmes constituent un des risques naturels les plus importants en Roumanie en matière de dommages, et parfois de pertes en vie humaine. En particulier, les précipitations extrêmes peuvent provoquer des inondations et la formation de limons de grande ampleur.

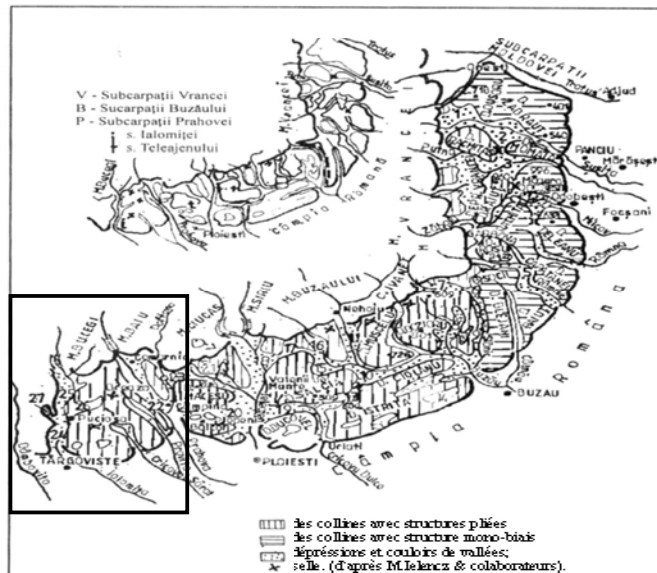


Figure 1. Les Souscarpates de Courbure

Les précipitations tombant dans le périmètre des Souscarpates de Ialomița (Figure 1) sont le résultat de l'interaction de certains facteurs pluvio - génétiques, dont le plus important est l'activité des fronts atmosphériques. La quantité moyenne de précipitations varie entre 626 mm (à l'extérieur) et 815 mm par an (au contact avec la zone montagneuse). Les quantités maximales mensuelles moyennes de plus de 100 mm sont enregistrées durant les mois de mai à juillet.

Pendant la période analysée (1961-2007), on peut déceler deux grandes phases : les années 1961-2001 (avec une tendance générale de baisse des quantités de précipitations) - la valeur minimale étant enregistrée en 2000, lorsque la quantité totale des précipitations tombées n'a atteint environ que la moitié de la moyenne multiannuelle (350-400 mm) - et 2001-2007, lorsqu'on a enregistré des quantités totales de précipitations plus de deux fois plus élevées que la moyenne (en 2005, entre 1200-1500 mm). Le nombre de jours avec des précipitations varie entre 56 et 151 par an.

1. Données et méthodes

Pour l'analyse climatologique, nous avons transformé et interprété des séries de données statistiques provenant des stations météo de Voinești (511 m) et Târgoviște (296 m), de 14 postes pluviométriques et de 12 points hydrométriques pour la période 1961-2007. Mais, pour mettre en évidence le régime et la variabilité spatio-temporelle des précipitations, nous avons choisi comme représentatifs, hormis les deux stations météorologiques mentionnées, trois postes pluviométriques importants - Dealu Frumos (651 m), Râu Alb (611 m) et Valea Lungă (322 m). Nous avons pris comme période de référence les années 2000 à 2007 qui ont recensé les phénomènes hydrologiques les plus significatifs (limons, inondations) de la zone géographique analysée après les événements de 1970-1975.

2. Quantités exceptionnelles de précipitations

Celles-ci ont fait l'objet de plusieurs études, comme celles de *L. Apostol* (2004) ou *Carmen-Sofia Dragotă* (2006).

Les quantités les plus élevées de précipitations ont été mesurées lors du contact de deux masses d'air maritime, ce qui a conduit à la production de quantités massives d'eau dans la zone des Souscarpates de Ialomița, en 1969, 1970, 1975, 1979, 1981, 1991, 1992, 1997, 1998, 2001, 2002, 2005 et 2007.

Les quantités de précipitations mensuelles les plus élevées ont été enregistrées durant les mois de mai à juillet pour une année donnée, mais il y a eu aussi des précipitations à caractère torrentiel à la fin de l'été et au début de l'automne (mois d'août à octobre) qui ont conduit à la formation de limons et d'inondations importants.

Les valeurs mensuelles maximales de précipitations tombées ont atteint 280,9 mm (juin 1979) et 234,6 mm (juin 1991) à Târgoviște, 179 mm (juin 2001) et 193 mm (2002) à Voinești. En même temps, des quantités de plus de 130-135 mm ont aussi été enregistrées aux postes pluviométriques et aux points hydrométriques de la zone géographique mentionnée. Pourtant, dans ce contexte, 2005 a été une année singulière, car elle a enregistré des précipitations maximales mensuelles de 140 à 280 mm durant les mois de mai à septembre. Les années 2006 et 2007 ont également mesuré des valeurs remarquables de 120 à 150 mm (juin à août 2006, août 2007).

Quant aux quantités totales de précipitations supérieures à 100 mm en 24 h, celles-ci se sont produites durant les années 1970-1975, 1997-1998, 2001-2002 et 2005-2007.

Les cas les plus nombreux de quantités élevées de précipitations ont été la conséquence des masses d'air maritime apportées par la circulation de l'ouest, auxquelles s'ajoute l'activité des cyclones méditerranéens.

3. Les précipitations – facteur déclencheur des limons et des inondations

Parmi les quantités exceptionnelles de précipitations qui ont généré des inondations et des limons sur le territoire de la Roumanie pendant la dernière décennie, on peut remarquer celles des années 2001, 2005 et 2007. A l'échelle régionale, nous parlerons des phénomènes hydrologiques d'envergure induits par les grandes quantités de précipitations tombées dans les Souscarpates de Ialomița en 2001 et 2005, en les utilisant comme études de cas. Des phénomènes similaires, mais ayant un impact moins important, ont aussi eu lieu en 2006 et 2007.

Le limon de juin 2001 a atteint son apogée, par ses dimensions et par la participation de tout le bassin, de 686 km², jusqu'à Târgoviște. Il a engendré les débits les plus élevés à toutes les stations hydrométriques du bassin de la Ialomița, en amont de Târgoviște, encore plus élevés que ceux de 1975. Il a été généré par un front de précipitations axé pendant 48 heures sur la vallée de la Ialomița, les précipitations abondantes enregistrées dans la zone alpine et souscarpatique totalisant entre 125-175 l/m². Un autre facteur générateur a été constitué par le fait que le bassin avait été humecté par des précipitations sans importance du point de vue quantitatif, qui l'ont préparé en ce sens (Figure 2, Tableau 1).

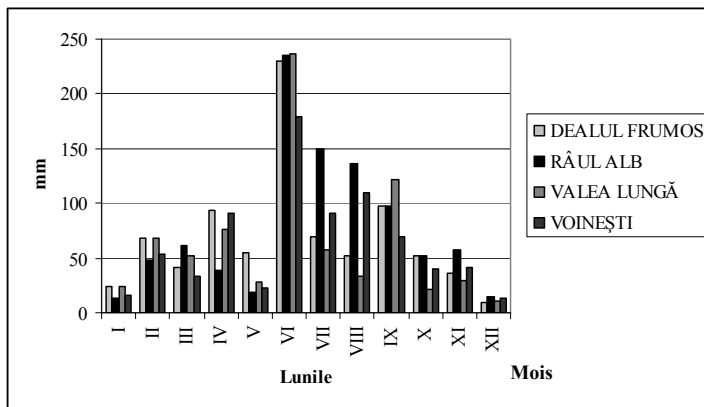


Figure 2. Evolution des quantités mensuelles moyennes de précipitations en 2001, pour les quatre postes pluviométriques représentatifs

Quantité de précipitations tombée en 24 h, le 19.06.2001

Tableau 1

Poste pluviométrique	Quantité (mm)
Dealul Frumos	102,9
Râu Alb	101,0
Valea Lungă	125,0
Voinești	114,0

Le phénomène hydrologique analysé ci-dessous, résultant des grandes quantités de précipitations tombées en 24 heures, s'est manifesté seulement dans la zone souscarpatique (Tableau 1). Le limon a commencé à se former le soir du 18 juin, et le matin du 19 juin, sur tous les affluents. L'évolution de la croissance du limon est spéciale, car de 5-10 m³/s, il arrive à atteindre des valeurs de 200 m³/s en 15-20 heures. Ainsi, des valeurs de 196 m³/s sur la Ialomicioara à Fieni, de 240 m³/s sur le Bizdidel à Pucioasa, de 144 m³/s sur la Vulcana à Șotânga, de 373 m³/s à Moroeni et de 691 m³/s à Târgoviște, sur la Ialomița ont été mesurées durant la nuit du 19 juin. La baisse du limon a commencé le 21 juin. Son volume a été de 5 millions m³/s sur le Bizdidel, de 7-9 millions m³/s sur la Vulcana et la Ialomicioara, de 20 millions m³/s à Moroeni et de 27 millions m³/s à Târgoviște, sur la Ialomița.

Bien qu'on ait enregistré des débits historiques sur la rivière Ialomița et ses affluents, les dommages produits n'ont pas eu la même ampleur que ceux de l'année 2005.

En 2005, il y a eu une succession de phénomènes hydrologiques de risque, à cause des grandes quantités de précipitations enregistrées sous forme liquide, dès le printemps. Ceci a conduit, dans un

bref délai, au dépassement des quantités annuelles enregistrées au fil du temps (Figure 3, Tableau 2), et aussi au dépassement des valeurs mensuelles multiannuelles moyennes par les débits des rivières, à la fois en ce qui concerne les quotas d'attention (CA), d'inondation (CI) et de danger (CP).

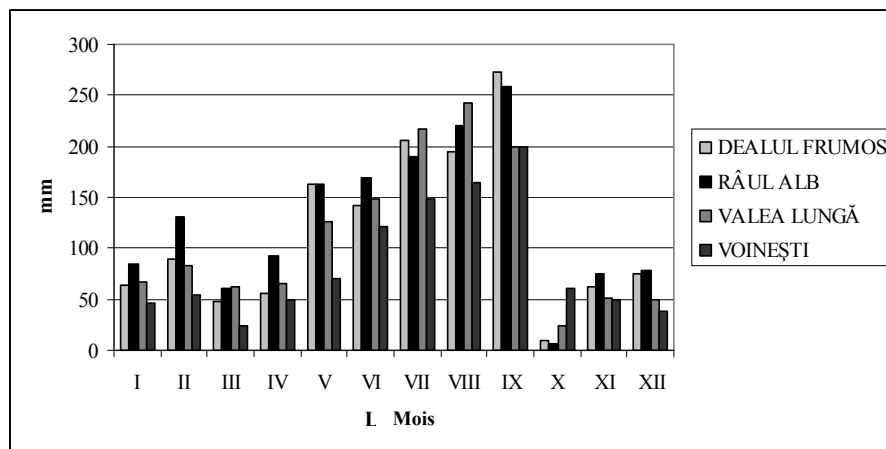


Figure 3. Evolution des quantités mensuelles moyennes de précipitations en 2005, aux quatre postes pluviométriques représentatifs

Quantités de précipitations tombées en 24 h

Tableau 2

POSTE PLUVIOMETRIQUE	QUANTITE	DATE
<i>DEALUL FRUMOS</i>	123,0	20.09.2005 quantités max. en 6 h
<i>RÂUL ALB</i>	114,8	20.09.2005 quantités max. en 6 h
<i>VALEA LUNGĂ</i>	81,5	06.08.2005
<i>VOINEȘTI</i>	40,6	5.08.2005

Quantités de précipitations et débits enregistrés aux mois de mai et juin 2005

Tableau 3

Date	Localité	Précipitations (l/m ²)	Cours d'eau	H (cm)	Q (m ³ /s)	CA (cm)	CI (cm)	CP (cm)
06-09. 05	Târgoviște	91,4	Ialomița	590,0	500,0	-	+40	-
	Moroieni	46,8		254,0	29,4	-	-	-
	Fieni	81,1	Ialomicioara II	338,0	17,0	+38	-	-
	Runcu	77,8		275,2	7,3	-	-	-
	Bezdead	70,1	Bizdidel	101,1	5,5	-	-	-
	Brănești	67,9		412,0	150,0	+62	-	-
	Șotânga	137,3	Vulcana	720,0	128,0	-	-	+60
	Gura Ociței	50,0	Slănic	325,5	18,2	-	-	-
Moreni	47,9	Cricovul Dulce	310,0	181,0	-	-	+10	
06-10.06	Târgoviște	29,6	Ialomița	208,0	28,3	-	-	-
	Moroieni	32,5		236,0	16,0	-	-	-
	Fieni	25,2	Ialomicioara II	244,0	3,9	-	-	-
	Runcu	32,0		143,5	4,1	-	-	-
	Bezdead	24,0	Bizdidel	85,0	5,1	-	-	-
	Brănești	23,1	Bizdidel	134,0	6,0	-	-	-
	Șotânga	23,6	Vulcana	120,1	16,3	-	-	-
	Gura Ociței	14,5	Slănic	130,0	4,32	-	-	-
Moreni	18,7	Cricovul Dulce	258,0	74,8	-	-	-	

On a enregistré 30,0 l/m² à Brănești (Bizdidel) de 7h à 8h30 et 147,7 l/m² à Târgoviște (Ialomița) du 5 au 8 août. Au mois de septembre, la valeur normale des précipitations est de 70 à 75 l/m², mais on a mesuré entre 50 et 89 l/m² en seulement 2 jours les 19 et 20 septembre 2005 (Tableau 3-4).

En ce qui concerne la situation synoptique du 19 au 25 septembre 2005, on observe que, au niveau de la Roumanie, il y a eu un contact entre la dorsale anticyclonique de l'Océan Atlantique (Açores) et la dépression du sud-est de l'Europe. Ainsi un noyau dépressionnaire bien développé s'est formé, qui a aspiré une partie de l'air d'origine tropicale qui venait en contact avec la masse atlantique, ce qui a conduit à la production de grandes quantités de précipitations en 48 heures, concentrées spécialement autour du 19 au 21 septembre 2005.

Quantités de précipitations et débits enregistrés durant les mois de juillet à septembre 2005

Tableau 4

Date	Localité	Précipitations (l/m ²)	Cours d'eau	H (cm)	Q (m ³ /s)	CA (cm)	CI (cm)	CP (cm)
4-26.07	Târgoviște	93,1	Ialomița	257,5	39,9	-	-	-
	Moroieni	67,2		230,0	29,0	-	-	-
	Fieni	77,0	Ialomicioara II	228,5	15,3	-	-	-
	Runcu	69,9		187,5	4,5	-	-	-
	Bezdead	102,8	Bizdidel	124,0	6,4	-	-	-
	Brănești	78,0		136,0	7,2	-	-	-
	Șotânga	100,0	Vulcana	486,0	94,7	-	-	-
	Gura Ocnitei	113,6	Slănic	185,2	20,5	-	-	-
	Moreni	128,6	Cricovul Dulce	210,5	55,8	-	-	-
5-19.08	Târgoviște	242,5	Ialomița	490,0	291,0	+40	-	-
	Moroieni	102,7		165,2	27,0	-	-	-
	Fieni	89,5	Ialomicioara II	344,0	117,0	+44	-	-
	Runcu	101,4		350,0	102,0	+50	-	-
	Bezdead	72,3	Bizdidel	103,1	5,9	-	-	-
	Brănești	171,5		165,2	8,5	-	-	-
	Șotânga	163,9	Vulcana	760,0	145,0	-	-	+100
	Gura Ocnitei	88,4	Slănic	420,0	54,8	-	+50	-
	Moreni	102,5	Cricovul Dulce	400,0	234,0	-	-	+60
20-21.09	Târgoviște	176,1	Ialomița	594,0	500,0	-	+44	-
	Moroieni	252,3		257,0	26,3	-	-	-
	Fieni	262,1	Ialomicioara II	366,0	153,0	+66	-	-
	Runcu	340,2		285,1	137,2	-	-	-
	Bezdead	195,5	Bizdidel	147,5	11,9	-	-	-
	Brănești	159,2		210,0	26,0	-	-	-
	Șotânga	121,1	Vulcana	635,0	68,6	-	+25	-
	Gura Ocnitei	164,0	Slănic	272,0	23,4	-	-	-
	Moreni	159,8	Cricovul Dulce	185,0	34,3	-	-	-

Suite à l'analyse des données statistiques et mathématiques enregistrées aux postes hydrométriques et pluviométriques, nous pouvons observer que les phénomènes hydrométéorologiques à effets négatifs se sont succédés de manière différenciée au fil du temps. Ainsi, on observe une première partie de leur production, à effets négatifs entre le 20 et 21.09.2005, lorsque 20 communes et la municipalité de Târgoviște ont été affectées (principalement dans la zone souscarpatique et de plaine), à cause des précipitations torrentielles qui ont conduit à des limons sur les rivières Ialomița, Vulcana, Cricovul Dulce, Râu Alb, Dâmbovița. Une deuxième étape s'est présentée du 22.09.2005 dès 18 heures, au 23.09.2005 à 19 heures, lorsque 42 communes et trois villes ont été affectées. Ces événements ont été la conséquence des pluies torrentielles et de la réalisation de nouveaux limons sur la Ialomița. Après une brève accalmie d'environ 24 heures, des précipitations torrentielles tombent à nouveau le 24.09.2005 et elles ont entraîné la formation de nouveaux limons dans les bassins hydrographiques de Vulcana, Cricovul Dulce, Ialomicioara de Bucegi, Râu Alb et Ialomița.

Plus de 50 communes et 4 villes ont été affectées à l'intérieur des Souscarpatates de Ialomița, le total des dommages étant de 562 maisons, dont 16 détruites et 546 avariées. A celles-ci s'ajoutent 4421 ménages partiellement isolés, avec 33 familles évacuées chez des proches et 3583 annexes ménagères inondées. 25 objectifs socio-économiques, 60 ponts et ponceaux, plus de 195 km de routes nationales,

départementales et communales ont été affectés. En même temps, plus de 14.000 ha de terrains agricoles ont été inondés, et deux constructions hydrotechniques, 10 réseaux électriques et deux réseaux téléphoniques ont été avariés, ce qui représente des dommages matériels considérables, mais sans perte de vies humaines.

La situation des inondations de septembre 2005 a démontré que la majorité des habitats ruraux sont placés dans les zones d'action des eaux au temps des limons, et le manque d'un programme d'aménagement complet des bassins hydrographiques, tout comme le manque des cartes de risque hydrologique a conduit à une gestion relativement défectueuse du phénomène hydrologique extrême induit par les quantités maximales de précipitations.

Bibliographie

Apostol L., 2004 : *Quantités exceptionnelles de précipitations dans les Subcarpathes de la Moldavie*, Actes du XVII^e Colloque International de Climatologie, Caen (France), p. 105-108.

Dragotă Carmen Sofia, 2006: *Precipitațiile excedentare în România* (Précipitations excédentaires en Roumanie), Academiei, București, 174 p.

Ielenicz M., Pătru Ileana Georgeta, Ghincea Mioara, 2003: *Subcarpații României* (Les Souscarpathes de la Roumanie), Universitară, București, p. 188-210.

Moldovan F., 2003 : *Fenomene climatice de risc (Phénomènes climatiques de risque)*, Echinoc, Cluj-Napoca, 209 p.

Murărescu O. 2004: *Resursele de apă din spațiul carpatic și subcarpatic dintre Dâmbovița și Prahova și valorificarea lor* (Les ressources d'eau de la zone carpatique et souscarpatique située entre la Dâmbovița et la Prahova et leur valorisation), Transversal, Târgoviște, 212 p.

Murărescu O., Pehoiu Gica, 2007: Some consequences of the floods of the year 2005 on the population and the settlements of Dâmbovița County, *Present Environment and Sustainable Development*, **1**, Universității „Al. I. Cuza”, Iași, 159-168.

Păun C., 2002: *Clima județului Dâmbovița* (Le climat du département de Dâmbovița), Orăz 2001, Târgoviște, p. 76-101.

***, Agenția Națională de Meteorologie (Agence Nationale de météorologie), 2008: *Clima României* (Le climat de la Roumanie), Academiei, București, p. 245-293.

***, Données climatiques provenant des Stations météorologiques de Târgoviște et de Voinești.

VARIABILITE INTERANNUELLE DES PLUIES DE LA PREMIERE MOITIE DE LA SAISON PLUVIEUSE DES DEUX REGIONS CLIMATIQUES : LES HAUTES TERRES ET LE SUD DE MADAGASCAR

FANJA NDRIANDAHY RALINIRINA¹, F. PESNEAUD²

*Département de Géographie, Université d'Antananarivo Madagascar
Université de Strasbourg
e-mail :ft_ralinirina@yahoo.fr*

Résumé : *Les résultats ont montré que le phénomène climatique ENOA a une influence sur les excédents pluviométriques d'octobre et de novembre des Hautes-Terres et sur les déficits pluviométriques de décembre du sud de Madagascar. L'anomalie de température de surface des mers bordières, du Canal de Mozambique et de celle des autres zones de l'Océan indien influencent les pluies des Hautes-Terres et celles du Sud. Pour la première moitié de la saison pluvieuse octobre, novembre et décembre, la période excédentaire sur les Hautes-Terres et le Sud est liée en surface à une anomalie de vent d'ouest ou à un flux de vent à courbure cyclonique et par contre en altitude au vent d'ouest. La période excédentaire sur les deux régions est aussi marquée par la disparition de la surface d'inversion. La situation inverse se produit en période déficitaire. En période déficitaire, la surface d'inversion apparaît dès la basse troposphère à 850 hPa pour le mois de décembre des Hautes-Terres tandis que dès 500 hPa pour les mois d'octobre et de novembre du Sud.*

Mots clés : *variabilité interannuelle/ excédent pluviométrique / déficit pluviométrique / corrélation / composite*

Abstract: *The Interannual changeability of rains of the first half of the showery season of two climatic regions: the highlands and the south of Madagascar. The High lands receive increased October and November precipitations and the Southern region has drought in warm phase ENSO. Increased precipitations during the earlier summer season over the two regions are linked to positive anomalies of zonal wind or cyclonic flux at 850 hPa and positive anomalies of zonal wind at 200 hPa. Drought has the opposite case. It is also shown that humidity transfer is marked by the opposite anomalies of relative humidity and OLR over different regions of the Indian Ocean. Geopotential height composite anomalies are negative during increased precipitations but there are positive anomalies from 850 hPa in October drought in the high lands. Positive anomalies appear from 500 hPa in October and November drought in the southern region. Mozambique Channel, some regions of the Indian Ocean and North-east, North-west sea surface temperature anomalies are correlated to rainfall anomalies.*

Keywords: *interannual variability/increased precipitation/drought/correlation/composite*

Introduction

Madagascar est située entre les latitudes 12°S et 25°S et les longitudes 43°E et 51°E. C'est une île du Sud-ouest de l'Océan indien s'étendant entre 0°-40°S et 30°E-90°E (Fig. 1). Certes si l'océan indien est qualifié d'océan chaud, sa partie sud-ouest est beaucoup plus chaude d'après les résultats des recherches antérieures faites par Duverge(1949). De plus le sud-ouest de l'Océan indien est situé à l'ouest des Hautes Pressions de l'Océan indien, favorisant l'ascendance de l'air. Comme Madagascar est incluse dans la zone intertropicale, c'est le rythme des pluies qui détermine la répartition des saisons sèche et pluvieuse. En général, les phénomènes pluviogènes sont liés à la fluctuation saisonnière des centres d'action dont le déplacement dépend en grande partie de la variation saisonnière de la température de surface de la mer qui joue un rôle important dans le phénomène de convection. **Aussi est-il intéressant de déterminer les causes de l'excédent ou du déficit pluviométrique pendant la période choisie pour l'étude c'est-à-dire la première moitié de la saison pluvieuse, octobre, novembre et décembre dans deux régions climatiques de Madagascar**, deux des quatre régions climatiques définies par J. B. Williams (1990) (Fig. 2), sur la période 1955-1997. Ce trimestre du début de la saison des pluies a été choisi car en cette période, l'atmosphère se réchauffe dans l'hémisphère sud, les centres d'action commencent à se déplacer vers le sud, c'est le début des travaux pour la culture pluviale à Madagascar. Le climat des Hautes Terres est qualifié de « tropical d'altitude » par rapport aux zones basses définies par Donque (1971) ; cette région correspond aux

zones à forte densité humaine de l'île. Au contraire, la région climatique du Sud est qualifiée de « subaride » par le même auteur, avec un déficit permanent des pluies.

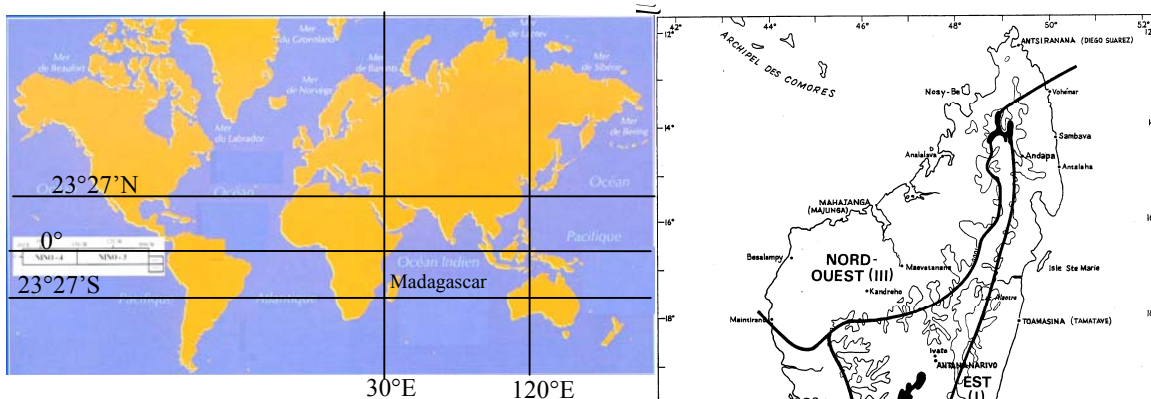


Figure 2. Localisation de Madagascar et des zones El Niño.

Figure 3. Les quatre régions climatiques de Madagascar de J. B. Williams (1984)

1. Données et méthodes

La période de l'étude s'étend de 1955 à 1997 et les données utilisées sont celles des cinq stations réparties dans les deux régions climatiques. Ce sont les précipitations mensuelles des mois d'octobre, novembre et décembre, de la normale des totaux pluviométriques mensuels d'octobre, novembre et décembre, les indices pluviométriques de ces trois mois, les indices des paramètres climatiques, à savoir les anomalies de température de surface de la mer et de la pression au niveau de la mer des régions du Niño pendant le phénomène océano-atmosphérique El Niño Oscillation Australe (ENOA) et les réanalyses du logiciel climlab2000 et du noaa-cires/cdc. Il a été observé, à l'échelle du sud-ouest de l'océan indien, les champs d'anomalie composite des paramètres qui correspondent aux anomalies pluviométriques : la composante zonale u , la composante méridionale v et le vent vecteur uv à 850 hPa et à 200 hPa, l'humidité relative à 600 hPa, l'OLR et les anomalies du niveau des géopotentiels 200 hPa, 500 hPa et 850 hPa.

Deux méthodes sont utilisées pour parvenir à déterminer les causes des anomalies pluviométriques. La première est la méthode de *corrélation*, du lag-3 au lag0, c'est-à-dire le calcul de la corrélation entre les pluies et le phénomène ENOA d'une part, et entre les pluies et les anomalies de température de surface de la mer de l'Océan indien d'autre part ; la deuxième est la méthode *composite* du lag -3 au lag0, utilisée selon Peter B. Wright (1985) pour les cas extrêmes.

Les coefficients de corrélation qui existent entre les indices pluviométriques et les indices d'anomalie de température de surface de la mer de l'océan indien et des régions El Niño d'une part, et les indices d'anomalie de pression du Pacifique équatorial (Oscillation Australe) d'autre part, ont été obtenus grâce au logiciel CLIMLAB 2000, et du site d'analyse du gouvernement américain NOAA-CIRES/CDC.

La corrélation est significative quand les coefficients de corrélation sont supérieurs ou égaux à $|0.3|$, avec 43 degrés de liberté et un seuil de significativité de 95%. Pour plus de précision, le rôle prédictif d'anomalie pluviométrique de l'ENOA et de l'anomalie de température de surface de l'Océan indien a été vérifié par les données de CLIMLAB 2000 (Data et Plot observed Data 2000).

2. Résultats

2.1 La variabilité interannuelle des pluies des deux régions climatiques

L'entrée progressive des stations de la région climatique des Hautes Terres dans la saison pluvieuse se fait dès la deuxième décennie du mois d'octobre, mais pour les stations de la région climatique du Sud, la saison pluvieuse ne commence qu'à la 2^{ème} décennie du mois de décembre. Les critères d'appartenance à la saison pluvieuse a été établie par Ravet et cité par Donque (1971). Toutefois cette tendance générale subit des anomalies pluviométriques excédentaires ou déficitaires.

2.1.1. Stations de la région climatique des Hautes Terres

Les stations des Hautes Terres présentent des variabilités interannuelles différentes sur les trois mois octobre, novembre et décembre. En octobre, les périodes excédentaires ont un cycle de 4 ans cependant elles apparaissent chaque année de 1991 à 1996 tandis que les périodes déficitaires apparaissent chaque année pendant la 2^{ème} moitié des décennies 50 et 60 et au cours de la 1^{ère} moitié de la décennie 1990. En novembre, les années excédentaires ont un cycle de 5 ans pour les années 60 et 70, tandis que les périodes déficitaires apparaissent chaque année pendant la 2^{ème} moitié des décennies 60, 70 et 80. En décembre, les années excédentaires ont un cycle de 3 ans pour les années 60, et les années déficitaires apparaissent tous les 3 ans lors des années 70 et 80 et chaque année pour la première moitié de la décennie 1990.

2.1.2. Stations de la région climatique du Sud

Dans la région climatique du Sud, les années excédentaires au mois d'octobre ont un cycle de 5 ans et les années déficitaires surviennent tous les 2 ans environ, sauf les années 80 où aucune année n'est déficitaire. Les années excédentaires au mois de novembre ont un cycle de 2 à 4 ans. Dans les années 90, les années déficitaires au mois de décembre apparaissent tous les ans.

Au total, pour la région climatique des Hautes Terres, au fur et à mesure qu'on entre dans la saison pluvieuse, le nombre des années déficitaires diminue tandis que celle des années normales augmente ; dans la région climatique du Sud au contraire le nombre des années déficitaires reste constant.

2.2. Résultats des études de corrélation

La corrélation entre les anomalies pluviométriques des deux régions climatiques et les régions El Niño est présentée sur la figure 3.

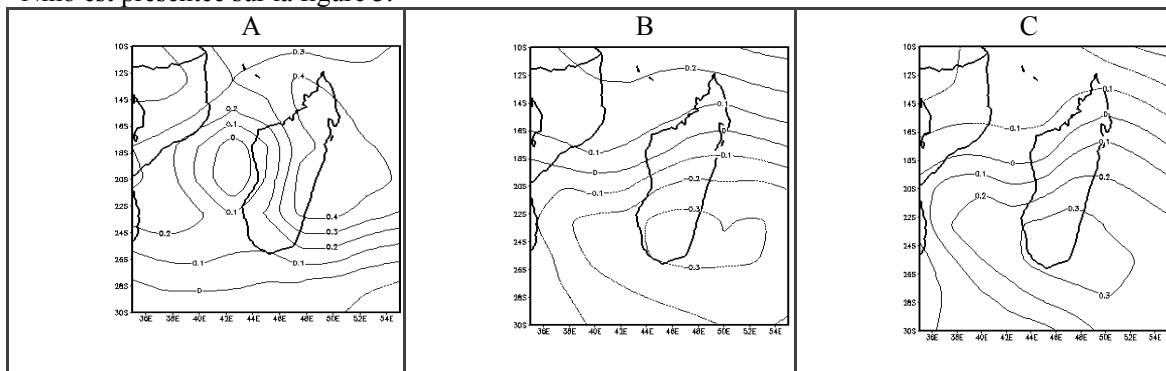


Figure 4. Corrélation entre les anomalies pluviométriques et les anomalies de température de surface de la mer dans le sud-ouest de l'Océan Indien. (A) : corrélation entre l'indice pluviométrique en octobre des Hautes-Terres et l'anomalie de température de surface du Niño3 d'octobre ; (B) : corrélation entre l'indice pluviométrique en décembre dans le Sud et l'anomalie de température de surface de Niño1+2 de décembre ; (C) : corrélation entre l'indice pluviométrique en décembre dans le Sud et l'indice de l'oscillation australe de septembre.

Il y a corrélation positive entre l'indice pluviométrique en octobre des Hautes Terres et l'anomalie de température de surface de la mer de la région Niño3 au mois d'octobre avec un coefficient de corrélation r compris entre +0,3 et +0,4 (Fig. 3A). Dans la région climatique du Sud, il y a corrélation négative entre l'indice des pluies de décembre et l'anomalie de Température de Surface de l'Océan (TSO) de Niño1+2 du mois de décembre avec le coefficient de corrélation $r = -0,3$ (Fig. 3B). Et il y a corrélation positive entre l'indice pluviométrique de décembre du Sud et l'Indice de l'Oscillation Australe (IOA) du mois de septembre, avec un coefficient de corrélation $r = +0,3$ (Fig. 3C).

Des résultats de corrélation entre les anomalies pluviométriques et les anomalies de température de surface de la mer des régions de l'Océan indien montrent que la corrélation positive exprime le rôle de la mer dans l'approvisionnement en humidité de l'air sur Madagascar. C'est par exemple le phénomène qui se trouve sur le Centre de l'Océan indien qui s'étend entre 15°S-20°S et 57°E-85°E pendant les mois d'octobre excédentaires (Fig. 3A) et (Fig. 4). La corrélation entre l'anomalie de TSO en septembre et l'indice pluviométrique en octobre est positive avec $r = +0,5$. A cette situation correspond à 850 hPa, un flux de vent à courbure cyclonique aux mois de juillet, septembre et octobre (Figure 5). Ce flux est surmonté en altitude 200 hPa par un flux à courbure anticyclonique qui apparaît dès le mois de juillet. Ce sont également le cas pour le Centre-est de l'Océan indien (10°S-15°S et 95°E-120°E) et le Centre-sud de l'Océan indien (20°S-45°S et 57°E-85°E).

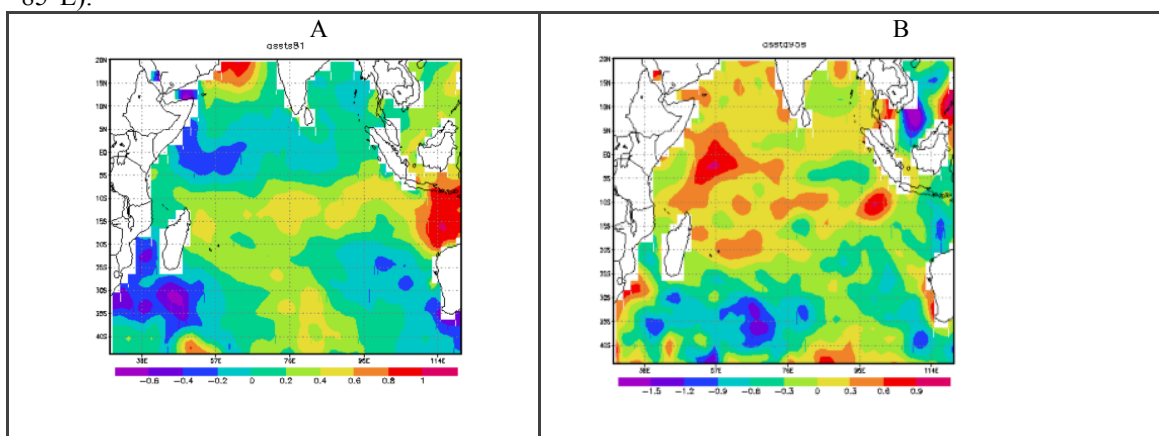


Figure 5. Anomalies de température de surface de la mer et anomalies pluviométriques Source : NOAA-CIRES/CDC et DGM/SER. Source :NOAA-CIRES/CDC-SER/DGM DGM/SER.

(A): Anomalies de TSO en septembre 1981, année à pluies excédentaires d'octobre sur les Hautes-Terres. Sur le Centre de l'Océan indien se voit une anomalie positive de 0,4°C à 0,6°C.

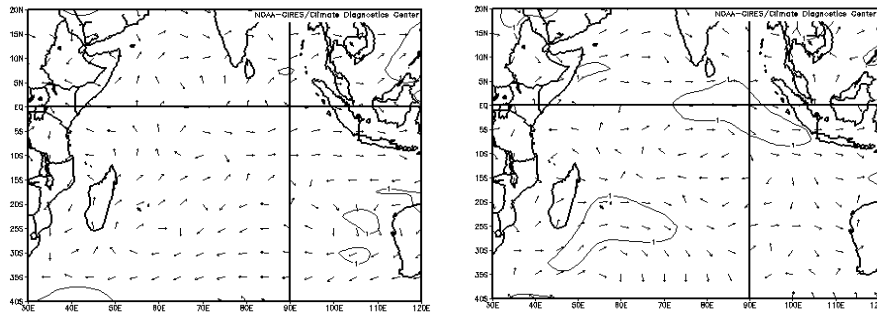
(B) : Anomalies de TSO en décembre 1995, année à pluies de décembre déficitaires dans le Sud. Anomalies négatives de -0,9°C à 0°C sur les mers bordières de la moitié sud de Madagascar tandis que sur le Nord-ouest de l'Océan indien existe une anomalie positive de 0,3°C à 0,9°C.

Dans la région climatique du Sud, il y a corrélation positive entre l'indice pluviométrique en octobre du Sud et l'anomalie de température de surface du Centre de l'Océan indien en août avec le coefficient de corrélation $r = +0,4$ et en septembre avec $r = 0,5$. Une corrélation négative indique le phénomène inverse pour laquelle une anomalie positive de la TSO entraîne le déficit pluviométrique des stations de Madagascar. C'était le cas pour le réchauffement anormal de la TSO en octobre du Nord-ouest de l'Océan indien entraînant le déficit pluviométrique de novembre sur les Hautes Terres avec $r = -0,4$. Il y a corrélation négative entre l'anomalie de surface de la mer du Nord de l'Océan indien aux mois de septembre, d'octobre et de décembre et les indices pluviométriques de novembre et de décembre de la région climatique du Sud avec le coefficient de corrélation respectif de $r = -0,7$ pour le mois de septembre, $r = -0,3$ pour le mois d'octobre et $r = -0,5$ pour le mois de décembre (Fig. 4B et Fig. 6).

2.3. L'analyse des champs d'anomalies composites

Il s'agit de connaître la situation au niveau du champ de ces indices en période d'excédent et de déficit pluviométrique. Les champs composites en situation de pluies excédentaires dans les deux régions climatiques des Hautes Terres et du Sud sont représentés sur la figure 5. Pendant les périodes des pluies excédentaires des mois d'octobre, novembre, décembre, il y a des anomalies négatives de l'OLR, des anomalies positives de l'humidité relative et des anomalies négatives des géopotentiels.

Au mois d'octobre à pluies excédentaires des Hautes Terres, il y a des anomalies négatives du géopotential 200 hPa en septembre et en octobre. Mais pour le mois d'octobre excédentaire du Sud, l'anomalie négative est déjà observée dès le mois de juillet.



(A): sur le Centre de l'Océan indien et à 850 hPa, on observe en septembre une zone dépressionnaire correspondant à un flux de vent à courbure cyclonique.

(B): sur le Centre de l'Océan indien et à 850 hPa, on observe en octobre une zone dépressionnaire correspondant à un flux de vent à courbure cyclonique.

Figure 6. Champs d'anomalie composite correspondant à l'excédent pluviométrique en octobre. Années à pluies au mois d'octobre excédentaire : 1958, 1963, 1974, 1976, 1977, 1980, 1981 et 1986.

Source: NOAA-CIRES/CDC et DGM/SER.

Concernant les circulations de l'atmosphère, il y a anomalie d'ouest ou flux de vent à courbure cyclonique en surface (850 hPa) et à courbure anticyclonique en altitude 200 hPa pour les périodes excédentaires des trois mois octobre, novembre et décembre de la région climatique des Hautes-Terres et des mois d'octobre et de novembre de la région climatique du Sud (Fig. 5). Pour le Sud, le flux cyclonique en surface 850 hPa est encore surmonté en altitude 200 hPa d'un flux cyclonique pendant les périodes excédentaires de décembre. Les champs composites pour la situation déficitaire des deux régions climatiques montrent qu'au mois de novembre à pluies déficitaires dans le Sud, sur Madagascar les anomalies positives de l'OLR apparaissent dès le mois d'août. La plus forte valeur de l'anomalie est de $4W/m^2$ au mois de novembre. Sur le Nord de l'Océan indien les anomalies atteignent $-10W/m^2$ en ce mois (Fig. 6). En octobre à pluies déficitaires des Hautes Terres, il y a des anomalies positives du géopotential 200 hPa en septembre et en octobre, variant de 0 à 6 m en octobre (Fig. 7).

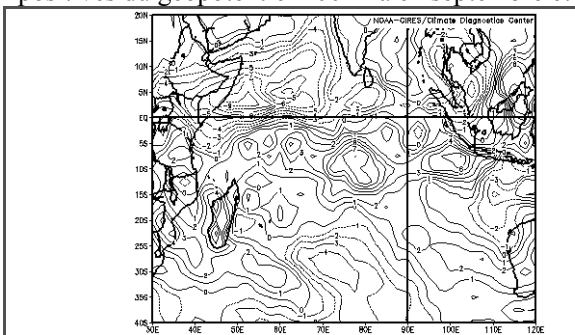


Figure 7. Anomalies positives de l'OLR en novembre sur Madagascar et anomalies négatives sur le Nord de l'Océan indien en novembre correspondant au mois de novembre déficitaire du Sud.

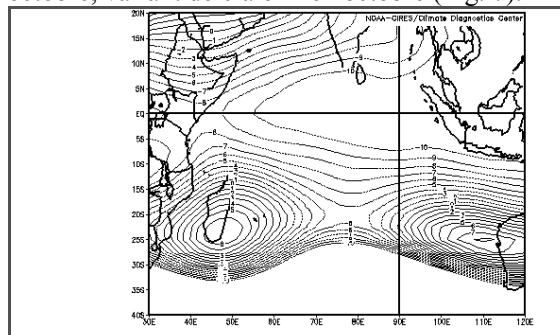


Figure 8. Anomalies positives du géopotential 200 hPa en octobre sur Madagascar en période déficitaire du mois d'octobre des Hautes Terres.

Conclusion

Ainsi il a été observé que : les anomalies des vents d'ouest en altitude à 200 hPa pendant les périodes à excédent pluviométrique en octobre des Hautes Terres correspondent à la période ENOA. La disparition de la surface d'inversion est importante dans la formation des pluies dans cette zone de l'océan indien. Il existe une anomalie de la température de surface de la mer qui perturbe le cycle saisonnier de renversement des flux des alizés sur l'océan indien et par conséquent un bouleversement du rythme des pluies à Madagascar. La région climatique du Sud subit l'effet de la latitude par sa position à cheval entre les zones intertropicale et « tempérée ».

Remerciements

Toute ma reconnaissance s'adresse à Madame J. RANDRIANARISON (Professeur au Département de Géographie) et à Mademoiselle Nirivololona RAHOLIJAJO (Docteur ingénieur de la Météorologie) pour leurs riches et précieux conseils et directives. Ce travail s'inscrit dans le cadre du Programme de recherche mondiale sur la variabilité climatique suivi par la Direction Générale de la Météorologie. C'est pourquoi je tiens à remercier vivement la Direction Générale de la Météorologie d'Ampanjanomby, son Directeur Général et tout le personnel, en particulier celui du Service des Etudes et Recherches, qui m'a facilité la tâche par ses conseils, le matériel divers notamment informatique, les appuis moraux et principalement pour les données pluviométriques utilisées dans l'étude. De plus, le logiciel CLIMLAB 2000, conçu par Yves Tourre de l'*International Research Institute for Climate prediction* (IRI) a été mis à notre disposition par le SER/GGM, nous leur en sommes grandement redevables de leur coopération.

Bibliographie

- Donque G., 1971 : *Contribution géographique à l'étude du climat de Madagascar* Tananarive, Imprimerie nationale 171 p.
- Fontaine B., Janicot S., Moron V., Roucou P., Trazska S., 1998 : Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicales" (Synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nordeste) in *La Météorologie* 8° série n°23 pp14-35.
- Jury R. M., Parker B. A., Raholijao N., Abdallah N., 1995: Variability of summer rainfall over Madagascar: climatic determinants at interannual scale. *International Journal of climatology*, vol.15 pp1323-1332
- Leborgne J.,1987 : *Climatologie du Sud-ouest de l'Océan indien* Collection Travaux et Documents n°204 tome I Edition ORSTOM pp7-83.
- Livezey R. E., Chen W. Y., 1996: Statistical Field Significance and its determination by Monte Carlo Technique. *Monthly Weather Review* 111 pp46-59. Mc Graw-Hill Book Company, Inc.NY/Toronto/London.
- Ravet J., 1950 : Les pluies à Madagascar. *Publ. Du Service Météorologique de Madagascar* n°20, Tananarive, 173p.
- Richard Y., 1994 : Variabilité pluviométrique en Afrique du SE (Relation avec des mesures à la surface de l'Océan indien). *La Météorologie* 8° série n°8 pp11-22.
- Tourre Y. M. "*CLIMLAB 2000 Manual* » Version française International Research Institute for climate prediction (IRI).
- Williams J. B., 1990: Some temporal and regional variation of climate in Madagascar. *Overseas Development Natural Resources Institute* 144p.
- WMO/UNESCO/UNEP/ICSU, 1999: *The 1997-1998 El Nino event: a scientific and technical retrospective*. WMO.
- Wright P. B., 1985: The southern oscillation: an ocean-atmosphere feedback system? *American Meteorological Society* vol.66 pp398-412

LE ROLE DE LA SURFACE ACTIVE DANS LA MODIFICATION DE L'INFLUENCE DE LA MER NOIRE SUR LE LITTORAL DU DELTA DU DANUBE

GH. NEAMU

Université d'Oradea, Département de Géographie, Roumanie

e-mail : gneamu@yahoo.com

Résumé: La surface active du littoral de la Mer Noire se présente comme un relief d'accumulation constitué par des alternances de cordons sableux et de dépressions lacustres correspondant aux diverses phases d'évolution du colmatage. Les observations ont été effectuées tant en été qu'en automne, dans diverses conditions synoptiques, en mettant en évidence les différences surtout par beau temps.

Mots-clés : cordon sableux, radiation nocturne, surface active, Delta du Danube

Summary: The active surface of the Black Sea coastline presents itself like an accumulation relief constituted by the alternations of sandy offshore bars and lake depressions in different clogging evolution stages. The observations have been made both in summer and autumn, in different synoptic conditions, making obvious the differences mostly by beautiful weather.

Keywords: sandy offshore bars, nocturnal radiation, active surface, Danube Delta

1. Introduction

Presque la moitié du littoral roumain de la Mer Noire se présente comme un relief d'accumulation constitué par des alternances de cordon sableux et de dépressions lacustres correspondant aux diverses phases d'évolution du colmatage. L'eau couvre, dans ce secteur du littoral, temporairement ou en permanence, environ 80-90% de la superficie totale (on englobe dans le littoral d'accumulation la Delta du Danube et le complexe lagunaire de Razelm). Les différences de niveau sont très réduites, les pentes presque inexistantes, toute cette zone dans son ensemble constituant ainsi une surface presque plane.

2. Description du littoral

La surface active sur laquelle se déroulent les processus thermodynamiques dans l'espace microclimatique est constituée, entre le Cap Midia et le bras Chilia, par une bande continue de plage sous la forme d'un cordon littoral sableux. Ce cordon littoral est interrompu en quelques endroits par des canaux naturels qui font la liaison entre l'ancien golfe (aujourd'hui la lagune Razelm-Sinoe) et la Mer Noire, qu'on nomme dans la région « *petites portes* » (portia).

Dans le Delta du Danube, le cordon littoral est interrompu par les embouchures du Danube – le bras Saint Georges et le canal de Sulina, ainsi que Gîrla Impuțită.

La largeur de la plage varie entre 2-3 km (sur le cordon sableux Chituc, à l'extrémité sud et sur le cordon Sărăturile, à l'extrémité nord) et 30-50 à 100 m (dans les zones de Gura Portiței, Periteasca, Roșuleț, Sud-Sulina etc.).

Derrière le cordon littoral on trouve au sud, à 10-12 km, à l'intérieur les lagunes Razelm, Golovița, Zmeica, Sinoe, alternant avec les cordons de Ostrovul Lupilor, Periteasca, ainsi qu'avec la zone de Dranov-Ciotica qui se trouve dans une phase de colmatage évoluée. Au nord, dans la Delta du Danube on rencontre des lacs d'eau douce (Roșu, Roșuleț, Puiu, Lumina, Matita, etc.) alternant avec les cordons fluvio-maritimes de Letea et Caraorman, Chilia et Stipoc. Près de 300.000 ha du Delta du Danube sont couverts de jonchaies et de forêts de peupliers et de saules.

3. Considérations générales

Connue de longue date dans la littérature géographique, l'influence climatique de la Mer Noire ne se manifeste pas avec la même intensité sur toutes les surfaces actives du voisinage immédiat de la mer, en raison de leur diversité.

Pour estimer les modifications quantitatives et qualitatives produites par la surface active, on a effectué dans diverses conditions synoptiques pendant 5 années de suite, des observations dans l'espace microclimatique afin de différencier des topoclimats en fonction des caractéristiques de la surface active dans cette zone géographique.

C'est l'hétérogénéité de cette surface (nappes d'eau de dimensions différentes avec îles flottantes de roseaux (plaur) alternant avec des portions sèches de cordons couverts de jonchaies et de forêts et des plages ondulées composées de sable, etc.), qui détermine aussi l'absence d'uniformité des valeurs du bilan de chaleur comme des valeurs du bilan radiatif. Cette situation produit de grandes différences dans la répartition de l'évaporation et de l'intensité de l'échange de chaleur dans l'espace microclimatique.

Sur les cordons sableux (Stoenescu *et al.*, 1965) la chaleur dépensée dans les processus d'évaporation de l'eau et d'évapotranspiration ne dépasse pas 18-24 kcal/cm²/an, tandis qu'à la surface libre des eaux, elle est près de 50-55 kcal/cm²/an. C'est ainsi que les surfaces actives se réchauffent ou se refroidissent d'une manière différente selon leur type. La Mer Noire, quoique ayant une influence thermique bien connue, ne peut, dans cette situation, modérer les contrastes thermiques, et ce sont les observations microclimatiques qui le montrent.

4. Les cordons de Sărăturile et Caraorman

Nous présentons par ailleurs, à titre d'exemple, le résultat des observations sur le régime de la température de l'air et de l'humidité relative dans l'espace microclimatique au-dessus du cordon sableux de Sărăturile (qui se trouve dans le voisinage de l'embouchure du bras Saint-Georges, dans la Mer Noire) et du cordon sableux de Caraorman, à 20 km du littoral, dans le Delta du Danube.

4. 1. Méthodes

Les observations ont été effectuées tant en été qu'en automne, dans diverses conditions synoptiques, en mettant en évidence les différences, surtout par beau temps. La première station a été placée sur le cordon sableux de Sărăturile à 3km à peu près de la mer, près du contact du cordon avec le village de Sfântul Gheorghe (Saint Georges). La deuxième station a été placée à 40 m à peu près du bras Saint Georges) à 10 m de distance d'une zone marécageuse qui borde de bras aux environs de son embouchure. Dans la zone de cette station, la nappe phréatique a été découverte à 0,50 m de profondeur. La 3e station fonctionnait sur la plage à 25 m de la mer, la surface adjacente étant formée par le sable de la mer.

Les observations ont été effectuées par beau temps, selon le programme suivant : en été à 1, 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13, 15, 17, 18, 19, 20 et 21 heures, et en automne à 1, 6, 7, 8, 9, 12, 13, 15, 17, 18 et 19 heures, dans la même situation - au niveau du sol et à 20, 50, 100, 150 et 200 cm au-dessus du sol avec des thermomètres ordinaires, des thermomètres à maxima et à minima, des psychromètres et des anémomètres.

4. 1. Résultats

C'est pendant le jour, que les réchauffements les plus accentués ont lieu sur le cordon, les plus réduits près du bras Saint Georges. Pendant la nuit, les refroidissements les plus accentués se produisent également sur le cordon sableux, de plus modérés près du bras Saint-Georges et les moins

prononcés sur la plage. Ces différenciations – strictement locales – sont dues à la répartition dans l'espace de la surface active: les sables du cordon qui s'échauffent fortement et se refroidissent très vite et la distance entre les étendues d'eau (la Danube et la surface de la mer) qui modèrent la croissance des valeurs sur la plage et près du fleuve. Pendant la nuit, la radiation nocturne est très forte sur le cordon de Sărăturile, mais moindre près du bras Saint-Georges et sur la plage.

Sur la terre, pendant le jour, la courbe des températures présente un cours ascendant, le réchauffement étant plus grand sur le cordon qu'au bord de la mer et au voisinage de l'embouchure du bras Saint-Georges. Le soir, après le coucher du soleil, les valeurs des températures décroissent fortement. La radiation nocturne étant plus grande sur le cordon sableux, la température minimale est enregistrée plus tôt pendant la nuit (à 1 h00); sur la plage, la température minimale apparaît une demi-heure avant le lever du soleil (un rôle important dans la création de la valeur minimale revient aussi à l'eau de la nappe phréatique très proche de la surface et aux vapeurs d'eau de l'atmosphère, qui, par le sur-refroidissement de la surface active, se condensent donnant l'impression d'une pluie brève qui aurait humecté la plage sur toute son étendue). En raison de la chaleur dépensée, depuis le lever du soleil jusqu'à 7h00, pour l'évaporation de l'eau qui se trouve sur le sable, la température dans l'espace microclimatique présente de petites inversions et l'isothermie se produit plus tard (à 6h00) sur la plage qu'à la station située sur le cordon sableux (à 5h30).

En été, quand il fait beau, c'est à 6h00 que l'on enregistre un air plus chaud sur la plage et plus froid sur le cordon (quoique nous soyons seulement à 3 km de distance de la Mer Noire). A 8 h00 la situation est inverse: il fait plus chaud sur le cordon sableux et plus froid sur le littoral et à l'embouchure du Danube.

L'humidité relative de l'air présente aussi des variations, chaque surface active ayant une courbe d'évolution de valeurs horaires spécifiques. Par exemple, pendant l'été, quand il fait beau, les valeurs enregistrées en 24 heures se présentent comme suit: les valeurs plus élevées, comprises entre 45 et 95%, sont relevées sur la plage aux endroits les plus proches de la mer; les suivantes, entre 50 et 90%, le sont à la station de l'embouchure; et enfin, les dernières sur le cordon sableux, où l'humidité relative descend à midi jusqu'à 25% pour atteindre 85% pendant la nuit.

Les observations faites dans l'espace microclimatique du cordon de Caraorman ont également mis en évidence des différenciations topoclimatiques dues aux conditions géographiques locales et tout d'abord au type de surface sous-jacente. On ne sent le rôle modérateur de la mer (à 20 km de distance) que dans quelques situations, lorsque la brise de jour venant de la mer modère plus ou moins les valeurs des températures habituelles au niveau de 2m au-dessus du sol.

5. Conclusions

En conclusion on peut se demander à quel moment de l'année la Mer Noire impose son rôle thermorégulateur sur le littoral d'accumulation du Delta du Danube si varié du point de vue du type de surface active.

Les recherches topoclimatiques effectuées et l'étude des données fournies par les stations météorologiques de base (Sulina, Saint-Georges, Gorgova, Tulcea et Jurilovca) ont indiqué que la Mer Noire influe le régime de la température de l'air dans la zone de littoral roumain, surtout pendant la saison froide, en atténuant les contrastes thermiques et en maintenant la température moyenne quotidienne à environ 0°C, particulièrement dans le complexe lagunaire de Razelm.

Bibliographie

Bogdan O., Mihai E., Neamu GH., 1985, *Particularitățile topoclimatice ale litoralului Deltei Dunării dintre Sulina și Sfântu Gheorghe*, DD-SCE, **2**.

Bogdan O., Iliescu M. C., Neamu GH., Niculescu E., 1993, *Variații seculare ale temperaturii și precipitațiilor pe litoralul românesc al Mării Negre*, AUO-Geogr., **III**.

Neamu GH., 2002, *Les principaux topoclimats du Delta du Danube*, Annals Valahia University – Geographical Series, **2**.

Neamu GH., Bogdan-Şeitan O., Mihai E., 1968, *Diferenţieri topoclimatice pe grindurile fluvio-maritime, Caraorman şi Sărăturile (Delta Dunării)*, SCGGG-Geogr., **XV**, 1.

Neamu GH., Bogdan-Şeitan O., Mihai E., Teodoreanu E., Davidescu G., 1968, *Le rôle de la surface active dans la modification de l'influence de la Mer Noire sur le littoral roumain d'accumulation*, RRGGG – Geogr., **12**, 1-2.

Neamu GH., Teodoreanu E., Mihai E., Bogdan O., 1970, *Harta topoclimatică a Deltei Dunării*, Progr. Şt., **6**, 4.

Stoenescu ŞT. M., Dincă I., Vinogradov M., 1965, *Particularităţi ale regimului temperaturii aerului în zona litoralului românesc al mării Negre*, Cul. Lucr. IM/1963.

Teodoreanu e., Minea L., 1996, *Cure factors generated by the volcanic Carpathian chain*, RR-Geogr., **40**.

Teodoreanu E., Swoboda-Dacos M., Voiculescu-Ardeleanu C., Enache L., 1984, *Bioclima staţiunilor balneoclimatice din România*, Edit. Sport-Turism, Bucureşti.

LES EFFETS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR L'ENNEIGEMENT DANS LES ALPES PIEMONTAISES

M. NICOLELLA, R. PELOSINI, M. C. PROLA

ARPA Piemonte – Area previsione e Monitoraggio Ambientale

Via PIO VII n° 9, 10135 Torino – Italie.

Téléphone +39 011 1968 0302 - Fax +39 011 1968 1341

m.nicolella@arpa.piemonte.it

Résumé: cet article a pour but de fournir un cadre climatique de l'enneigement dans les Alpes Piémontaises durant les dernières vingt années. L'analyse prend en compte les quatre régions du Piémont (Nord-Ouest de l'Italie) qui ont les mêmes caractéristiques géographiques et climatiques.

Mots clés: changements climatique, neige artificielle, neige fraîche, chute de neige, enneigement.

Abstract: *The effects of climatic changes on the snow coverage in piemont Alps.* This paper describes the snow climatic conditions of the Piedmont Alps in the last twenty years. The analysis is referred to the four regions of Piedmont (NorthWestern Italy) which are characterized by the same geographic and climatic conditions.

Keywords: climate change, artificial snow, fresh snow, snowfall, snow cover.

Introduction

Comme le met bien en évidence le Quatrième Rapport d'Évaluation de l'IPCC approuvé à Bruxelles durant le mois d'avril 2007 (IPCC, 2007), la phase actuelle du réchauffement global est maintenant bien documentée et de nouvelles preuves confirment que le réchauffement observé durant les dernières 50 années sur presque toute la planète peut être attribué aux activités humaines. Il provoque notamment une réduction de l'enneigement en terme de quantité de neige tombée, d'épaisseur et de durée du manteau neigeux au sol. Durant l'année 2008, l'Agence Régionale pour la Protection de l'Environnement du Piémont (Nord-Ouest de l'Italie) a effectué une analyse du domaine skiable piémontais, ressource touristique et socio-économique essentielle de la région. Ce rapport a pour but de fournir un cadre climatique de l'enneigement dans les Alpes Piémontaises durant les vingt dernières années.

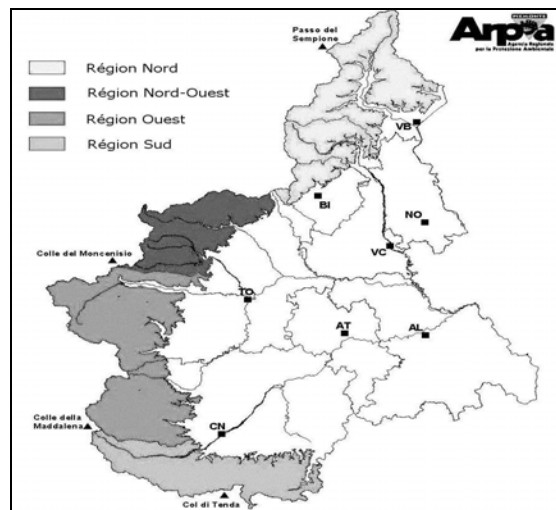


Figure 1. Les régions alpines du Piémont considérées dans l'étude

L'analyse prend en compte quatre régions du Piémont (Figure 1), qui sont homogènes du point de vue géographique et climatique:

- Région Nord (Alpi Lepontine e Pennine): Ossola, Valsesia e Biellese;
- Région Nord-Ouest (Alpi Graie): Canavese e Valli di Lanzo;
- Région Ouest (Alpi Cozie): Valle di Susa, Monviso e Valle Maira;
- Région Sud (Alpi Marittime): Valle Stura – Valle Vermentagna, Monregalese.

Les paramètres utilisés pour l'analyse sont la hauteur de la neige au sol et la température du bulbe humide (liée aux conditions météorologiques pour la quantité de neige prévue).

1. L'enneigement durant la dernière décennie

1.1. La neige au sol dans la période Décembre-Mars

Pour évaluer les conditions d'enneigement naturel dans le Alpes Piémontaises, les données du réseau de monitoring régional automatique, incluant quelques stations manuelles, ont été collectées afin d'obtenir un ensemble de données le plus représentatif possible de l'enneigement des quatre régions du Piémont étudiées (pour des altitudes différentes). Les données de la période Décembre-Mars sont significatives pour l'évaluation de l'enneigement apte à la pratique du ski. Il est à noter que pour la saison hivernale 2008-2009 les données ne sont disponibles que jusqu'au 20 Mars. Le nombre de jours pourrait donc être supérieur à celui obtenu. 46 stations nivométriques automatiques et 8 manuelles situées entre 1200 et 2800 mètres ont été sélectionnées; ces stations sont les plus représentatives pour chaque domaine skiable, avec une disponibilité de données historiques suffisamment étendue dans le temps (en moyenne pour les 10-15 dernières années et pour la plupart homogène pour les 7 dernières années). Pour caractériser de façon synthétique les conditions d'enneigement pour la pratique du ski nordique et du ski alpin, les valeurs de hauteur de neige au sol ont été regroupées en tenant compte de trois seuils:

- au-dessus de 10 centimètres, valeur représentative pour la présence de la neige au sol;
- au-dessus de 40 centimètres, valeur minimale pour la préparation des pistes pour le ski nordique;
- au-dessus de 70 centimètres, valeur minimale pour la préparation des pistes pour le ski alpin.

L'enneigement moyen pour chaque région alpine a été comparé à un nombre de 100 jours de fonctionnement d'un domaine skiable (d'après la bibliographie, un nombre de 100 jours avec de la neige au sol est nécessaire pour garantir la rentabilité d'un domaine skiable). Les analyses pour chaque région du Piémont ont en outre été effectuées pour 3 zones altimétriques: 1000-1500 mètres, 1500-2000 mètres et au-dessus de 2000 mètres. En ce qui concerne le domaine skiable situé à une altitude inférieure à 1500 mètres, le nombre de jours avec un enneigement naturel suffisant pour la pratique du ski alpin et nordique est limité. En particulier dans les régions Ouest et Nord-Ouest du Piémont, le pourcentage de jours pour la pratique du ski nordique est respectivement de 20% et de 18%. Ces pourcentages se réduisent de manière considérable pour le ski nordique. Dans la région Sud, les conditions sont plus favorables, avec un pourcentage de 63% pour le ski nordique et de 43% pour le ski alpin. Si on admet un nombre minimum de 100 jours pour le fonctionnement normal du domaine skiable, la production de neige artificielle est alors nécessaire pendant 24 jours pour le ski nordique et 48 jours pour le ski alpin.

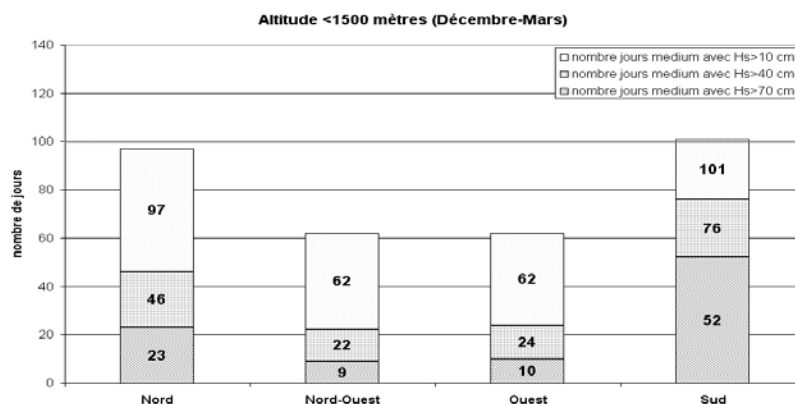


Figure 2. Nombre moyen de jours de décembre à mars avec une hauteur de neige au sol supérieure à 10cm; 40 cm et 70cm. Moyenne des 10 dernières années pour une altitude inférieure à 1500 mètres

Pour les domaines skiables situés entre 1500 et 2000 mètres, l'enneigement naturel garantit un bon pourcentage de jours avec une hauteur de neige suffisante pour la pratique du ski à l'exception de la région Nord-Ouest. Il est intéressant de noter qu'à cette altitude l'enneigement de la région Ouest se rapproche de celui des régions Sud et Nord. Ces 2 dernières régions continuent d'avoir le plus grand nombre de jours avec un enneigement naturel suffisant pour la pratique du ski. Pour la région Sud, le pourcentage des jours est similaire à celui relevé pour des altitudes inférieures à 1500 m.

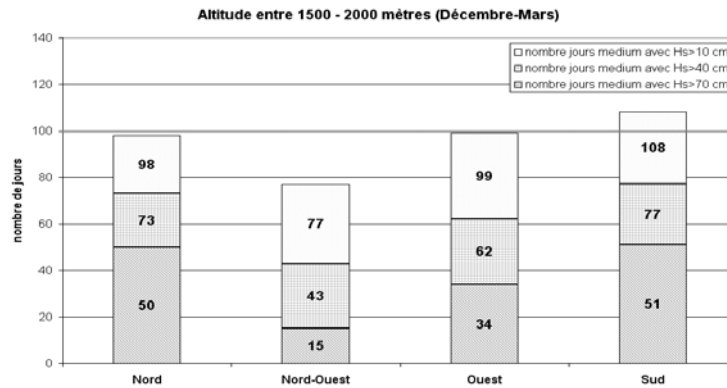


Figure 3. Nombre moyen de jours de décembre à mars avec une hauteur de neige au sol supérieure à 10cm, 40 cm et 70cm. Moyenne des 10 dernières années pour une altitude comprise entre 1500 et 2000 mètres.

En ce qui concerne le domaine skiable situé au-dessus d'une altitude de 2000 mètres, l'enneigement naturel garantit un bon pourcentage de jours avec une hauteur de neige suffisante pour pratiquer du ski. Pour la région Nord, l'enneigement naturel à cette altitude est suffisant pour la pratique du ski sans recourir à la production de neige artificielle (77% de jours avec hauteur de la neige au sol supérieure à 70 centimètres). Au-dessus de 2000 mètres, la région Nord-Ouest, qui a été la plus pénalisée pour des altitudes plus basses, rattrape du terrain, mais l'enneigement artificiel reste cependant encore indispensable pour la pratique du ski.

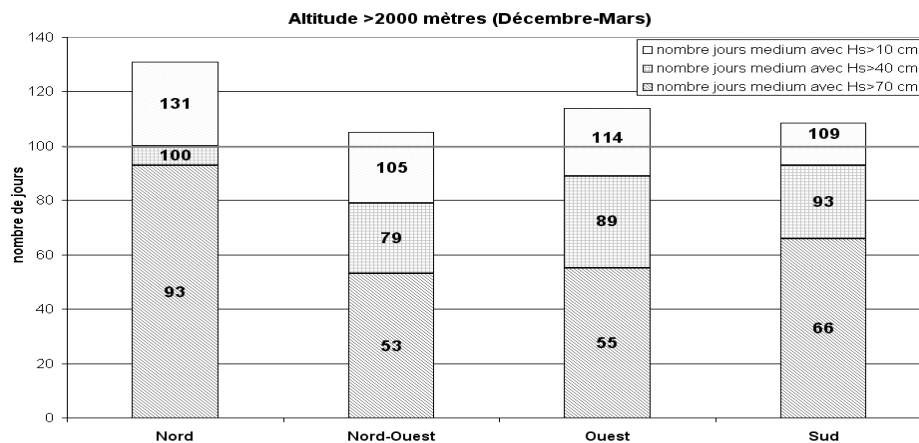


Figure 4. Nombre moyen de jours de décembre à mars, avec une hauteur de neige au sol supérieure à 10cm, 40 cm et 70cm. Moyenne des 10 dernières années pour une altitude supérieure à 2000 mètres.

1.2. Les conditions météorologiques pour la production de la neige artificielle

Depuis quelques années, la plupart des domaines skiables se sont équipés d'installations pour la production de neige artificielle afin d'assurer la continuité du manteau neigeux dans les zones moins favorables et plus exposées. La production de neige dépend de plusieurs facteurs climatiques, en particulier de la température et de l'humidité relative, qui déterminent le rendement, et du vent, qui détermine une capacité de transport proportionnelle au cube de la vitesse. Les deux premiers paramètres sont pris en compte par la température de bulbe humide. En moyenne, les meilleures conditions pour la production de neige se présentent avec des températures de bulbe humide inférieures à -4°C . Pour des températures de bulbe humide comprises entre -4°C et -2°C , il est très coûteux de produire de la neige; pour des températures de bulbe humide au-dessus de -2°C , la production de neige n'est plus possible. Les figures ci-dessous (Figure 5) reportent, pour les quatre stations prises comme référence dans chaque région du Piémont, les pourcentages pour les différentes plages de température de bulbe humide. La température de bulbe humide a été calculée en utilisant les données horaires et en supposant de pouvoir produire de la neige à tout moment de la journée. En général on peut affirmer que les conditions météorologiques permettent la production de neige artificielle durant 50% de la période Décembre-Mars dans les régions Nord, Nord-Ouest et Sud, alors que ce pourcentage descend à 38% dans la région Nord-Ouest. Les meilleures conditions ($T_w < -4^{\circ}\text{C}$) passent de 33% dans la région Nord à 19% dans la région Nord-Ouest. Les conditions optimales se vérifient plus fréquemment dans la région Nord. Comme cette étude ne tient pas compte

du vent, la fréquence des conditions favorables pour la production de neige programmée pourrait être sensiblement plus basse, en particulier aux altitudes plus élevées.

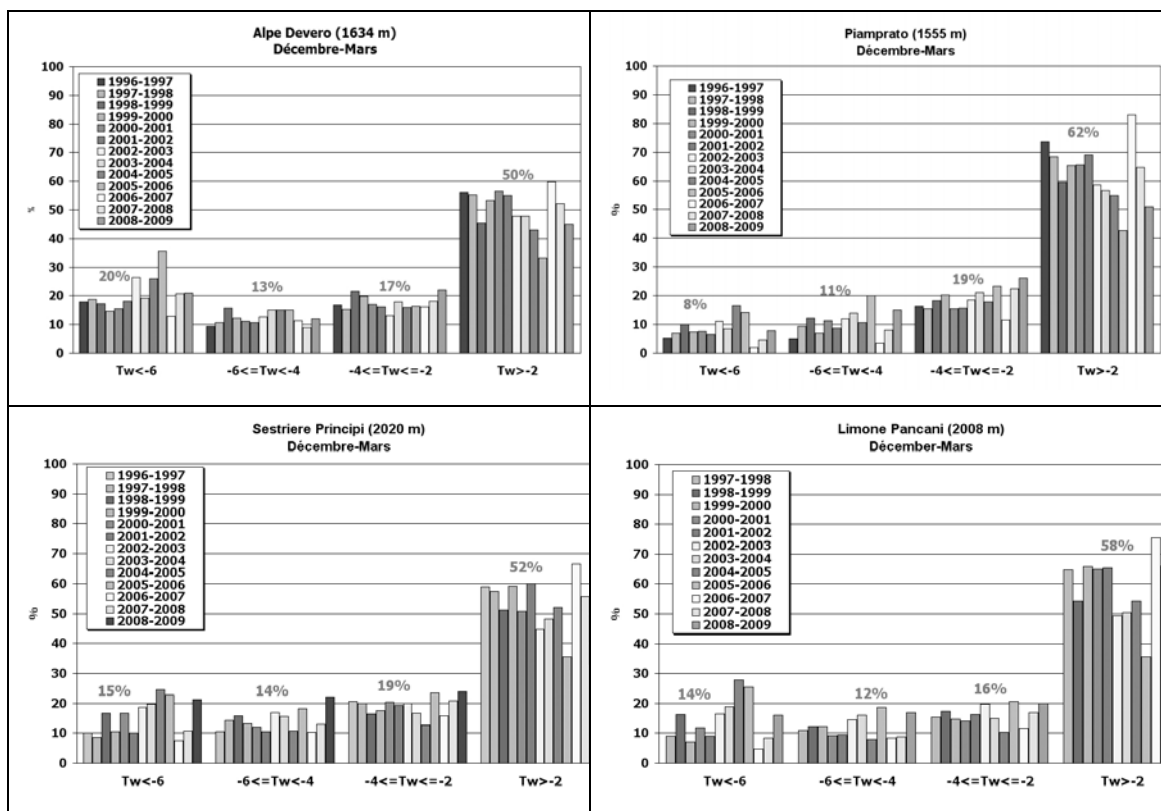


Figure 5. Température de bulbe humide mesurés durant la période Décembre-Mars de 1996 à 2009

Conclusions

L'analyse effectuée montre que la quantité de neige durant les 10 dernières années est insuffisante pour une bonne pratique du ski dans le Piémont, surtout à des altitudes inférieures à 1500 mètres et en particulier dans la région Nord-Ouest. La production de neige artificielle est indispensable pour les domaines skiables au-dessus de 1500 mètres d'altitude dans toutes les régions, afin de garantir l'utilisation du domaine skiable durant au moins 100 jours par an. Les conditions météorologiques qui permettent la production de neige artificielle ne sont cependant pas très fréquentes et elles ont tendance à diminuer avec le temps consécutivement au réchauffement climatique. La gestion des installations devra par conséquent être toujours plus attentive. Les conditions d'enneigement ne sont pas destinées à s'améliorer dans le cours du siècle. Le déplacement à des altitudes plus élevées des domaines skiables peut garantir des conditions d'enneigement suffisantes pour la pratique des sports d'hiver. La production de neige artificielle peut faire face au manque de neige naturelle dans les 15 à 20 prochaines années, pour des domaines skiables situés au-dessus de 1500 mètres.

Bibliographie

- Beniston, M., 2005 : Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics* **162**, 1587–1606.
- Ciccarelli N., von Hardenberg J., Provenzale A., Ronchi C., Vargiu A., Pelosini R. (2007): Climate Variability in North-Western Italy during the Second Half of the 20th Century, *Global and Planetary Change*, in press.
- Gigli S., Agrawala S., 2007: *Stocktaking of progress on integrating adaptation to climate change into development co-operation activities*. OECD, 83 p.
- Hahn F., 2004: *Innevamento artificiale nelle Alpi*. AlpMedia, CIPRA.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- OcCC, 2007: *Les changements climatiques et la Suisse en 2050. Impacts attendus sur l'environnement, la société et l'économie*, OcCC-Proclim, Berne, 168 p. www.occc.ch/products/ch2050/CH2050-rapport.html

ASPECTS BIOCLIMATOLOGIQUES DE LA NÉCROSE CORTICALE DE L'HÉVÉA EN CÔTE D'IVOIRE

J. NIZINSKI ., G. GALAT GERARD, ANH GALAT-LUONG

Institut de Recherche pour le Développement (I.R.D.), UR « Clifa », 911 Avenue Agropolis, BP 64501, 34398 Montpellier cedex 5, France, phone: (33) 2-38-49-95-25, fax: (33) 2-38-49-95-76, E-mail: georges.nizinski@ird.fr; gerard.galat@ird.fr; anh.luong@ird.fr.

Résumé : La nécrose de l'écorce de l'hévéa est une affection du tronc, s'exprimant par une altération des tissus corticaux au niveau desquels se situent les tissus conducteurs de latex. Nous avons étudié les transferts hydriques dans des plantations en Côte d'Ivoire (mai et septembre 2004) dans une futaie d'hévéas plantée en janvier 1996, sur des individus « sains » et sur des individus « nécrosés ». Les mesures de potentiel hydrique nous permettent d'apprécier les résistances le long du continuum racines – tronc – feuilles: les résistances au passage de l'eau entre le tronc et les feuilles sont les mêmes pour les individus « sains » et les individus « nécrosés »; les résistances au passage de l'eau entre les racines et le tronc différencient en revanche radicalement les deux types d'individus au niveau de la jonction de greffage; la résistance est exceptionnellement élevée pour les individus « nécrosés ». Les résultats semblent montrer une différence de fonctionnement dans la régulation du flux transpiratoire entre individus « sains » et individus « nécrosés ». Les mesures ont été ici faites en conditions de disponibilité en eau optimales, il faudrait poursuivre ces mesures en conditions de stress hydrique pour la plante, on pourrait alors avoir des résultats plus contrastés.

Mots-clés: impact des extrêmes climatiques - transpiration - conductivité hydraulique – hévéa - nécrose

Abstract: *Bioclimatological aspects of the cortical necrosis of the rubber tree in Ivory Coast. The necrosis of the bark of the rubber tree is a disease of the trunk, manifested by an impairment of cortical cloths at the level of which the cloths drivers of latex are found. We studied the water transfers in plantations in Ivory Coast (May and September, 2004) in a timber of rubber trees planted in January, 1996, on "healthy « individuals and on "necrosed ".individuals. The measurements of water potential allow us to appreciate resistance along the continuum roots – trunk – leaves: the resistance to the passage of water between the trunk and leaves is the same for the "healthy " individuals and the "necrosed" individuals; the resistance to the passage of water between roots and trunk differentiates both types of individuals drastically at the level of the junction of grafting; the resistance is unusually high for the "necrosed" individuals. Results seem to show a difference of functioning in the regulation of the flux transpiratoire between "healthy " individuals and individuals "necrosed" Measurements were made here in optimum conditions of water vailability, however it would be necessary to follow these measurements in conditions of water stress for the plant, they could then have more contrasting results.*

Keywords: impact of the climatic extremes - transpiration - hydraulic conductivity – rubber tree - necrosis

Introduction

La nécrose de l'écorce de l'hévéa est une affection du tronc, s'exprimant par une altération des tissus corticaux au niveau desquels se situent les tissus conducteurs de latex. Même dans le cas d'attaques très sévères, le cambium et le xylème demeurent fonctionnels. Compte tenu de la différenciation continue de cellules par l'assise cambiale, la couche de tissus laticifères nécrosés non fonctionnels est repoussée vers l'extérieur. Cette maladie touche essentiellement des arbres adultes en cours de saignée qui ne produisent alors plus de latex mais des cas de nécrose ont été observés sur de jeunes hévéas non exploités; il ne s'agit donc pas, comme pour l'encoche sèche, d'une maladie associée à la saignée. De nombreuses observations suggèrent que le développement de la nécrose corticale est déclenché, ou accéléré, par une combinaison de facteurs chimio-physiques du milieu (stress liés au climat et au sol) et un traumatisme (mécanique et/ou métabolique) provoqué par les saignées. On peut également supposer une contribution de nature génétique (variabilité clonale, nette dans le cas de l'encoche sèche, moins nette pour la nécrose). Des observations, qualitatives et quantitatives (Nizinski *et al.*, 2005) semblent justifier l'hypothèse de l'association de la nécrose à une fermeture partielle des stomates et à potentiel hydrique plus négatif chez les arbres nécrotiques, indiquant un problème

ASPECTS BIOCLIMATOLOGIQUES DE LA NÉCROSE CORTICALE DE L'HÉVÉA EN CÔTE D'IVOIRE

J. NIZINSKI ., G. GALAT GERARD, ANH GALAT-LUONG

Institut de Recherche pour le Développement (I.R.D.), UR « Clifa », 911 Avenue Agropolis, BP 64501, 34398 Montpellier cedex 5, France, phone: (33) 2-38-49-95-25, fax: (33) 2-38-49-95-76, E-mail: georges.nizinski@ird.fr; gerard.galat@ird.fr; anh.luong@ird.fr.

Résumé : La nécrose de l'écorce de l'hévéa est une affection du tronc, s'exprimant par une altération des tissus corticaux au niveau desquels se situent les tissus conducteurs de latex. Nous avons étudié les transferts hydriques dans des plantations en Côte d'Ivoire (mai et septembre 2004) dans une futaie d'hévéas plantée en janvier 1996, sur des individus « sains » et sur des individus « nécrosés ». Les mesures de potentiel hydrique nous permettent d'apprécier les résistances le long du continuum racines – tronc – feuilles: les résistances au passage de l'eau entre le tronc et les feuilles sont les mêmes pour les individus « sains » et les individus « nécrosés »; les résistances au passage de l'eau entre les racines et le tronc différencient en revanche radicalement les deux types d'individus au niveau de la jonction de greffage; la résistance est exceptionnellement élevée pour les individus « nécrosés ». Les résultats semblent montrer une différence de fonctionnement dans la régulation du flux transpiratoire entre individus « sains » et individus « nécrosés ». Les mesures ont été ici faites en conditions de disponibilité en eau optimales, il faudrait poursuivre ces mesures en conditions de stress hydrique pour la plante, on pourrait alors avoir des résultats plus contrastés.

Mots-clés: impact des extrêmes climatiques - transpiration - conductivité hydraulique – hévéa - nécrose

Abstract: *Bioclimatological aspects of the cortical necrosis of the rubber tree in Ivory Coast. The necrosis of the bark of the rubber tree is a disease of the trunk, manifested by an impairment of cortical cloths at the level of which the cloths drivers of latex are found. We studied the water transfers in plantations in Ivory Coast (May and September, 2004) in a timber of rubber trees planted in January, 1996, on "healthy « individuals and on "necrosed ".individuals. The measurements of water potential allow us to appreciate resistance along the continuum roots – trunk – leaves: the resistance to the passage of water between the trunk and leaves is the same for the "healthy " individuals and the "necrosed" individuals; the resistance to the passage of water between roots and trunk differentiates both types of individuals drastically at the level of the junction of grafting; the resistance is unusually high for the "necrosed" individuals. Results seem to show a difference of functioning in the regulation of the flux transpiratoire between "healthy " individuals and individuals "necrosed" Measurements were made here in optimum conditions of water vailability, however it would be necessary to follow these measurements in conditions of water stress for the plant, they could then have more contrasting results.*

Keywords: impact of the climatic extremes - transpiration - hydraulic conductivity – rubber tree - necrosis

Introduction

La nécrose de l'écorce de l'hévéa est une affection du tronc, s'exprimant par une altération des tissus corticaux au niveau desquels se situent les tissus conducteurs de latex. Même dans le cas d'attaques très sévères, le cambium et le xylème demeurent fonctionnels. Compte tenu de la différenciation continue de cellules par l'assise cambiale, la couche de tissus laticifères nécrosés non fonctionnels est repoussée vers l'extérieur. Cette maladie touche essentiellement des arbres adultes en cours de saignée qui ne produisent alors plus de latex mais des cas de nécrose ont été observés sur de jeunes hévéas non exploités; il ne s'agit donc pas, comme pour l'encoche sèche, d'une maladie associée à la saignée. De nombreuses observations suggèrent que le développement de la nécrose corticale est déclenché, ou accéléré, par une combinaison de facteurs chimio-physiques du milieu (stress liés au climat et au sol) et un traumatisme (mécanique et/ou métabolique) provoqué par les saignées. On peut également supposer une contribution de nature génétique (variabilité clonale, nette dans le cas de l'encoche sèche, moins nette pour la nécrose). Des observations, qualitatives et quantitatives (Nizinski *et al.*, 2005) semblent justifier l'hypothèse de l'association de la nécrose à une fermeture partielle des stomates et à potentiel hydrique plus négatif chez les arbres nécrotiques, indiquant un problème

d'accès à l'eau (racines) ou de conduite de l'eau (xylème). Nous avons étudié les transferts hydriques dans des plantations d'hévéas en Côte d'Ivoire en considérant le sol, l'individu d'hévéa et l'atmosphère comme une entité physique dans laquelle les processus mis en œuvre pour la circulation de l'eau sont interdépendants. Nous avons mesuré les potentiels hydriques et les résistances au flux de sève brute au travers des racines, de la jonction de greffage, du tronc et des feuilles sur des individus « sains » et des individus « nécrosés ».

2. Matériel et méthodes

2.1. Situation géographique, climat, végétation, individus d'hévéa étudiés

La station d'étude se trouve au sud de la Côte d'Ivoire, le climat y est représentatif du climat général de la zone forestière humide. La migration d'air humide et instable (alizés australs, du sud au nord) débute en février – mars, il y a deux saisons des pluies caractérisées par une importante variabilité dans le temps et dans l'espace, d'avril à juin et de septembre à novembre, avec des précipitations moyennes annuelles de $P_i=2065 \text{ mm an}^{-1}$, une évapotranspiration potentielle (méthode Penman, 1948) de 1365 mm an^{-1} ($E_p=3,7 \text{ mm jour}^{-1}$), un rayonnement global moyen annuel journalier de $18,4 \text{ MJ jour}^{-1}$, une durée d'insolation moyenne journalière de 6,3 heures, une température moyenne de l'air de $26,3 \text{ °C}$ ($t_{\max}=28,8 \text{ °C}$, $t_{\min}=23,7 \text{ °C}$), une humidité relative de l'air de 87,3 %, une vitesse moyenne du vent de $95,8 \text{ km jour}^{-1}$ (station de référence Abidjan: latitude $5^{\circ}15' \text{ N}$, longitude $3^{\circ}56' \text{ W}$; altitude 125 m. La période d'avril à juin correspond à la grande saison des pluies ($P_i=712 \text{ mm}$; avec des précipitations moyennes annuelles de $P_i=1723 \text{ mm an}^{-1}$; station météorologique de Bongo située sur la plantation). Nous avons fait les mesures d'une part pendant cette saison des pluies, en mai 2004 ($P_i=146 \text{ mm mois}^{-1}$; avec un sol à la capacité au champ) et d'autre part en septembre qui correspond statistiquement à la fin de la saison sèche, avec juillet ($P_i=175 \text{ mm mois}^{-1}$) – août ($P_i=68 \text{ mm mois}^{-1}$) – septembre ($P_i=87 \text{ mm mois}^{-1}$); mais en 2004 la 2^e saison des pluies fut précoce et lors des mesures en septembre les pluies avaient déjà ramené le sol à la capacité au champ.

La végétation d'origine de Côte d'Ivoire est une forêt humide. Les surfaces défrichées sont transformées en cultures pérennes, plantations de palmier à huile, de caféier, de cocotier et d'hévéa. L'hévéa est d'introduction récente en Côte d'Ivoire. Le clone étudié, PB-260, a été créé entre 1955 et 1960 en Malaisie par pollinisation et a été classé comme clone à latex et à bois d'œuvre avec un tronc droit et régulier, ayant une croissance rapide avant saignement (5 ans). Les individus cultivés sont greffés, il existe donc « une jonction de greffage » chez ces individus.

Nous avons choisi en septembre 2003 pour le suivi des transpirations, potentiels et résistances, des individus « sains » et des individus « nécrosés », qu'il a associés par couple (un individu « sain » dénommé S; un individu « nécrosé » dénommé N); les deux individus de chaque couple sont proches l'un de l'autre, ont eu des conditions de croissance similaires et sont, au moment des mesures, dans des conditions similaires (lumière, ombre): il y a trois couples (S-N) au sein de la placette étudiée.

2.2. Evapotranspiration potentielle du couvert et transpiration, conductivité hydraulique, absorption racinaire et dispositif expérimental

Les formules de Penman et de Monteith ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration potentielle (E_p) et l'évapotranspiration réelle du couvert (E_a). Nous avons utilisé les données météorologiques de la station installée à environ cinq kilomètres des peuplements étudiés. Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et réelle ont été calculées chaque vingt minutes, puis cumulées sur les durées correspondant aux intervalles de mesures des potentiels et des résistances.

Il s'agit du flux de sève transitant par un segment de tronc par unité de temps et par unité de gradient de potentiel (sans spécifier le diamètre du tronc), à savoir: $k_h = \text{Tr}/(\Delta\Psi/l)$, avec: k_h - conductivité hydraulique; Tr – transpiration; $\Delta\Psi$ - différence de potentiel entre deux points de mesure de potentiel; l – longueur du segment de tronc.

Dans nos conditions expérimentales les quantités d'eau transpirées (Tr) quotidiennement par l'hévéa sont celles absorbées par les racines (Abs), le flux d'eau à travers l'hévéa pouvant être considéré comme conservatif, soit: $\text{Abs} \approx \text{Tr}$. Par simplification, nous réduisons l'hévéa à trois compartiments: le compartiment « feuilles », le compartiment « tronc » qui est le greffon, le compartiment « racines »

qui est le porte-greffe; la jonction de greffage délimite physiquement deux portions du tronc réel mais dans notre schéma de compartiments, elle délimite le compartiment « racines » et du compartiment « tronc ».

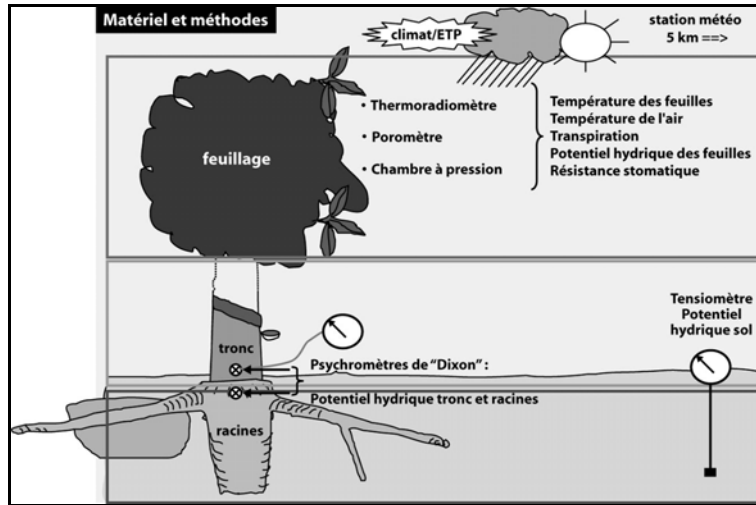


Figure 1. Matériels et méthodes utilisés lors de missions en Côte d'Ivoire en 2004

3. Résultats et discussion

3.1. Paramétrisation du sol et du couvert végétal

Pour comparer nos mesures à celles d'autres travaux, nous avons paramétré la station d'étude, ces paramètres intervenant dans les modèles mathématiques d'estimation de la transpiration des individus « sains » et « nécrosés », à savoir: le nombre d'arbres par hectare, la circonférence des arbres, la surface terrière des placettes d'études, l'indice foliaire, la hauteur moyenne du peuplement, présentés dans le Tableau 2 et comparables aux paramètres obtenus par Monteny (1987).

Date de plantation	1996
Clone	PB-260
Ecartement (en mètre)	6 x 4,0
Hauteur moyenne des arbres (m)	15,0
Surface de la placette (hectare)	25,70
Nombre d'arbres	8558
Nombre d'arbres (arbres ha ⁻¹)	333
Surface du sol occupée par un arbre (m ²)	30,03
Circonférence à 1,3 m du sol (cm)	59,57
Diamètre du tronc à 1,3 m du sol (cm)	18,96
Surface terrière m ² ha ⁻¹	10,00
Indice foliaire (LAI, m ² m ⁻²)	3,24

Tableau 1 - Caractéristiques morphologiques du peuplement de la station d'étude P20

Les profils d'humidité et de potentiel hydrique du sol ont été établis chaque jour de mesure sur une profondeur de 1,2 m, profondeur correspondant à la quasi-totalité du système racinaire de l'hévéa, qui peut atteindre 4 m. Ces profils ont été établis respectivement pour les individus « sains » et les individus « nécrosés »: ces profils sont identiques, la réserve utile en eau du sol pour les deux types d'individus est donc la même. Pour l'ensemble de la zone racinaire les teneurs en eau ont toujours été proches de la capacité au champ, $R_{cc} = 412$ mm, soit un potentiel hydrique du sol de $\Psi_{sol} = -0,1$ bars et sont comparable aux valeurs mentionnées par Monteny (1987) concernant des sols ferrallitiques apparentés aux nôtres, formés sur sable, à Oursou, Côte d'Ivoire et plantés d'hévéas.

3.2. Flux de vapeur d'eau, potentiels et résistances dans le système sol – plante - atmosphère

3.2.1. Evapotranspiration potentielle du couvert et transpiration des individus « sains » et des individus « nécrosés »

Les caractéristiques morphologiques du peuplement étant les mêmes pour les deux types d'individus, l'évapotranspiration potentielle est la même pour tout le peuplement, elle représente l'énergie maximale pouvant être dissipée sous forme de chaleur de vaporisation de l'eau. L'évapotranspiration potentielle, moyenne journalière du couvert d'hévéas sur 18 jours, du 5 au 13 mai et du 7 au 25 septembre 2004, issue de l'équation de Penman (1948) est de $3,6 \text{ mm jour}^{-1}$, valeur comparable à celle mentionnée par Monteny (1987) pour la même région ($3,5 \text{ mm jour}^{-1}$).

Résultats de mai et septembre		grandeurs mesurées	6 individus sains	6 individus nécrosés	différence	significatif
	Transpiration en $\text{cm}^3 \text{H}_2\text{O s}^{-1}$	$1,9 \pm 0,11$	$1,4 \pm 0,31$	0,5	S	
	Conductance du tronc aux feuilles, en $\text{cm}^3 \text{H}_2\text{O s}^{-1} \text{bars}^{-1}$	$0,3 \pm 0,17$	$0,2 \pm 0,18$	0,1	NS	
	Conductance des racines aux feuilles, en $\text{cm}^3 \text{H}_2\text{O s}^{-1} \text{bars}^{-1}$	$0,6 \pm 0,08$	$1,6 \pm 0,11$	1,0	S	
	Conductance des racines au tronc, en $\text{cm}^3 \text{H}_2\text{O s}^{-1} \text{bars}^{-1}$	$0,2 \pm 0,06$	$1,1 \pm 0,31$	0,9	S	

Figure 2. Plantation d'hévéas des individus « sains » (S16-S17-S18) et « nécrosés » (N1-N2-N3) à Bongo, placette d'étude; transpiration moyenne journalière (Tr , en $\text{cm}^3 \text{H}_2\text{O s}^{-1}$) et conductance hydraulique du xylème (des troncs et des racines) lors de la période du 11 au 22 mai et du 5 au 18 septembre 2004

L'évapotranspiration potentielle suit les variations de rayonnement au-dessus du couvert. Pour une parcelle bien irriguée et dense, le flux de chaleur sensible sera quasiment nul, l'énergie reçue à la surface du sol est utilisée dans le flux de chaleur latente de vaporisation de l'eau. Le maximum d'évapotranspiration potentielle se situe entre 12h et 15h avec des valeurs comprises entre $13,5$ et $15,6 \text{ dm}^3 \text{ arbre}^{-1} \text{ heure}^{-1}$, quand le rayonnement est le plus important, la température de l'air la plus forte (jusqu'à 37°C), le déficit de saturation de l'air maximal et l'humidité relative minimale (63 %). Les valeurs maximales de transpiration sont obtenues vers 14h. La transpiration moyenne maximale pour les individus « sains » est respectivement de $Tr = 12,5; 12,0$ et $11,5 \text{ dm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ heure}^{-1}$, soit une moyenne de $Tr = 12,1 \text{ dm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ heure}^{-1}$. L'écart relatif entre individus est de 16 % avec une erreur standard de 0,6 pour un pas de temps d'une heure. La transpiration moyenne maximale pour les individus « nécrosés », est respectivement de $Tr = 10,3; 9,0$ et $11,8 \text{ dm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ heure}^{-1}$, soit une moyenne de $Tr = 10,4 \text{ dm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ heure}^{-1}$. L'écart relatif entre individus est de 10,7 % avec une erreur standard de 0.6 pour un pas de temps d'une heure. La différence maximale à 14h entre individus « sains » et individus « nécrosés » est de $Tr = 1,7 \text{ dm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ heure}^{-1}$. La transpiration des individus « nécrosés » est plus faible que celle des individus « sains » à tous les pas de temps de prise de mesure (20 minutes, 1 heure, 1 jour) permettant de conclure qu'une contrainte hydrique est imposée à ces individus « nécrosés ». Nous avons représenté dans le Tableau 3, les moyennes sur dix-huit jours des transpirations instantanées: $1,9 (\pm 0,11; \text{individus « sains »})$ et $1,4 (\pm 0,31; \text{individus « nécrosés »}) \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ s}^{-1}$, soit une transpiration des individus « nécrosés » inférieure de 30 % à celle des

individus « sains » ($Tr = 0,5 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O arbre}^{-1} \text{ s}^{-1}$). La transpiration moyenne journalière a été respectivement pour les individus « sains » et les individus « nécrosés » de $2,7 \text{ mm jour}^{-1}$ et $2,3 \text{ mm jour}^{-1}$ ($Tr = 17,5$ et $13,5 \text{ dm}^3 \text{ arbre}^{-1} \text{ jour}^{-1}$).

3.2.2. Potentiels et résistances au flux de sève des individus « sains » et des individus « nécrosés »

On a choisi, les 12 mai et 19 septembre, des individus « sains » et des individus « nécrosés », proches les uns des autres, pour le suivi des cinétiques journalières de la résistance stomatique, du potentiel foliaire, du potentiel du xylème - tronc, du potentiel du xylème - racines et des potentiels de base correspondants. Le potentiel hydrique de base rend compte de l'équilibre potentiel hydrique du sol – potentiel hydrique du compartiment mesuré (feuilles, tronc, racines) qui s'établit pendant la nuit, période sans transpiration; ce potentiel tend, sans nécessairement l'atteindre, vers le potentiel hydrique du sol, ici à la capacité au champ pendant les deux périodes de mesures. Les moyennes du potentiel foliaire de base, sont respectivement pour les individus « sains » et « nécrosés » $\Psi_{\text{feuilles}} = -3,2$ et $-3,6$ bars en mai, et $\Psi_{\text{feuilles}} = -3,8$ et $-3,4$ bars en septembre. La précision de l'appareil étant de $\pm 0,5$ bars, il n'existe pas de différence entre individus « sains » et individus « nécrosés ». Comme pour les feuilles, les moyennes du potentiel de base du xylème ne différencient pas les individus « sains » des individus « nécrosés », ces valeurs étant par ailleurs les mêmes pour le tronc et pour les racines et ce, en mai et en septembre: $-4,1 / -4,1$ bars. Les moyennes journalières du potentiel foliaire, sont respectivement, pour les individus « sains » et individus « nécrosés », $\Psi_{\text{feuilles}} = -6,0 (\pm 0,9)$ et $-8,6 (\pm 1,4)$ bars en mai, et $\Psi_{\text{feuilles}} = -6,1 (\pm 1,0)$ et $-7,4 (\pm 1,3)$ bars en septembre. Le potentiel foliaire des individus « nécrosés » est inférieur à celui des individus « sains » d'environ 2,0 bars. Les moyennes journalières du potentiel du xylème sont respectivement, pour les individus « sains » et les individus « nécrosés »; 1^e) pour les racines $\Psi_{\text{racines}} = -3,9$ bars et $-4,2$ bars en mai et $\Psi_{\text{racines}} = -4,9 (\pm 0,1)$ et $-5,2 (\pm 1,1)$ bars en septembre; 2^e) pour les troncs $\Psi_{\text{tronc}} = -4,6 (\pm 0,9)$ et $-5,6 (\pm 1,3)$ bars en mai et $\Psi_{\text{tronc}} = -5,6 (\pm 1,1)$ et $-7,2 (\pm 1,0)$ bars en septembre. Le potentiel du xylème des individus « nécrosés » est inférieur à celui des individus « sains » d'environ 0,5 bars pour les racines et d'environ 1,5 bar pour les troncs. Les mesures ont été faites en saison humide, dans des conditions de disponibilité en eau optimales, ainsi, les résistances stomatiques mesurées sont les résistances stomatiques minimales et sont, respectivement pour les individus « sains » et les individus « nécrosés » $r_{\text{stomatique}} = 1,2$ et $1,8 \text{ s cm}^{-1}$ en mai et $1,59 (\pm 0,5)$ et $2,8 (\pm 0,5) \text{ s cm}^{-1}$ en septembre. Les résistances stomatiques minimales des individus « nécrosés » sont supérieures à celles des individus « sains » d'environ $1,0 \text{ s cm}^{-1}$, et sont associées à des potentiels foliaires et à des potentiels du xylème plus négatifs que chez individus « sains », et à une transpiration inférieure à celle des individus « sains » suggérant l'induction d'un stress hydrique pour les individus « nécrosés ».

3.2.3. Résistances au flux de sève

Les mesures de potentiels hydriques nous permettent d'apprécier les résistances le long du continuum racines – tronc – feuilles (Tableau 3): les résistances (R) ou conductance (k_h) ($=1/\text{Résistance}$) au passage de l'eau entre le tronc et les feuilles sont les mêmes pour les individus « sains » ($k_h = 0,3 \pm 0,1 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O s}^{-1} \text{ bars}^{-1}$) et les individus « nécrosés » ($k_h = 0,2 \pm 0,1 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O s}^{-1} \text{ bars}^{-1}$); les conductances au passage de l'eau entre les racines et le tronc différencient en revanche radicalement les deux types d'individus: $k_h = 0,2 \pm 0,1 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O s}^{-1} \text{ bars}^{-1}$ pour les individus « sains » et $k_h = 1,1 \pm 0,3 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O s}^{-1} \text{ bars}^{-1}$ pour les individus « nécrosés », phénomène que l'on retrouve à partir de l'analyse de la conductance des racines aux feuilles. C'est donc au niveau de la jonction de greffage que la conductance est exceptionnellement basse pour les individus « nécrosés », sachant par ailleurs que chez les ligneux, les conductances du xylème ne sont pas les plus limitantes pour la circulation de l'eau (résistances plus faibles qu'au niveau des feuilles). Ainsi cette résistance élevée au flux de sève au niveau de la jonction de greffage chez les individus « nécrosés » induit un stress hydrique chez ces individus: potentiel hydrique du xylème – tronc et potentiel hydrique foliaire plus négatifs que chez les individus « sains », transpiration plus faible que chez les individus « sains ». Les potentiels de base, des feuilles, du xylème du tronc et du xylème des racines, similaires pour les individus « sains » et les individus « nécrosés », s'expliquent par le choix de la saison de mesure: dans des conditions de disponibilité en eau optimales le rééquilibrage des potentiels sol – plante est ici optimal puisque, malgré une résistance élevée au passage de l'eau à travers la jonction de greffage chez les individus « nécrosés », la durée de

la nuit est suffisante pour que le rééquilibrage des potentiels se fasse de la même façon pour les individus « sains » et les individus « nécrosés ».

4. Conclusion et perspectives

Ces premiers résultats démontrent une différence de fonctionnement entre individus « sains » et individus « nécrosés » dans la régulation du flux transpiratoire. Les mesures ont été faites ici en conditions de disponibilité en eau optimales, il faudrait poursuivre ces mesures en conditions de stress hydrique pour la plante, en saison sèche en conditions naturelles et en conditions semi contrôlées en culture: 1^{er}) concernant les cinétiques des résistances foliaires, de la transpiration, des potentiels au cours d'une journée, on devrait par exemple obtenir au midi solaire des résistances stomatiques pour les individus « nécrosés » de très loin supérieures à celles des individus « sains » et des transpirations quasi nulles pour ces individus « nécrosés »; 2^{ème}) concernant les potentiels de base, le rééquilibrage entre le sol et la plante au cours d'une période longue de manque de disponibilité en eau, pourrait ne plus être complet chez les individus « nécrosés », on devrait voir les potentiels hydriques de base des individus « nécrosés » se différencier de ceux des individus « sains » et obtenir en fin de nuit des individus « nécrosés » présentant déjà un stress hydrique important, le rééquilibrage des potentiels étant un phénomène nécessitant une durée minimale compte tenu de la vitesse des phénomènes physiologiques en jeu; 3^{ème}) la conductivité hydraulique au niveau de la jonction de greffage, les potentiels et la transpiration pourraient être étudiés avec un pas de temps de mesure inférieur à une heure. Le stress hydrique subit par les individus « nécrosés » 1^{er}) s'exprime au niveau du tronc et des feuilles (potentiels, résistances, transpiration), le problème serait alors d'origine mécanique (qualité du greffage – vascularisation anormale), mais 2^o) s'exprime aussi au niveau des racines (potentiel du xylème - racines des individus « nécrosés » plus négatif que celui des individus « sains »), le problème serait alors celui d'une pathologie avec agent extérieur se mettant en place au moment du greffage. Cette étude pourrait se poursuivre par une étude du métabolisme du carbone: les individus « nécrosés » ayant, en conditions naturelles une résistance stomatique globalement supérieure à celle des individus « sains », devraient présenter, à capacité photosynthétique supposée égale à celle des individus « sains », une entrée nette de carbone inférieure à celle des individus « sains ». On peut penser que le compartiment en priorité affecté par ce manque de carbone est le latex. Enfin, une origine génétique possible des différences existant entre individus « sains » et individus « nécrosés » devrait être étudiée.

Bibliographie

- Dixon M., 2004: *Temperature corrected stem hygrometer*. Instruction Manual, Plant Water Status Instruments, Inc., Guelph, 14p.
- Monteith J.L., Unsworth M.H., 1990: *Principles of environmental physics*. 2nd edition, Edward Arnold, London, 291p.
- Monteny B.A., 1987 : *Contribution à l'étude des interactions végétation - atmosphère en milieu tropical humide. Importance du rôle du système forestier dans le recyclage des eaux de pluies*. Thèse d'Etat, Université de Paris - Sud, Orsay, 170p.
- Nizinski J.J., Dingkuhn M., Clément-Demange A., Fabre D., Clément-Vidal A. et Sainte-Beuve J., 2005 : *Analyse écophysiological de l'eau chez Hevea brasiliensis d'individus sains et d'individus atteints de nécrose corticale dans des plantations en Côte d'Ivoire*, Rapport d'expertise n°CP-SIC1812, CIRAD, Montpellier, 30p.
- Penman H.L., 1948: Natural evaporation from open water balance bare soil, and grass. *Proceedings of the Royal Society*, London, Series A **193**, 120-145.

EVOLUTION DES PRÉCIPITATIONS DEPUIS PLUS D'UN DEMI-SIÈCLE EN MAURITANIE

Z. NOUACEUR

Université de Rouen (France)

UMR - IDEES

Mont – Saint – Aignan 76821 Cedex

Tel : 00 33 02 32 76 94 21

Mail : zineddine.nouaceur@univ-rouen.fr

Résumé Les différents modèles climatiques prévoient une hausse probable des précipitations dans plusieurs régions du monde. Ces dernières années, dans de nombreux pays sahéliens des épisodes pluvieux intenses ont entraîné de graves inondations. Ces signes suggèrent ainsi qu'une tendance vers une période plus humide est peut-être amorcée dans cette partie de l'Afrique de l'Ouest. L'étude de la pluviométrie dans seize stations mauritaniennes vise à faire apparaître les principales fluctuations et la tendance générale qui a marqué plus de cinquante années de mesure, à une échelle nationale et régionale. Cette analyse pourra ainsi confirmer ou infirmer le retour vers des conditions plus humides dans un pays qui a été durement touché par de sévères sécheresses climatiques.

Mots Clés: changement climatique, précipitation, précipitations extrêmes, période de sécheresse, période humide.

Abstract: *Evolution of the precipitation since more of a half century in Mauritania.* The different climatic models foresee a rise of the precipitations in several regions of the world. These last years, intense precipitations caused serious floodings in a lot of sahelian's countries. These signs suggest that a tendency toward one period more humid is begun in this part of West Africa. The survey of the precipitation in sixteen stations show the principal tendency marked more of fifty years of measure, to a national and regional scale. This analysis will be able to confirm or will be able to invalidate the return toward more humid conditions in a country that has been touched toughly by very stern climatic droughts.

Key words: climate change, precipitation, extreme precipitation, drought period, wet period.

Introduction

Depuis quelques années les débats scientifiques sur le climat se vocalisent beaucoup plus sur le réchauffement climatique actuel et ses conséquences environnementales. Si la tendance générale des températures est à la hausse, ce scénario observé ces dernières années, au Sahel (Nouaceur, 2008) et un peu partout dans le monde, est en faveur d'une augmentation probable des précipitations (GIEC, 2007). Dans la zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest, ces changements se sont exprimés par une hausse sensible des valeurs avec parfois, des épisodes pluvieux très intenses. Malgré cette nouvelle tendance, les scientifiques restent partagées entre ceux qui continuent à soutenir la persistance de la sécheresse climatique (L'Hôte & al, 2002) et ceux qui au contraire, voient en ces épisodes, l'amorce d'une période plus humide (Ozer & al, 2003, Olson & al, 2005). Cette veille scientifique atteste ainsi de l'importance de la mousson africaine dans le processus de la dynamique aérologique globale. Cette préoccupation est confirmée par l'ambitieux programme de recherche AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) dont l'objectif premier est la compréhension de la complexité de la genèse des pluies sahéliennes et de leur extrême variabilité. La Mauritanie qui est un vaste territoire à cheval entre le domaine sahélien (un quart du pays) et le domaine saharien (qui couvre les trois quarts restants) observe ces changements et c'est un réel bouleversement climatique qui est noté ces dernières années dans cette partie de l'Afrique sahélienne. Ainsi, après plusieurs années de déficit pluviométrique et deux très sévères sécheresses climatiques, les pluies enregistrent cette dernière décennie un timide retour progressif à la normale, ponctué par des épisodes pluvieux intenses qui sont devenus bien plus qu'occasionnels depuis l'année 2000. Ainsi en 2003, les inondations ont causé la mort de plusieurs dizaines de personnes et la perte des récoltes au Burkina Faso, au Mali, en Mauritanie, au Niger et au Sénégal. En 2005, un même scénario est répété et des dommages très importants ont été observés dans ce dernier pays. En d'août 2007 (Fao, 2007), toute la région a encore souffert du retard de la mousson et des pluies diluviennes très tardives qui ont touché

cette partie de l'Afrique Occidentale. Enfin en 2008, la situation se renouv le encore une fois dans toute l'Afrique sahélienne. Ces tragiques événements sont là pour nous rappeler l'extrême vulnérabilité d'un milieu fragile et soumis depuis les dernières sécheresses climatiques à d'importantes pressions anthropiques. Ces changements étaient encore les conclusions des experts du GIEC sur les changements climatiques actuels et s'ils perdurent, imposeront aux paysans sahéliens l'élaboration de nouvelle stratégie culturelle plus adaptée à de tels débordements.

Le présent travail de recherche a pour ambition d'une part d'analyser la tendance générale de la pluviométrie mauritanienne depuis plus d'un demi – siècle et d'autre part, de mettre en évidence la hausse des fréquences des cumuls pluviométriques excédentaires ces dernières années. Cette connaissance revêt ainsi une importance primordiale, dans une région très vulnérable et qui dépend fortement des cultures vivrières.

Données et Méthodes

Le réseau météorologique d'observation mauritanien a une densité très faible. Beaucoup de stations présentent des lacunes fréquentes, ce qui rend parfois les données inutilisables. Seize stations ont été sélectionnées pour cette étude (figure 1). Il s'agit pour la plupart de stations qui disposent de données fiables et ininterrompues sur une longue période (tableau 1).



Figure 1. Répartition spatiale des stations synoptiques mauritaniennes choisies pour cette étude

Stations	Latitude	Longitude	Altitude
<i>Stations synoptiques</i>			
Bir Moghreïn	25°14' N	11°37' W	359 m
Zouerate	22°41' N	12°42' W	297 m
Nouadhibou	20°56' N	17°03' W	2 m
Atar	20°31' N	13°04' W	226 m
Akjoujt	19°45' N	14°22' W	112 m
Tidjikja	18°33' N	11°26' W	395 m
Nouakchott	18°07' N	15°56' W	1 m
Aioun	16°44' N	09°38' W	223
Kiffa	16°38' N	11°24' W	115 m
N�ma	16°36' N	07°16' W	269 m
Rosso	16°30' N	15°49' W	5 m
Kaedi	16°12' N	13°32' W	25 m
Boutilimit	17°32' N	14°32' W	77 m
<i>Stations climatiques</i>			
Tamchaket	17°23' N	10°37' W	175 m
Boghé	16°31' N	14°17' W	11 m
Timbedra	16°17' N	08°12' W	210 m

Tableau 1. Coordonnées géographiques des différentes stations

Afin de déterminer la tendance générale des cumuls de pluies annuels, deux indices ont été utilisés :

- Les écarts centrés réduits, calculés sur les valeurs moyennes
- La moyenne mobile sur cinq années pour lisser les séries.

Pour étudier les totaux exceptionnels, la méthode des quintiles a été adoptée :

Cette méthode consiste à faire un classement par année et par station par rapport aux valeurs limites (Q1, Q2, Médiane, Q3 et Q4) calculées pour toutes les stations et sur toute la série.

Les années dont les totaux sont inférieurs à la valeur limite du 1^{er} quintile (Q1) sont considérées très déficitaires. Celles qui se placent entre le 1^{er} et le deuxième quintile (Q2) sont considérées comme déficitaires. Les années, dont la hauteur pluviométrique est comprise entre le deuxième quintile et la médiane, sont normales avec une tendance sèche. Entre l'intervalle médian et le troisième quintile (Q3), les années sont normales avec une tendance pluvieuse. Entre le troisième et le quatrième quintile (Q4) se trouvent les années à tendance pluvieuse. Enfin, toutes les années dont les totaux pluviométriques sont supérieurs au quatrième quintile sont considérées très excédentaires.

1) Des périodes extrêmes qui oscillent entre phase sèche et phase humide

L'analyse de la pluviométrie mauritanienne à l'échelle temporelle et pour la période 1942 – 2005 nous permet de déceler d'une manière appréciable, les décrochements survenus dans les séries chronologiques des précipitations (figure 2). Cette tendance est exprimée par la moyenne nationale calculée à partir des valeurs enregistrées dans la totalité des stations pluviométriques. La lecture de la courbe d'évolution fait ressortir trois phases bien distinctes:

- Une première phase largement excédentaire de 1942 à 1969 avec treize années qui enregistrent un indice supérieur à + 1. L'année 1958 se démarque avec une valeur maximum de + 1, 73 ce qui constitue un record pour cette première phase. On note aussi des indices positifs pour huit années de cette première série. Ces périodes se localisent au début et à la fin de cette première phase. Entre 1942 et 1949, les indices négatifs concernent seulement quatre années et s'échelonnent entre - 0,32 et - 0,53. Entre 1959 et 1969, les indices négatifs sont moins fréquents puisqu'on note seulement trois années avec respectivement - 0,06, - 0,15 et - 0,65. Au total, les années avec une pluviométrie excédentaire l'emportent largement sur les années en déficit pour cette première phase de la série. L'autre fait remarquable pour cette première période est la succession ininterrompue d'années très excédentaires entre 1950 - 1958, cette période de prospérité est d'ailleurs appelée par les populations autochtones « les années des vaches grasses ».

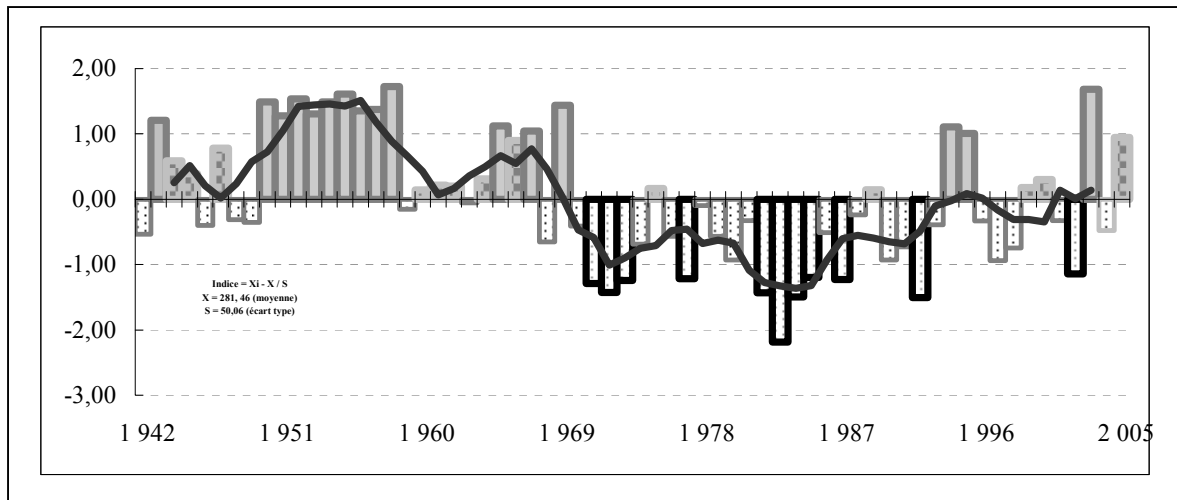


Figure 2. Tendence de la pluviométrie à l'échelle nationale (indice centré réduit).

- La deuxième phase correspond à une situation exceptionnelle pour la Mauritanie, mais aussi pour tout le Sahel. Un décrochement net apparaît sur la courbe, les indices à partir de 1970 sont pour la plupart négatifs. Une première période sèche allant de 1970 à 1976 se distingue avec un seul indice positif de + 0,16 pour l'année 1975. Durant l'année 1972, un déficit record de 93 % est enregistré. Celui-ci représente l'un des plus bas niveaux de pluviométrie enregistré en Mauritanie, l'indice y est de - 1,42. Une deuxième période tout aussi sèche, mais dont l'intensité paraît plus forte, débute en 1977 et se prolonge jusqu'en 1993. Seule l'année 1989 se démarque avec un indice positif de + 0,15. Les indices dépassent - 1 pour sept années et atteignent - 2,19 en 1983.

- La troisième phase débute en 1994, elle est caractérisée par un retour timide de la pluviométrie. En effet, les années humides sont à chaque fois suivies d'une série d'années sèches. On remarque ainsi les indices positifs des années 1994 et 1995 (respectivement + 1,11 et + 1,01) et les indices négatifs (entre - 0,33 et - 0,94) qui marquent les années suivantes en 1996, 1997 et 1998. On note aussi les records extrêmes de 2002 avec - 1,14 et de 2003 avec + 1,68. Enfin dans cette dernière période, on comptabilise un nombre égal d'années sèches et humides. Six années se démarquent avec des indices positifs supérieurs à + 0,90 et six années sont sèches avec trois indices qui dépassent - 0,70.

La tendance générale qui émerge de la lecture du graphique de l'évolution des indices, est caractérisée par la nette régression des valeurs depuis les années excédentaires cinquante. Ces dernières années sont en nette opposition avec les années déficitaires soixante – dix et quatre — vingt. Entre ces fluctuations extrêmes, s'intercalent des oscillations de moindres ampleurs. Ces phases marquent le passage progressif des années très humides vers les années très sèches ou depuis ces dernières périodes vers des conditions de transition, comme c'est le cas la dernière période (1994 – 2005).

2) Des totaux exceptionnels qui confirment l'extrême variabilité de la pluviométrie sahélienne.

Le rapport entre les extrêmes donne une indication sur l'écart entre deux effectifs dans une série statistique (tableau 2). Il est très élevé dans les stations sahariennes avec un maximum de 785 mm observé à Bir Moghrein et faible aux latitudes sahéliennes avec 4,89 mm à Kaédi. Les fortes valeurs s'expliquent par des totaux particulièrement élevés pour certaines années. C'est ce qui ressort d'ailleurs de la comparaison entre la moyenne et la médiane. On remarque à cet effet que dans presque toutes les stations, la médiane est inférieure à la moyenne, d'où l'importance des apports exceptionnels dans le calcul de la moyenne. De plus, l'écart entre la médiane (Md) et la plus forte valeur (E), (E - Md), est plus élevé que l'écart entre la médiane et la plus faible valeur (e), (Md - e). Le rapport entre les deux écarts est particulièrement élevé dans le nord du pays où il atteint plus de 6 à Bir Moghrein, tandis qu'à Nouadhibou, il est de 4,06. Partout ailleurs il varie entre 3,01 et 1,27. L'inégalité de la distribution au-dessus et au-dessous de la médiane est ainsi vérifiée.

Les écarts médians. Md = médiane, E = plus forte valeur, e = plus faible valeur.

Tableau 2

Stations	Md	Moy	Md-e	E-Md	E-Md/Md-e	Max	Min	Stations	Md	Moy	Md-e	E-Md	E-Md/Md-e	Max	Min
BIR MOGHREIN	32,50	43,96	32,20	203,00	6,30	235,50	0,30	TAMCHAKETTE	195,70	200,28	158,90	269,30	1,69	465,00	36,80
ZOUERATE	52,10	53,44	48,70	146,80	3,01	198,90	3,40	AIOUN	217,30	230,80	215,40	281,40	1,31	498,70	1,90
NOUADHIBOU	20,80	26,35	20,10	81,70	4,06	102,50	0,70	KIFFA	281,00	291,28	180,70	339,30	1,88	620,30	100,30
ATAR	86,90	88,22	85,80	138,10	1,61	225,00	1,10	NEMA	246,70	248,86	203,80	259,50	1,27	506,20	42,90
AKJOUT	67,40	81,09	65,30	158,10	2,42	225,50	2,10	BOOHE	254,10	257,66	202,10	297,40	1,47	551,50	52,00
TIDJIKIA	120,00	118,49	117,10	301,50	2,57	421,50	2,90	TIMBEDRA	257,50	281,37	242,00	346,00	1,43	603,50	15,50
NOUAKCHOTT	99,90	111,44	94,70	168,30	1,78	268,20	5,20	ROSSO	258,50	254,72	221,90	353,30	1,59	611,80	36,60
BOUTILIMIT	161,80	159,94	136,50	244,40	1,79	406,20	25,30	KAEDI	292,40	309,17	183,30	252,90	1,38	545,30	109,10

L'analyse des totaux exceptionnels pour la totalité de la période (1942 – 2005) révèle l'opposition entre les années extrêmes. En effet, à l'échelle nationale la moyenne des années des différentes tendances présente un pourcentage à peu près égal avec 18,97 % pour les années très pluvieuses, et 20,46 % pour les années très sèches. Cette particularité est due aux deux phases caractéristiques qui ont marqué le climat mauritanien durant les cinquante dernières années. Cette originalité se retrouve aussi sur les totaux annuels des différentes stations. Nous remarquons ainsi, l'égalité des pourcentages des années excédentaires ou déficitaires dans pratiquement toutes les stations et ceci pour tous les domaines climatiques (saharien, saharo- sahélien ou soudanien) (figure 3).

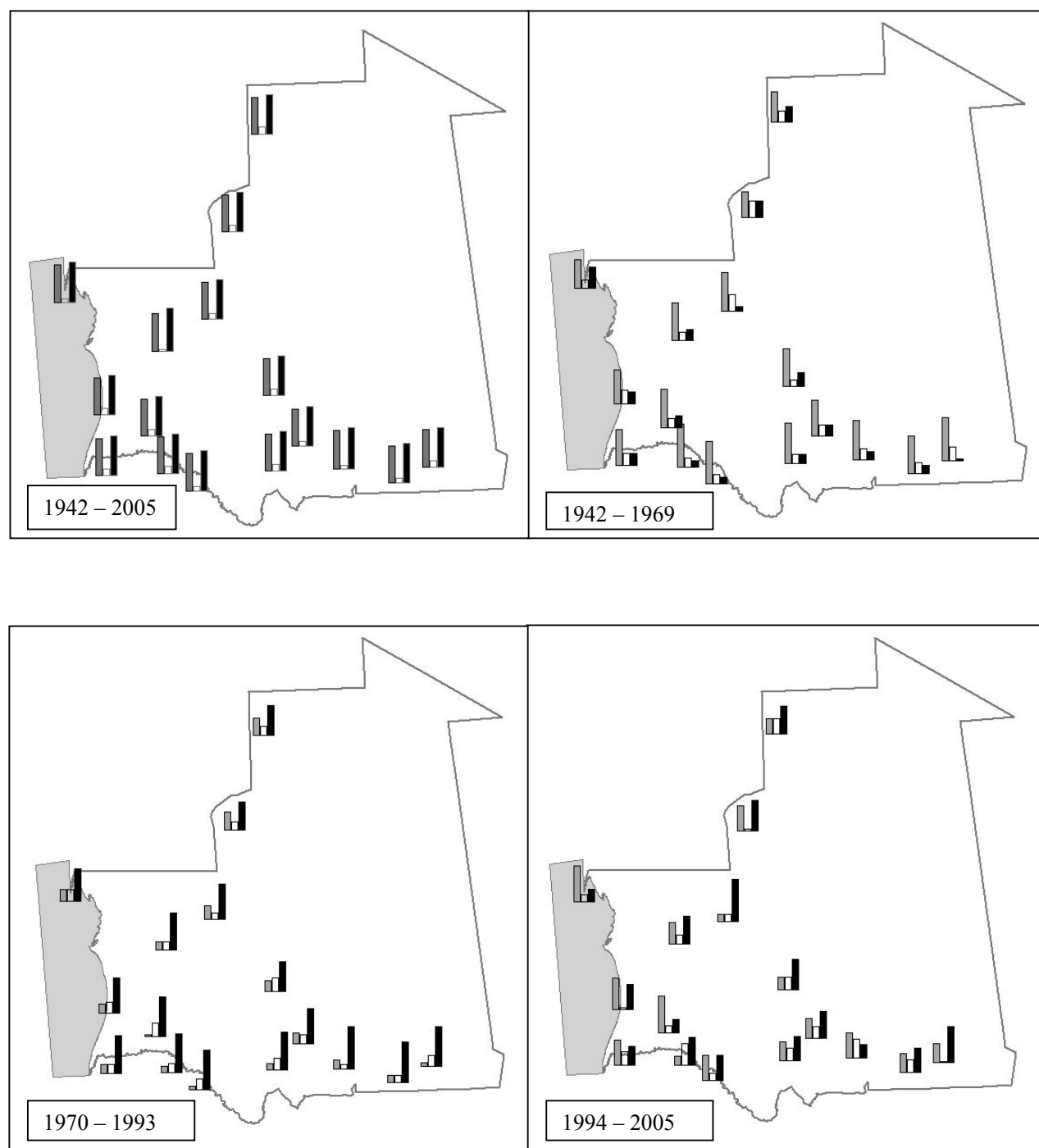


Figure 3. . Pourcentages des années sèches, normales et pluvieuses

Pour la période (1942 – 1969) (figure 3), le pourcentage d'années pluvieuses à l'échelle nationale dépasse 58 %. La totalité des stations affiche des résultats qui dépassent 50 %. Le maximum est atteint à Boghé avec près de 68 %. Les périodes sèches n'excèdent pas les 30 % sauf à Nouadhibou où l'on note 35, 71 %. La période (1970 – 1993) est marquée par les deux sécheresses climatiques. La carte correspondant à cette phase illustre d'une manière évidente ce déficit pluviométrique. Les graphiques montrent la dominance de la branche qui concerne les années sèches. Plus de 50 % des années accusent un déficit pluviométrique dans toutes les stations. Ce seuil dépasse même 70 % à Boutilimit, Aioun, Néma, Timberda et Kaédi. La dernière période (1994 – 2005) se démarque clairement par – rapport aux phases précédentes. On distingue un contraste net entre la partie Ouest et le reste du pays. Dans cette première région, le pourcentage des années humides l'emporte sur les années sèches et normales. On retrouve ainsi pour les stations de Nouadhibou et Boutilimit plus de 58 %. A Nouakchott, on enregistre 50 % et à Rosso, les années humides sont majoritaires avec plus de 41 %. Le deuxième fait marquant est l'importance du pourcentage des années sèches dans la tendance pluviométrique de cette période. Cette proportion l'emporte dans les stations du nord-est, du centre et de l'extrême est. On note ainsi plus de 66 % d'années sèches pour la station d'Atar, 58,33 % pour Néma et 50 % à Zouérate et Tidjikja. Enfin dans la partie Sud de la Mauritanie, on note une situation particulière avec différents cas de tendance. Une parfaite égalité entre les pourcentages d'années sèches et humides (c'est le cas à Kaédi avec 41, 67 % pour chaque catégorie). Une situation excédentaire, c'est le cas à Aioun avec un pourcentage d'années humide de l'ordre de 41,67 %. Une dominance des années sèches, c'est le cas de Boghé avec 45,45 %.

Comme on vient de le noter, la pluviométrie mauritanienne est soumise à d'importantes fluctuations. Lors de ces dernières années, une tendance vers des conditions plus humides paraît plus amorcée, celle – ci semble cependant bien difficile à préciser tant les valeurs extrêmes (années très sèches et très pluvieuses) marquent les dernières observations pluviométriques dans la région.

Conclusion

L'analyse de la pluviométrie mauritanienne depuis plus de cinquante ans a révélé d'une manière très significative les deux périodes caractéristiques de la région sahélienne (période pluvieuse des années cinquante et période de sécheresse pour les années soixante-dix et quatre – vingt). En plus de ces phases, la dernière décennie est caractérisée par une situation très particulière où oscillent de courtes périodes d'excès pluviométriques (sèches ou humides). Une véritable tendance ne se confirme pas, mais des signes précurseurs d'un changement climatique sont bien réels. C'est ce qui est confirmé sur le terrain par une arrivée de plus en plus tardive de la mousson africaine et par une plus grande intensité des pluies. Ces nouvelles dispositions augurent-elles cependant pour un retour à une phase plus humide après des décennies de sécheresse ? À l'heure actuelle, il est difficile de répondre à cette question tant les valeurs extrêmes marquent les dernières données pluviométriques en Mauritanie.

Bibliographie

- FAO, SMIAR., 2007 : Sahel : situation météorologique et état des cultures, Rapport n ° 3, 13 septembre 2007, 1 – 5.
- GIEC., 2007 : Climate Change, Synthesis reports. <http://www.ipcc.ch/>.
- L'Hôte Y, Mahé G, Somé B, Triboulet J. P, 2002 : Analysis of Sahelian index from 1896 to 2000 ; the drought continues, *Hydrological Sciences Journal*, **47** (4), 503 – 506.
- Nouaceur Z., 2008 : Évolution des températures depuis plus d'un demi-siècle, Publications de l'Association Internationale de Climatologie, Volume **21**, 489 – 497.
- Olsson L, Eklundh L, Ardö J. A, 2005 : Recent greening of the Sahel – trend, patterns and potential causes, *Journal of Arid Environments*, **63**, 556 – 566.
- Ozer P, Michel E, Demarée G, Vandiepenbeeck M., 2003 : Discussion of "Analysis of Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 : the drought continues", The sahelian drought may have ended during the 1990, *Hydrological Sciences Journal*, **48** (3), 489 – 496.

LES EFFETS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA VIE RURALE DANS DEUX RÉGIONS DE MADAGASCAR

F. PESNEAUD¹, A. HONG-WA², Fanja NDRIANDAHY RALINIRINA.²

1-Université de Strasbourg. f.pesneaud@unistra.fr

2-Université d'Antananarivo, Madagascar, ft_ralinirina@yahoo.fr

Résumé : Des changements climatiques durables, même modérés, peuvent avoir des conséquences importantes sur la vie rurale. L'exemple de la Montagne d'Ambre au N de Madagascar, montre comment les systèmes de culture peuvent être transformés sous l'effet d'un léger assèchement. Le grenier à riz de Tananarive connaît des déséquilibres agronomiques à cause d'un décalage du début de la saison des pluies. Le resserrement des contraintes climatiques s'ajoute à des pressions anthropiques (croissance démographique, constructions) pour mettre en péril le fonctionnement séculaire de la zone. Les stratégies paysannes passent par le développement d'activités non agricoles. Tout effet causé par des changements climatiques ne peut se comprendre qu'en intégrant ceux-ci dans le système géographique concerné.

Mots clés : changements pluviosité, riziculture, stratégies paysannes, système géographique

Abstract: The effects of climatic changes on the rural live in two regions of Madagascar. Any long-term climatic changes, even a moderate one, can bring about important changes in the rural life. The instance of the Montagne d'Ambre (northern Madagascar) shows how the crop systems can be altered under the effect of a slight rainfall reduction. The Tananarive "rice bowl" shows agronomic unbalances due to delays in the start of the rainy season. Added to this constraint, anthropic pressures (such as population growth or spread of buildings), are a menace for the age-old functioning of the region. Peasant strategies are oriented towards the development of non-agricultural activities. Any effect of climatic changes can be understood but with integrating them into the observed geographical system.

Keywords: rainfall changes, paddy cultivation, peasant strategies, geographical system

Introduction

L'examen des séries climatiques par le chercheur rejoint la perception qu'ont les populations rurales des changements climatiques. Certes, le risque climatique fait partie des préoccupations permanentes de l'agriculteur, avant une campagne de cultures saisonnières et tout au long de celle-ci. Tant que la récolte n'est pas engrangée et à l'abri subsiste la possibilité d'une avarie causée par le temps, souvent peu prévisible. Aussi, faut-il un certain temps pour que l'agriculteur s'aperçoive de l'introduction et de la persistance d'une modification climatique majeure et pour qu'il trouve une stratégie de parade. Le même temps probablement pour que le statisticien puisse être, lui aussi, convaincu d'un tel changement. En montrant quels sont les effets de changements climatiques sur la vie agricole et rurale dans deux régions de Madagascar, la présente communication entre en résonance avec les travaux portant sur la réalité et sur l'explication de ces transformations climatiques, effectués par les deux doctorants signataires ci-dessus. Montagne d'Ambre à l'extrême nord du pays et basses plaines de la capitale Tananarive (Antananarivo) sur les Hautes-Terres centrales sont les deux petites régions étudiées. Le climat est tropical à saisons alternées. La saison des pluies est de 6 mois au Nord (novembre-avril), et de 7 mois au centre, donnant un avantage à la capitale où la moyenne annuelle est de 1350 mm, contre un millier à la station d'Antsiranana (Diégo-Suarez). Sur la Montagne d'Ambre proprement dite, il y a un effet au-vent et sous-le-vent qui amplifie les totaux pluviométriques sur le versant ouest et les diminue sur le versant est. Dans les deux exemples, des changements climatiques ont été observés, accompagnés d'un resserrement des conditions d'exercice de l'agriculture.

1. De profondes transformations des pratiques agricoles sur la Montagne d'Ambre (au Nord)

1.1. Tendance à l'assèchement du climat

Confronté à la succession d'années et de périodes excédentaires et déficitaires, on observe depuis 1990 une tendance à l'assèchement qui a mis en péril les récoltes de riz pluvial et irrigué des

bas-fonds et pratiquées en contre-saison, après la saison des pluies, les ressources hydrographiques répondant moins aux besoins de la plante.

1.2. La réponse paysanne: de l'intensif vers l'extensif

En réponse à cette nouvelle situation, la population a adopté de nouvelles stratégies comme la diminution des surfaces cultivées en riz, la pratique des tours d'eau, l'abandon de la riziculture de deuxième saison et dans certains cas l'arrêt définitif de la culture du riz dans les terroirs. À l'instar de la riziculture, on assiste à la pratique de nouvelles cultures sur l'espace agricole des villages mais aussi au développement des cultures sèches sur les collines qui nécessitent parfois la migration de certains paysans à la lisière des massifs forestiers de la Montagne d'Ambre. À l'heure actuelle, cette stratégie paysanne permet à la population de mieux réagir aux problèmes de manque d'eau, mais elle implique d'autres difficultés auxquelles il faut faire face à l'avenir car les cultures pluviales débordent de leur espace et menacent les versants forestiers de la Montagne d'Ambre. L'assèchement, pourtant peu important, a conduit à une moindre intensification des systèmes de production et à un plus grand étalement de la surface cultivée, au détriment des espaces naturellement végétalisés. À l'incertitude économique connue de la paysannerie, s'ajoute alors une menace pour l'environnement.

2. Resserrement des conditions climatiques et anthropiques dans les basses plaines de Tananarive

2.1. Un grenier à riz historique, la base matérielle de la monarchie Merina

À l'Ouest et au pied des hautes collines sur lesquelles s'est implanté le site originel de la capitale Tananarive, s'étend une alvéole d'altitude (1250 m), drainée par deux cours d'eau y confluant. L'exutoire est un seuil rocheux rétréci qui provoque des crues importantes lors d'épisodes pluvieux prolongés. La forme de l'alvéole présente des digitations et quelques buttes la parsèment, portant des villages. Des travaux d'aménagement multiséculaires ont permis de faire un « grenier à riz » de cette petite région et la base matérielle de la monarchie « Merina ». Quelque 15 000 ha de casiers rizicoles occupent l'essentiel de l'espace alluvial subhorizontal ; quelques marais subsistent en aval. Un noyau de dense population rurale (environ 300 hb/km²) est ainsi coalescent à l'agglomération de Tananarive (près de 1,5 million hb), l'ensemble contrastant avec les zones faiblement peuplées immédiatement à l'ouest. L'activité agricole est calée sur la saison des pluies (octobre-avril). La pluviosité annuelle moyenne (1350 mm) et celle de la saison des pluies (1200 mm) est à la limite de la suffisance pour la riziculture, mais un réseau d'irrigation pourvoit aux manques intrasaisonniers ou des années déficientes. En revanche, l'évacuation des eaux d'inondation n'est pas vraiment résolue. Au total, la pluviosité ne répond qu'imparfaitement aux besoins en eau de la plante, variables dans le cycle. Les variétés sont soit rustiques, soit adaptées depuis des décennies. Elles sont de longue durée (6 mois) et aux tiges hautes pour résister aux crues moyennes.

2.2. Des retards dans le début de la saison des pluies

Depuis 1974, on assiste à une tendance au retard du commencement de la saison des pluies. Si dans la période 1952-73, le début des pluies se situaient en moyenne dans les derniers jours d'octobre et les premiers jours de novembre, il se place maintenant dans la deuxième décennie de novembre, soit un déplacement temporel de deux à trois semaines. D'autres changements concernent le moment des risques d'inondation, mais ils sont moins nets et les agriculteurs ne leur donnent pas autant d'importance qu'au décalage du début de la saison des pluies. Ce dernier a en effet des incidences sérieuses sur la campagne rizicole. Les agriculteurs anticipent depuis longtemps le début des pluies en utilisant des eaux de sources ou de petits cours d'eau en étiage pour irriguer des pépinières de petite taille, les *taniketsy*. Un retard dans les premières averses est préjudiciable pour la survie des jeunes plants et pour le repiquage. Les zones les plus basses pouvaient même être repiquées dès avant l'installation de la saison des pluies ; on parle de campagne *vary aloa*. La nouvelle situation climatique rend cette culture problématique, ce qui engendre un engorgement des calendriers culturels dans les mois de novembre-décembre. Tout aussi grave est le raccourcissement de la saison pluvieuse et chaude, la maturité retardée de l'épi étant entravée par les premiers froids nocturnes d'altitude de

mars-avril. Un début de campagne incertain et retardé, une fin contrainte par le froid : un mécanisme de limitation productive, voire de baisse, est à l'œuvre.

2.3 La conjonction du resserrement des contraintes climatiques et d'une pression anthropique

Les changements climatiques font partie d'un ensemble de facteurs provoquant une évolution que l'on peut qualifier de régressive en ce qui concerne le développement.

2.3.1. Pression démographique et dégradation des structures agraires

Une des principales causes de la détérioration du cadre paysan ancestral est la croissance démographique qui provoque un morcellement des exploitations inquiétant. On peut estimer à la moitié le nombre de celles-ci qui ne permettent plus d'assurer la subsistance du ménage.

2.3.2. L'empiètement de l'espace rizicole par les constructions

Des fonds de vallons digités ou les bords des casiers rizicoles font l'objet de remblaiement par les pouvoirs publics, des investisseurs industriels et commerciaux, des groupes immobiliers. Le phénomène s'accélère. Plusieurs centaines d'hectares sont déjà stérilisés pour la culture. Certains projets n'aboutissent pas et le remblaiement sert alors à des groupes de briquetiers illégaux. Cette extension sur les plaines ne date pas de cette décennie : les opérations de l'Avenue de l'Indépendance dans les années 20, puis celle des quartiers d'Ampefiloha-67 hectares dans les années soixante ont montré la voie d'une extension urbaine vers les plaines et non vers les collines malaisées de l'est. Plus insidieux est le mitage des rizières proches de la ville ou des gros villages par des constructions individuelles. Il provoque la désorganisation du réseau tertiaire d'irrigation et sa pollution, y compris par les huiles, une calamité pour la rizière. Toutes ces constructions aggravent les risques d'inondation en diminuant la surface, donc le volume, des zones inondables.

2.4. Des stratégies pour parer au resserrement des contraintes climatiques et anthropiques

2.4.1. L'impossible adaptation agronomique ?

L'équivalent d'une révolution verte rizicole n'a pas pris racine à Madagascar, même en un lieu proche des décideurs politiques et administratifs. La paysannerie n'est pas vraiment sollicitée pour se lancer dans cette direction. Pour l'instant, elle essaie de parer avec ses connaissances, qui sont grandes et ses moyens qui sont minces. La solution agronomique n'est pas simple, à cause de l'altitude et les essais de variétés hâtives, évitant les débuts de saison incertains et les fins froides, n'ont pas convaincu. Tout se passe comme si la sortie des contraintes renforcées passait par d'autres chemins que celui de l'agronomie. Quant à un changement de système de culture, il ne saurait en être question, elle suppose que toute la population y adhère en même temps ! Et que faire alors des volumes d'eau à drainer ? Quelques petits casiers ont été transformés en champs de fraises dans les années quatre-vingt, en stérilisant les rizières par une sédimentation provoquée. Cela reste anecdotique.

2.4.2. La survie des plus pauvres par la diversification des activités

Les micro-riziculteurs se lancent rarement dans l'intensification agricole par l'adoption des diverses méthodes qui se répandent à Madagascar et qui ne passent pas toutes par l'utilisation d'intrants coûteux. La recherche de travaux salariés ou la pratique du petit commerce sont préférées. Cette constatation a pu être faite dans les villages des Hautes-Terres. Seule différence ici : la proximité de la grande ville qui offre des débouchés, aléatoires.

2.4.3. Une autre exploitation du milieu : la fabrication de briques

Cette activité a toujours existé, la brique étant très utilisée dans les constructions de la capitale. Ce qui est nouveau c'est l'ampleur du phénomène, notamment favorisé par la reprise économique des dix dernières années. Les bords de canaux, des marais, voire des casiers rizicoles sont exploités. Les artisans affirment que la dynamique de sédimentation remplace rapidement les volumes arrachés !

2.4.4. L'urbanisation des campagnes et la place pour quelques investisseurs agricoles

La proximité de la ville a permis à quelques familles initialement bien dotées de s'intégrer dans la vie citadine à des niveaux de cadres. Cela explique la modernisation ou la construction de quelques maisons dans les villages, avec voiture ou motos à la porte. Certaines ont même investi dans l'agriculture en arrondissant leurs exploitations, pratiquant une riziculture hautement productive et excédentaire, en ajoutant des vergers sur les pentes émergeant du plancher des rizières. Ils emploient des salariés, leurs voisins de week-end. D'autres, plus modestes, font de l'élevage laitier.

Conclusion

Un écart, même faible, par rapport aux moyennes, enregistrées dans le passé et intériorisées par les paysanneries, peut conduire à des effets de seuil quand une mutation devient nécessaire car une pratique agricole devient insoutenable ou très entravée. C'est bien le cas ici. La diminution annuelle moyenne de la pluviosité dans le Nord n'atteint pas 5% et elle condamne la riziculture irriguée. Le retard dans l'installation de la saison des pluies à Tananarive n'est que de 10 à 20 jours et il met en cause une pratique rizicole séculaire.

Cependant, les effets des changements climatiques sont rarement seuls à provoquer des changements, voire des mutations. Placés nécessairement dans la durée, ils convergent avec d'autres dynamiques, démographiques, sociales ou économiques et ne peuvent pas être isolés de ce contexte dans lequel le géographe reconnaît des systèmes en évolution.

Enfin, dans le cas de Tananarive, a commencé une ère de destruction du support initial de la capitale. Comme d'autres villes, la capitale malgache dévore la base matérielle qui avait fait la fortune et la suprématie de la monarchie Merina en lui apportant excédents vivriers, hommes, soldats, artisans. Le cas n'est pas isolé : Roissy-en-France présentait des sols d'une extraordinaire fertilité depuis le néolithique, comme toute la couronne rurale qui nourrissait la capitale royale. À Tananarive, le changement climatique est, tout compte fait, un facteur aggravant d'une crise plus générale.

Bibliographie

- Allan Hong-Wa, Randrianarison J., 2009 : Etude de la variabilité des précipitations dans l'extrême Nord de Madagascar et analyse de l'adaptation des pratiques culturales sur le pourtour de la Montagne d'Ambre. Communication AIC, septembre 2009, Cluj-Napoca, 7p
- Donque G., 1971 : *Contribution géographique à l'étude du climat de Madagascar* Tananarive, Imprimerie nationale 171 p
- Douessin R., 1976 : Géographie agraire des plaines de Tananarive. Association des Géographes de Madagascar, Tananarive, 223p
- Leborgne J., 1987 : *Climatologie du Sud-ouest de l'Océan indien* Collection Travaux et Documents n°204 tome I Edition ORSTOM pp7-83
- Ndriandahy Ralinirina F.T., Ravalison J., 2009 : Identification des périodes à risques pour la culture de riz de 1^{ère} et 2^{ème} saisons de la basse plaine d'Antananarivo (le cas d'Ampangabe). Communication AIC, septembre 2009, Cluj-Napoca, 7p
- Ndriandahy Ralinirina F.T., 2009 : Variabilité interannuelle des pluies de la première moitié de la saison pluvieuse des deux régions climatiques : les Hautes Terres et le Sud de Madagascar. Résumé de DEA, Université d'Antananarivo et Université Babes-Bolyai de Cluj-Napoca. Manuscrit. 7p

TYPES DE CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES ET TYPES DE TEMPS EN SITUATIONS GELIVES DANS LES REGIONS VITICOLES DE LA MOITIE NORD DE LA FRANCE³

O. PLANCHON¹, H. QUÉNOL¹, L. WAHL², O. CANTAT³, C. BONNEFOY¹

¹ Laboratoire COSTEL-LETG, UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, place du recteur Henri le Moal, F-35043 Rennes cedex. E-mail : herve.quenol@uhb.fr ; olivier.planchon@uhb.fr ; cyril.bonnefoy@uhb.fr.

² CERPA – EA 1135, Université Nancy-2, CLSH, Dépt. Géographie, 23 Bd Albert 1er, F-54015 Nancy cedex.

³ Laboratoire GEOPHEN-LETG, UMR 6554 CNRS, Université de Caen Basse-Normandie, BP 5186, F-14032 Caen cedex. E-mail : olivier.cantat@unicaen.fr.

Résumé : Les conditions d'apparition du gel printanier ont été étudiées dans les vignobles de la partie nord de la France. Les méthodes de classification des circulations de Hess-Brezowsky et des types de temps ont été appliquées pour les stations du réseau national français (Météo-France) de Saumur, Reims, Dijon, Colmar et Angers sur la période 1960 à 2007. Les résultats montrent diverses nuances climatiques, influencées à différentes échelles par la latitude, la continentalité ainsi que les caractéristiques pédo-topographiques locales.

Mots-clés : Gel printanier, Types de circulations, Types de temps, Vignobles, Nord de la France

Abstract: Atmospheric circulation patterns and weather types associated with frost conditions in wine growing areas in the North of France. Climatic features generating spring frost were studied in wine growing areas in the northern part of France. The objective version of the Hess-Brezowsky classification of atmospheric circulation patterns and a method of identification of weather types at small scales were applied to data from the Météo-France weather stations of Saumur, Reims, Dijon, Colmar and Angers for the 1960-2007 period. The results show various climatic differences, influenced by the latitude, the continentality and pedo-topographic features.

Keywords: Spring frost, Circulation patterns, Weather types, Vineyards, North of France

Introduction

Le printemps est une saison clé pour la viticulture. L'influence du type de circulation atmosphérique et de la dynamique des masses d'air, de la topographie, des caractéristiques environnementales et les différents degrés de vulnérabilité de la vigne font que les dommages liés au gel printanier sont très variables sur des espaces relativement restreints (Cellier, 1989 ; Quénot, 2002). La fréquence des types de circulations atmosphériques (classification de Hess-Brezowsky, méthode objective) associées aux épisodes gélifs pour les mois de printemps (mars, avril et mai) entre 1960 et 2007 permet de déterminer le contexte synoptique d'occurrence des types de temps favorables aux gelées printanières. L'étude a été réalisée pour quatre vignobles de la moitié nord de la France: Val de Loire (Saumur, Angers), Champagne (Reims), Bourgogne (Dijon) et Alsace (Colmar). Les types de temps à risque gélif ont ensuite été analysés à l'aide d'une procédure automatique de traitement des paramètres météo-climatiques, prenant en compte leur durée, intensité et fréquence, et testés en premier lieu sur la station d'Angers.

1. Site et méthode

Les températures minimales journalières (Tn) des mois de mars, avril et mai des cinq stations météorologiques ont été obtenues auprès de Météo-France (*Climathèque*) pour la période 1960-2007 afin de représenter au mieux une partie des vignobles de la moitié nord de la France (figure 1). Les données ont été ensuite analysées en fonction des types de circulations atmosphériques (James, 2007) afin de comparer plus précisément les conditions climatiques régionales des vignobles.

Le pourcentage de chaque type de circulation est calculé:

- lorsque toutes les stations météorologiques ont une Tn < 0°C ;

³ Ce Travail a été réalisé dans le cadre du GDR 2663 CNRS RICLIM et des Programmes ANR-JC07-194103 TERVICLIM et « Dynamique des masses d'air et risques climatiques » soutenu par la Fondation MAIF.

- lorsqu'au moins une station à une $T_n < 0^\circ\text{C}$;
- pour toutes les situations où $T_n < 0^\circ\text{C}$ dans chaque station;
- pour toutes les situations où $T_n < -5^\circ\text{C}$ dans chaque station. Cette dernière configuration a pour objectif de déterminer les types de circulations atmosphériques présentes lors des gelées intenses pouvant engendrer un risque de gel élevé pour les vignobles.

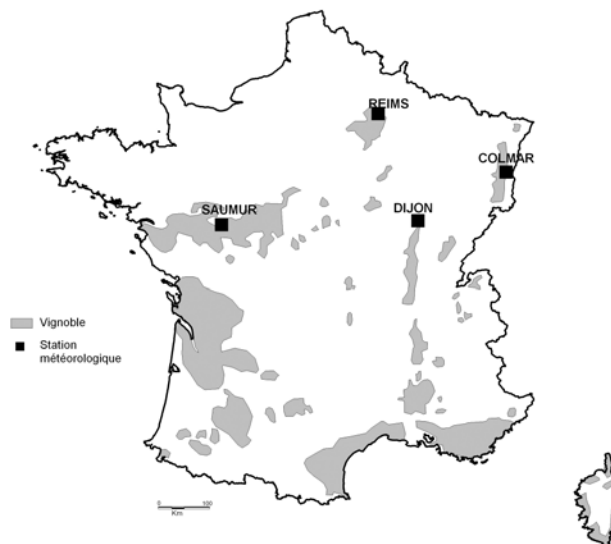


Figure 1. Vignobles français et localisation des stations météorologiques

Puis une analyse complémentaire des températures a été réalisée pour la station d'Angers-Beaucouzé (Val de Loire). Nous avons retenu deux seuils de température minimale sous abri pour analyser les risques liés au froid : 0°C caractérisera la gelée et $+3^\circ\text{C}$ le risque de gelées (en dessous de cette température, on observe fréquemment au petit matin un dépôt de givre sur les surfaces végétales quand le temps est clair et calme). Une analyse croisée des données météorologiques disponibles sur la période 1960-2007 a permis de dégager trois paramètres particulièrement discriminants pour expliquer l'apparition de gelées printanières à la station d'Angers-Beaucouzé :

- l'un en relation avec la situation synoptique et le type de circulation atmosphérique associé – *caractère froid de la masse d'air* – évalué ici par la direction du vent (caractérisation de l'origine polaire et/ou continentale du flux) ;
- les deux autres, plus dépendants du type de temps à l'échelle régionale – *transparence de l'air favorisant le refroidissement nocturne par rayonnement* – évalué par la fraction d'insolation, voire locale – *calme de l'air favorisant l'établissement nocturne d'une couche d'inversion de température* – évalué par la force du vent.

Au printemps, les gelées et risques de gelées étant avant tout un phénomène observable en fin de nuit, le choix de l'heure pour caractériser les conditions aérologiques associées à la création du froid s'est porté sur 03h00 UTC (dernière heure « nocturne » du réseau d'observation synoptique car, à 06h00 UTC, le soleil est déjà levé en avril et en mai).

2. Résultats

2.1 Types de circulations atmosphériques en situations gélives

L'analyse des cas où toutes les stations ont une température minimale inférieure à 0°C montre que plus de 40% d'entre eux sont associés à des circulations atmosphériques de Nord et de Nord-Ouest, 27% à des circulations de Nord-Est et Est et 16% à des situations à centre d'action sur l'Europe

Centrale. Ces situations apportent des conditions anticycloniques calmes favorables au refroidissement de type radiatif ou des masses d'air froid provenant de l'Europe du Nord ou de l'Est (figure 2). Les vignobles de l'est de la France, de part leur position plus à l'intérieur des terres et leurs caractéristiques topographiques (fossés d'effondrement) sont soumis à des gelées nocturnes, même avec une circulation de secteur Ouest et Sud. En revanche, les possibilités de gelées à Saumur et Angers, du fait de leur position géographique dans l'ouest de la France (« douceur angevine » si chère à Joachim Du Bellay !), nécessitent davantage l'intervention de masses d'air froid capables de provoquer des gelées généralisées sur l'ensemble de la moitié nord de la France (circulations de Nord-Est à Est). La forte proportion de circulation d'ouest et de sud pour Colmar et Dijon est liée à l'effet combiné de la continentalité et des caractéristiques topographiques de ces stations. Dans les fossés d'effondrement de l'est du pays, après le passage à une circulation d'ouest ou de sud, l'air doux glisse au-dessus de la pellicule d'air froid qui s'est formée dans les très basses couches, permettant la persistance de gelées en plaine. Situées dans des régions mieux ventilées, Reims et Saumur réagissent rapidement aux redoux (figure 3). L'analyse des situations où au moins une des stations a enregistré une température minimale inférieure à -5°C montre que les circulations de Nord et d'Est sont fortement majoritaires (74%). Confirmant les observations se rapportant aux journées avec une température minimale inférieure à 0°C , Saumur et Angers ne connaissent pas de types de circulations d'Ouest ou de Sud associés aux journées avec une température minimale inférieure à -5°C .

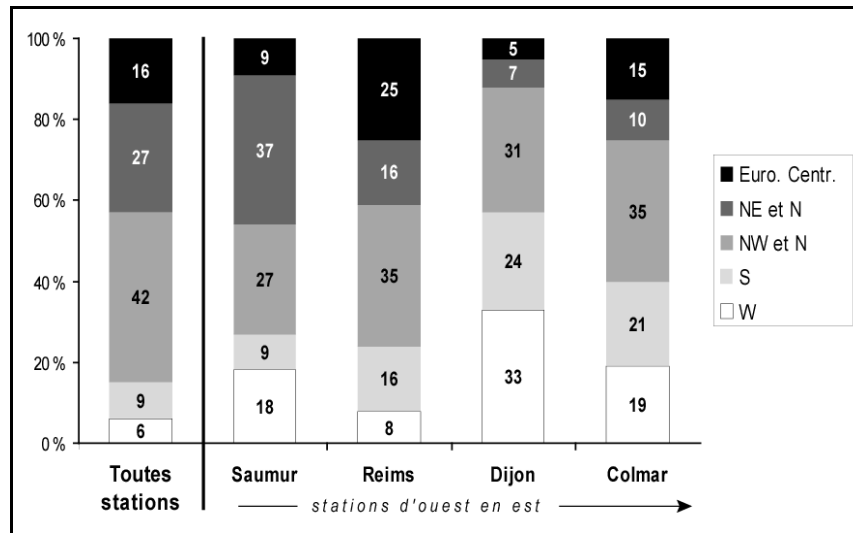


Figure 2. Fréquence de types de circulations avec $T_n < 0^{\circ}\text{C}$ pour toutes les stations confondues et pour chaque station (suivant la classification de Hess-Brezowsky)

2.2 Répartition interannuelle et intra saisonnière des gelées et du risque de gelées entre 1960 et 2007

Conformément à l'avancement de la saison dans le calendrier, l'accroissement continu de la durée du jour et de la hauteur du soleil se traduit par la disparition progressive des gelées et du risque de gelées entre le début mars et la fin mai. A Angers-Beaucouzé, la fréquence moyenne des gelées passe ainsi de 20% en mars (5,2 jours) à 4% en avril et devient quasi nulle en mai (1 cas en 48 ans, en 1967). Au seuil de $+3^{\circ}\text{C}$, on observe logiquement un allongement significatif de la période à risques : 41,3% en mars (12,8 jours), 23,7% en avril (7,1 jours) et encore 2,9% en mai (0,9 jour).

La variabilité interannuelle est l'autre composante essentielle de ce risque. Sur les 48 années de la période étudiée, le nombre de jours avec des températures minimales printanières négatives oscille entre 0 (1989 et 1999) et 21 (1973). La chronique de 1960 à 2007 présente une distribution opposant principalement des « blocs » d'années froides (1968 à 1971 ; 1973 à 1976 ; 1984 à 1987 ; 2004 à 2006) à des « blocs » souvent plus durables d'années douces (1977 à 1983 ; 1988 à 1995 ; 1997 à 2003) (figure 3). Ces constats sont à mettre en relation avec la diversité d'une année à l'autre des situations synoptiques qui placent nos latitudes moyennes à la merci de masses d'air particulièrement

contrastées en fonction des types de circulation atmosphérique (prolongement possible du caractère hivernal avec la stagnation de bas géopotentiels et/ou la persistance de coulées polaires ou, au contraire, atmosphère très douce avec la remontée précoce des hauts géopotentiels subtropicaux et/ou la présence répétée d'advections chaudes).

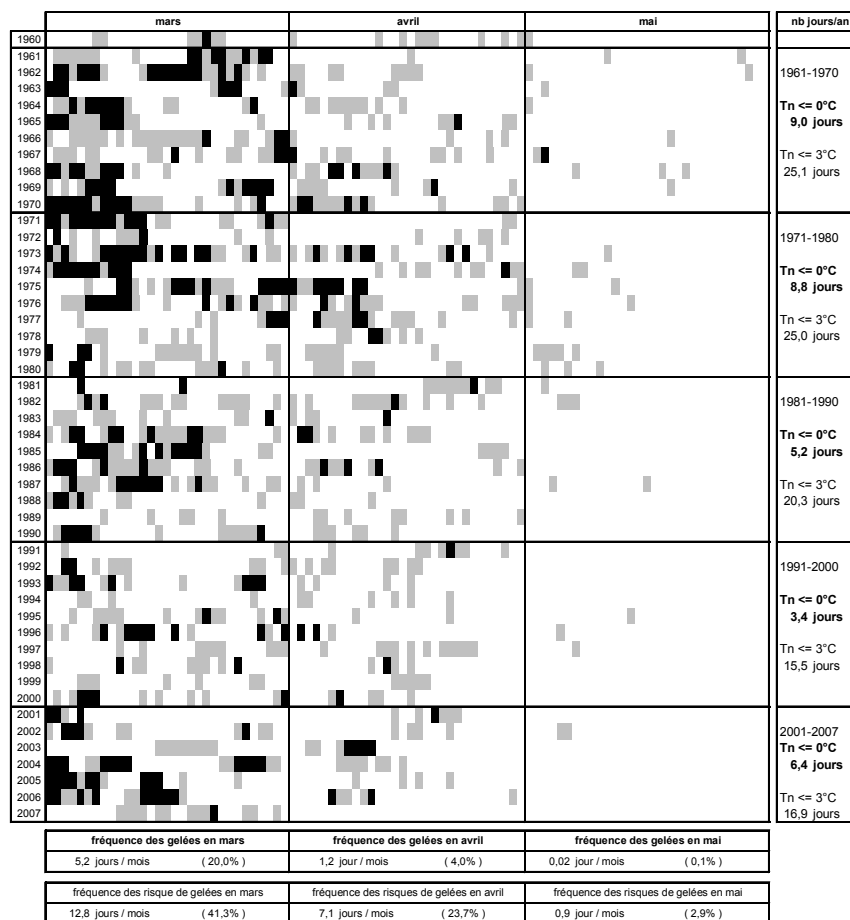


Figure 3. Répartition interannuelle et intra saisonnière des jours avec gelées sous abri ($T_n \leq 0^\circ\text{C}$; noir) et avec risque de gelées ($0,1 < T_n \leq 3^\circ\text{C}$; gris) à Angers-Beaucouzé, au printemps, entre 1960 et 2007 (graphique établi d'après données Météo-France).

Dernier élément, et non des moindres d'un point de vue végétal, l'étude de la date d'occurrence des épisodes froids révèle que certaines années très gélives se terminent tôt, donc occasionnent peu de risques pour la vigne (exemple de 1962 avec 15 minima négatifs mais une dernière gelée sous abri le 25 mars) alors que d'autres années, a priori plus anodines, peuvent s'avérer potentiellement très dangereuses en raison d'une dernière gelée très tardive (exemple de 1967 avec seulement 5 gelées sous abri mais la dernière le 3 mai...). Les mois d'avril les plus froids peuvent compter jusqu'à 7 jours de gelées, comme en 1975 où, après un hiver peu rigoureux occasionnant un démarrage précoce de la végétation, les plantes étaient particulièrement vulnérables à ces gels tardifs... Plus récemment, l'année 2003 fut elle également remarquable, avec la présence de 4 jours consécutifs enregistrant des gelées marquées sous abri en avril (jusqu'à -3°C entre le 8 et le 11 du mois...).

Par delà cette variabilité thermique interannuelle, on observe aussi une nette tendance à la diminution des gelées entre les premières décennies de la période d'analyse (9 jours pour 1961-1970 et 8,8 jours pour 1971-1980) et les dernières décennies (5,2 jours pour 1981-1990 et 3,4 jours pour 1991-2000). Pour le début de la décennie en cours (2001-2007), la tendance négative semble stoppée (6,4 jours) grâce notamment aux années 2004, 2005 et 2006 avec plus de 10 gelées sous abri chacune.

Dans l'est de la France (figure 4), l'éloignement de la mer et la proximité des grandes masses continentales fortement refroidies en fin d'hiver se traduisent naturellement au printemps par une fréquence accrue des gelées (11,2 jours de $T_n \leq 0^\circ\text{C}$ contre 6,5 jours à Angers) et du risque de gelées (28 jours de $T_n \leq 3^\circ\text{C}$ contre 20,7 jours à Angers).

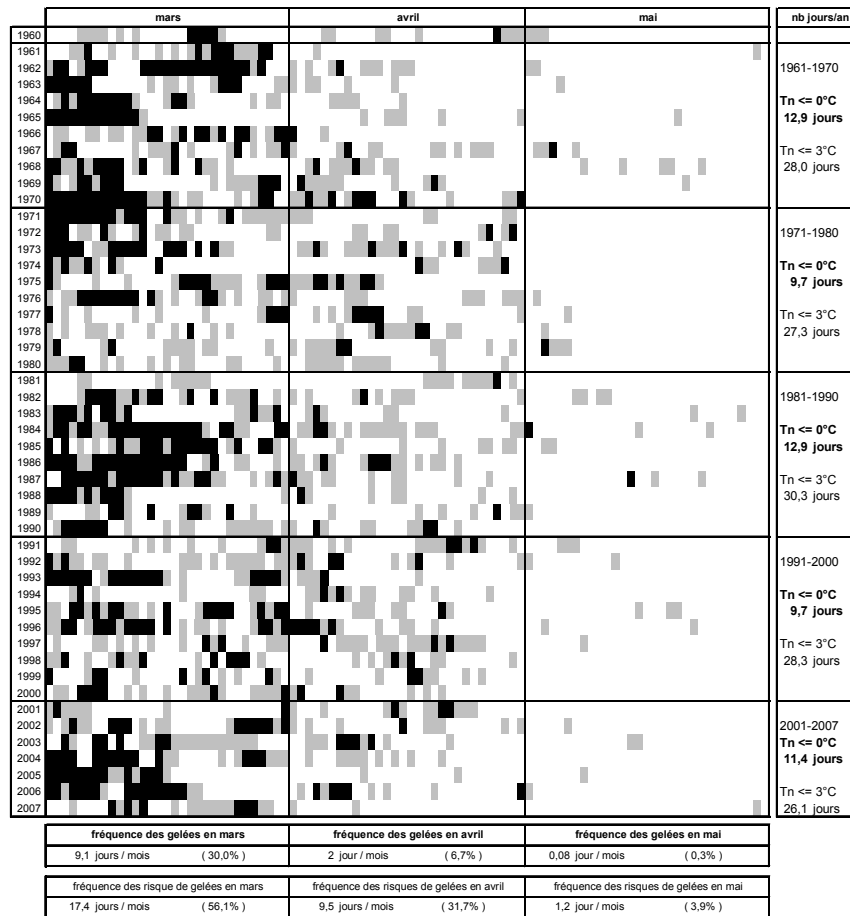


Figure 4. Répartition interannuelle et intra saisonnière des jours avec gelées sous abri ($T_n \leq 0^\circ\text{C}$; noir) et avec risque de gelées ($0,1 < T_n \leq 3^\circ\text{C}$; gris) à Dijon-Longvic, au printemps, entre 1960 et 2007 (graphique établi d'après données Météo-France).

En mars, le pourcentage de valeurs négatives passe ainsi de 20% à Angers à 30% à Dijon, et pour le mois d'avril de 4 à 6,7%. Concernant les risques de gelées, en Bourgogne le mois de mars est touché plus d'un jour sur deux (56,1% contre 41,3% en Anjou) et encore près d'un jour sur trois en avril (31,7%, contre 23,7% en Anjou). Pour le mois de mai, les gelées sous abri sont certes très rares mais possibles : 4 cas en 48 ans (le dernier ayant eu lieu il y a plus de vingt ans, avec $-0,8^\circ\text{C}$ le 14 mai 1987).

Comme à Angers, la variabilité interannuelle est marquée : quelques printemps sont quasi dépourvus de températures négatives (1 jour en 1981, 3 jours en 1980 et 1994), d'autres sont au contraire affectés par des prolongements hivernaux prononcés et relativement récurrents (plus de 20 jours avec gelées sous abri en 1962, 1970, 1973, 1984 et 1986, ou même plus récemment, 19 jours lors du froid printemps 2006...).

Par delà ce découpage en « blocs » contrastés d'années, la Bourgogne ne présente pas comme en Anjou de diminution vraiment significative du nombre de jours des gelées printanières au cours des quatre dernières décennies. Les valeurs oscillent entre 9,7 jours (1971-1980 et 1991-2000) et 12,9 jours (1961-1970 et 1981-1990), avec en complément la valeur intermédiaire de 11,4 jours pour la

période actuelle 2001-2007. Il en va de même pour le nombre de températures minimales inférieures à 3°C (oscillation entre 26 et 30 jours par printemps).

Conclusion

La période de référence (1960-2007), regroupant les températures minimales journalières inférieures à 0°C des mois de mars, avril et mai, a permis de montrer les contrastes thermiques spatiaux lors des situations gélives. De par leur position géographique et leurs caractéristiques topographiques, les vignobles de l'est de la France subissent des gelées printanières, même en circulations de secteurs Ouest et Sud, mais elles sont alors généralement peu intenses. Par contre, les gelées observées en Val de Loire sont majoritairement liées à des masses d'air froid provenant du Nord ou de l'Est de l'Europe. La part importante des fortes gelées liées aux circulations de Nord et d'Est a été confirmée par la prise en compte des températures minimales inférieures à -5°C.

La répartition interannuelle et intra saisonnière des jours avec gelées sous abri à Angers-Beaucouzé et à Dijon a montré une forte variabilité : successions d'années froides et d'années plus douces. La tendance climatique actuelle vers un réchauffement n'implique pas une diminution du risque gélif. En effet, la reprise végétative plus précoce accentue la sensibilité de la vigne aux basses températures. Par exemple, les vignobles des Coteaux du Layon (Val de Loire) disposés en fond de vallée, ont subi des dommages importants après les gelées du 8 avril 2008 et du 30 mars 2009.

Bibliographie

Cellier P., 1989 : Mécanismes du refroidissement nocturne : application à la prévision des gelées de printemps. *Le Gel en Agriculture*, I.N.R.A., 145-164.

James P.M., 2007: An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **88**, 17-42.

Quénol H, 2002 : *Climatologie appliquée aux échelles spatiales fines : influence des haies brise-vent et d'un remblai ferroviaire sur le gel printanier et l'écoulement du mistral*. Thèse de Doctorat USTL, Edition ANRT, ISBN 2-284-04081-0, 283 p.

Données :

MÉTÉO-FRANCE : *Climathèque*.

James P.M., 2007 : *Objective Grosswetterlagen Catalogue* (Version 1.3, April 2007) : <http://www.cost733.org/GWL/ObjGWL.html>.

ANALYSE DES EVENEMENTS PLUVIOMETRIQUES EXTREMES DANS LE SUD DE LA SARDAIGNE DURANT LA PÉRIODE 1951-2005

MARIA ANTONIA PULINA

Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Università de Sassari, Italie, pulina@uniss.it.

Résumé : On a analysé les extrêmes pluviométriques pour la période 1951-2005 à partir des dix séries homogènes de la Sardaigne méridionale (Italie). Les indices, calculés à l'échelle annuelle, sont conformes à ceux utilisés dans le domaine du projet CLIVAR-WCRP. L'élaboration de la tendance a été conduite soit sur la période entière 1951-2005, soit sur la période partielle 1980-2005. Les indices zonaux calculés sur la période complète montrent des trends décroissants, qui sont significatifs à 95% selon le test de Mann-Kendall pour les indices qui expriment la durée maximale des périodes sèches et humides (CDD, CWD) et l'intensité moyenne journalière (SDII). Dans la dernière période 1980-2005 on observe une inversion de la tendance quant à la précipitation maximale de 5 jours consécutifs (RX5day) et aux totaux des précipitations des jours « very wet » (R95p) et « extremely very wet » (R99p), mais aussi pour les totaux annuels des jours « humide » (PRCPTOT). La méthodologie appliquée permet une comparaison avec l'évolution des pluies dans la péninsule Italienne et en générale dans le bassin de la Méditerranée.

Mots-clés : extrêmes pluviométriques, tendances des précipitations, Sardaigne méridionale.

Abstract: Analysis of extreme pluviometric events in the south of Sardinia during the period 1951-2005. This study analyses the pluviometric extremes for the period 1951-2005 starting from ten homogeneous series in Southern Sardinia (Italy). The indices, calculated on an annual scale, are similar to the ones used in the field project CLIVAR-WCRP. The elaboration of the trend has been carried out on both the entire period 1951-2005 and on the partial one 1980-2005. As far as the zonal tendencies of the 1951-2000 period are concerned, the indices show decreasing trends that are significant at 95% according to the Mann-Kendall test for indices that express the maximum number of consecutive dry and wet days (CDD, CWD) and the daily intensity of precipitation (SDII). In the last period 1980-2005 observed a reversal of trend regarding the maximum precipitation of 5 consecutive days (RX5day) and the total precipitations of the « very wet » (R95p) and « extremely very wet » (R99p) days. The applied methodology allows a comparison with the evolution of rains in the Italian peninsula and in the Mediterranean basin.

Key-words: Pluviometric extremes, trends of precipitation, Southern Sardinia.

Introduction

Dans le milieu méditerranéen les systèmes naturels et anthropisés sont particulièrement vulnérables aux changements des facteurs extrêmes du climat. Ces derniers font l'objet de nombreuses études (Brunetti M. et al., 2006; Frich P. et al., 2002 ; Klein Tank A.M.G. et al., 2003, etc.), conduites à différentes échelles spatio-temporelles et qui concernent surtout la température et les précipitations.

La recherche actuelle s'insère dans une étude à caractère régional qui concerne la Sardaigne (Italie), ayant comme objectif principal les changements possibles de l'intensité et de la fréquence des précipitations extrêmes.

Suivant une méthodologie déjà appliquée à la zone septentrionale de l'île (Pulina M.A., 2007 et 2008), cette étude s'étend à sa partie méridionale, où fréquemment se produisent des événements particulièrement catastrophiques (Cossu Q.A. et al. 2007). On analyse l'évolution temporelle de 11 indices des extrêmes pluviométriques suggérés par le Working Group WMO-CCI dans le domaine du projet CLIVAR, à partir des données de dix stations pour la période 1951-2005. Ces indices nous permettront de faire des comparaisons avec les tendances pluviométriques de la péninsule italienne et, de manière plus générale, avec celles du bassin Méditerranéen.

1. Données et méthodes

Le travail a été conduit sur les données journalières des précipitations de 1951 à 2005, obtenues à partir de neuf postes pluviométriques appartenant au réseau du Secteur Hydrographique de la Région Autonome de la Sardaigne (R.A.S.), et d'une station, Cagliari, appartenant au réseau de l'Aéronautique Militaire (tableau 1).

Stations météorologiques étudiées, localisation géographique, altitudes et précipitations annuelles moyennes pour la période 1961-90

Tableau 1

	Stations	Lat. N	Long.E	Altitude (m)	P (mm)
1	Barisardo	39°50'36''	9°38'39''	50	743,2
2	Cagliari	39°14'00''	9°03'00''	21	410,0
3	Capoterra	39°10'33''	8°58'18''	54	522,7
4	Lunamatrona	39°39'08''	8°53'54''	162	674,1
5	Montevecchio	39°33'29''	8°34'18''	370	749,6
6	Nuraminis	39°26'37''	9°00'52''	91	545,8
7	Nurri	39°43'20''	9°13'50''	557	732,2
8	Sadali	39°48'59''	9°16'13''	763	857,3
9	Siliqua	39°18'08''	8°48'29''	53	570,4
10	Su Zurfuru	39°25'15''	8°30'03''	105	743,9

Les séries des postes du Secteur Hydrographique n'ont pas présenté des interruptions à l'exception de la série de Nuraminis (où il manque le mois de février 1956); ces données ont été préalablement soumises au contrôle de qualité pour vérifier des erreurs éventuelles ($p < 0$ mm). Leur homogénéité a été testée suivant une méthodologie proposée par Hidalgo J.C.G. et al. (2002) et en utilisant le logiciel ANCLIM (Štěpánek P., 2001). On a appliqué aux totaux mensuels le test d'homogénéité absolu SNHT de Alexandersson (Alexandersson H. *et al.* 1997) et, comme vérification, le test de Easterling et Peterson (Easterling D. et al., 1995).

La série de Cagliari provient directement de la base de données ECA&D (série "blended"); sa qualité est dite « useful », c'est-à-dire qu'elle est reconnue comme étant de très bonne qualité aux tests d'homogénéité (Klein Tank A.M.G., 2007).

La définition des indices utilisés (tableau 2) est conforme à celle reportée dans le dictionnaire complet des indices de changement climatique (ICC) présent dans le site web du projet européen CLIVAR-WCRP (ETCCDMI).

Les indices, élaborés à l'échelle annuelle par le programme RClimDex (Zhang X. et al., 2004), peuvent être regroupés en catégories différentes:

- précipitations maximales d'1 jour (*RX1day*) et de 5 jours consécutifs (*RX5day*);
- indices de la durée maximale des périodes sèches (R journalière < 1 mm: *CDD*) et des périodes humides ($R \geq 1$ mm: *CWD*);
- indices seuil, définis sur la base du numéro des jours où l'intensité de la précipitation est supérieure à un seuil déterminé, c'est-à-dire 1mm (*RI*), 10mm (*RI0*) et 20 mm (*R20*);
- indices basés sur les percentiles, ces derniers calculés sur la période 1961-90. Ils comprennent les totaux des précipitations journalières au dessus des percentiles 95 (jours « very wet ») et 99 (jours « extremely very wet ») (indices *R95p* et *R99p*);
- indices des conditions moyennes, c'est-à-dire les totaux annuels des précipitations (*PRCPTOT*) et l'intensité moyenne journalière (*SDII*).

Ces indices ont été calculés pour chaque station. Pour l'ensemble de la zone on a calculé la moyenne des indices des stations. La tendance a été obtenue à partir de la méthode des moindres carrés; le niveau de significativité de 5%, estimé avec le test de Mann-Kendall (Sneyers R., 1990), a été choisi pour déterminer si le trend est significativement différent de zéro. Les tendances sont exprimées au

moyen des coefficients décennaux, qui représentent le rapport d'accroissement et de diminution d'un paramètre donné en 10 ans.

Définition des indices pluviométriques considérés (Zhang X. et al., 2004).

Tableau 2

Name	Indicator name	Definitions	Units
RX1day	Max 1-day precipitation amount	Monthly maximum 1-day precipitation	mm
RX5day	Max 5-day precipitation amount	Monthly maximum consecutive 5-day precipitation	mm
SDII	Simple daily intensity index	Annual total precipitation divided by the number of wet days (defined as PRCP>=1.0mm) in the year	mm/day
R10	Number of heavy precipitation days	Annual count of days when PRCP>=10mm	days
R20	Number of very heavy precipitation days	Annual count of days when PRCP>=20mm	days
R1	Number of days above 1 mm	Annual count of days when PRCP>=1 mm, 1 mm is user defined threshold	days
CDD	Consecutive dry days	Maximum number of consecutive days with RR<1mm	days
CWD	Consecutive wet days	Maximum number of consecutive days with RR>=1mm	days
R95p	Very wet days	Annual total PRCP when RR>95 th percentile	mm
R99p	Extremely wet days	Annual total PRCP when RR>99 th percentile	mm
PRCPTOT	Annual total wet-day precipitation	Annual total PRCP in wet days (RR>=1mm)	mm

2. Tendances des précipitations extrêmes

Des informations détaillées sur les précipitations extrêmes peuvent être déduites du diagramme de Whisker (figure 1), où, pour quelques indices considérés, sont illustrés les paramètres statistiques obtenus à partir des coefficients des stations singulières. L'élaboration du trend a été conduite soit sur la période entière 1951-2005, soit sur la période partielle 1980-2005; en effet cette dernière a montré en Sardaigne une évolution anormale des précipitations à l'égard de la période 1901-1980 (Delitala A., 2003).

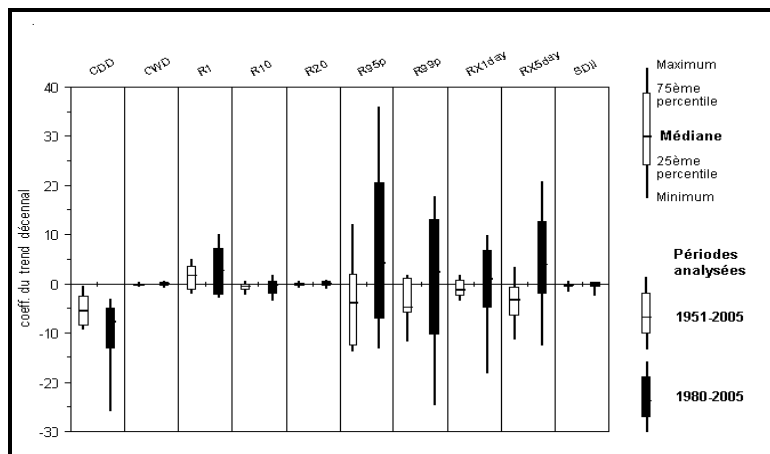


Figure 1. Distribution des coefficients du trend décennal de quelques indices considérés.

En ce qui concerne les tendances zonales, les résultats sont résumés dans le tableau 3, lequel porte les coefficients des régressions linéaires des indices pour les deux périodes. On peut observer que dans

la période 1951-2005, et en ce qui concerne les indices de la durée maximale des périodes sèches et humides (CDD, CWD) et de l'intensité journalière de précipitation (SDII), presque tous les indices montrent des tendances décroissantes, qui sont significatives au 95% selon Mann-Kendall. Dans la dernière période 1980-2005, 5 indices sur 11 montrent des valeurs positives, même si on n'observe pas des tendances significatives. Les valeurs les plus élevées se rapportent aux indices des précipitations intenses (R95p et RX5day) et des totaux annuels (PRCPTOT).

	1951-2005		1980-2005	
	Coefficients du trend	N° stations significatives	Coefficients du trend	N° stations significatives
RX1day	-0,875		-0,151	1(-)
RX5day	-3,552	1(-)	4,605	
SDII	-0,420	6(-); 1(+)	-0,468	2(-)
R10	-0,687	5(-)	-0,575	1(-)
R20	-0,160	3(-)	-0,049	1(-)
R1	1,387	5(+)	2,964	2(+)
CDD	-5,418	7(-)	-9,741	2(-)
CWD	-0,234	7(-)	-0,041	4(-)
R95p	-3,800		7,650	
R99p	-3,512	7(-); 2(+)	0,838	5(-); 1(+)
PRCPTOT	-7,991		12,285	

Tableau 3. Coefficients du trend décennal des indices zonaux et nombre de stations avec trend significatif, croissant (+) ou décroissant (-). Les coefficients en gras sont significatifs au 95% selon le test de Mann-Kendall.

Les relations entre les tendances des extrêmes dans les deux périodes sont plus évidentes dans la figure 2, où les coefficients décennaux sont exprimés en pourcentage par rapport à la moyenne de la période 1961-90. On peut remarquer, pour la période 1980-2005, une variation importante des coefficients par rapport à la période totale, soit en sens négatif (pour l'indice CDD -5,89), soit en sens positive (pour les indices R95p, R99p et RX5day respectivement +7,75, +9,09 et +8,33).

En particulier, pour les valeurs des indices CDD, RX5day, R95p et R99p, la figure 3 montre les variations interannuelles et les droites de tendance des périodes considérées. Il est évident, durant la seconde période, la très forte réduction de la durée des périodes sèches (CDD, $r = -0,40$), mais aussi l'augmentation des totaux de 5 jours consécutifs (RX5day, $r = 0,18$), tandis que les totaux supérieurs aux percentiles 95 et 99 sont presque constants (respectivement R95p, $r = 0,09$ et R99p, $r = 0,03$)

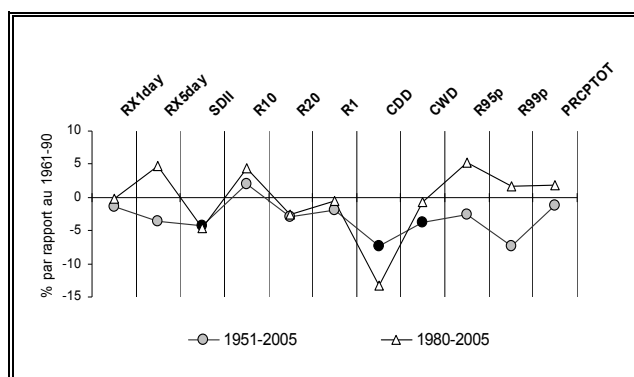


Figure 2. Coefficients du trend pour les périodes 1951-2005 et 1980-2005. Les coefficients en gras sont significatifs à 95%.

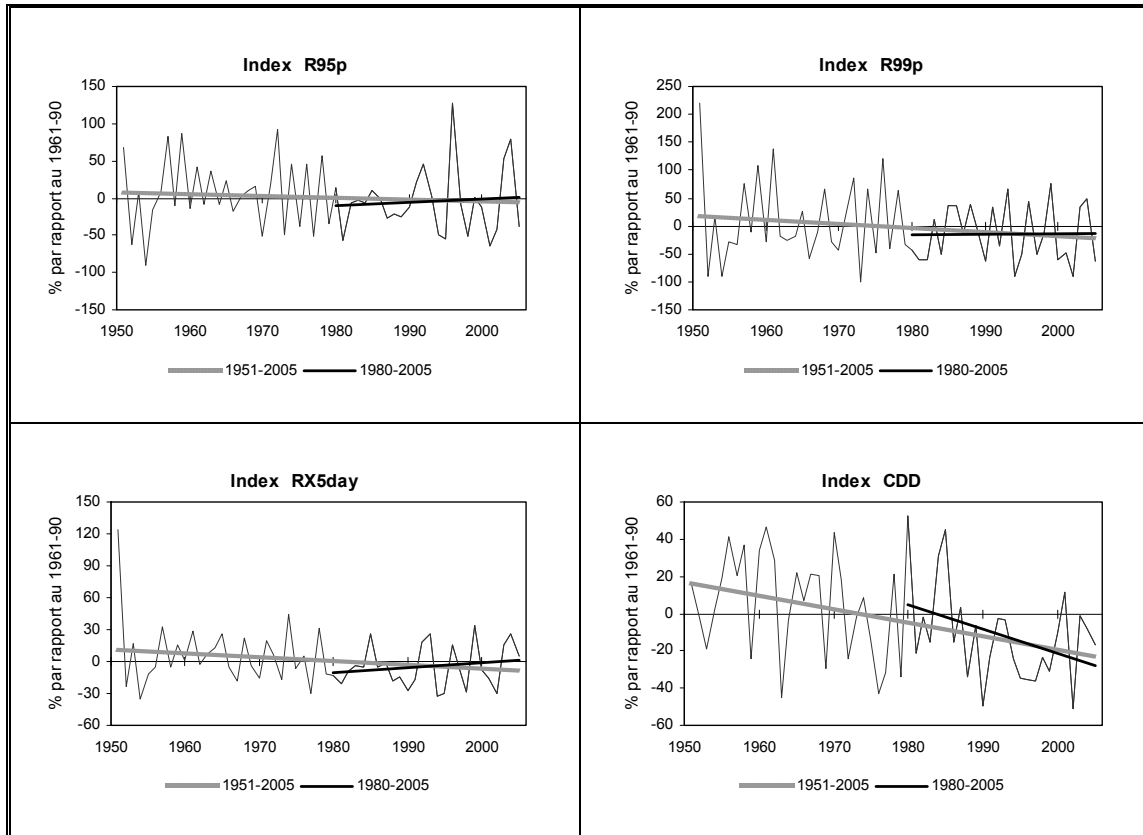


Figure 3. Variations interannuelles et tendances de quelques indices calculées pour les deux périodes.

Conclusion

L'élaboration de quelques indices pluviométriques, calculés selon la définition CLIVAR, nous a permis de mettre en évidence les tendances des précipitations extrêmes dans la Sardaigne méridionale pendant la période 1951-2005. Les trends, déterminés à partir de dix séries de données journalières, indiquent qu'à l'échelle annuelle il y a des signaux concordants pour la plupart des indices, mais les coefficients sont statistiquement significatifs seulement pour les indices de la durée maximale des périodes sèches et humides (CDD et CWD) et pour l'intensité journalière des pluies (SDII).

Pour la dernière période 1980-2005 on relève une inversion de la tendance à l'égard de la précipitation maximale de 5 jours consécutifs (RX5day) et des totaux des jours « very wet » (R95p) et « extremely very wet » (R99p), mais aussi de la précipitation totale annuelle (PRCPTOT).

En conclusion, il est souhaitable et convenable d'appliquer cette méthodologie de travail à une échelle plus fine, à des séries instrumentales de qualité et de longue durée, dans le but d'obtenir une évaluation des signaux de changement climatique à une plus grande résolution spatiale et temporelle.

Bibliographie

- Alexandersson H., Moberg A., 1997: Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends. *Int. J. Climatol.*, **17**, 25-34.
- Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni T., 2006: Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.* **26**, 345-381.
- Cossu Q.A., De Waele J., Bodini A., Sanna L., 2007: The three exceptional winter flash floods of 2004-2006 in Central-East Sardinia (Italy) and their geomorphological consequences. *Geophysical Research Abstracts, European Geosciences Union*, **9**, 01842.
- Delitala A., 2003: Le variazioni delle precipitazioni in Sardegna nel XX secolo, Atti Workshop *Climagri "Cambiamenti Climatici e Agricoltura"*, MPAF, Cagliari 2003, 47-54.

Easterling D., Peterson T., 1995: A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series, *Int. Jour. of Climatology*, **15**, 369-377.

Frich P., Alexander L.V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A.M.G., Peterson T., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.* **19**, 193–212.

Hidalgo J.C.G., De Luis M., Štěpánek P., Raventós J., Cuadrat J.M., 2002: Reconstrucción, estabilidad y proceso de homogeneizado de series de precipitación en ambientes de elevada variabilidad pluvial, Grupo de Clima de la Asociación de Geógrafos Españoles, *VII Reunión Nacional de Climatología, Albarracín 2002*, 47-57.

Klein Tank A.M.G., Können G.P., 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *J. Climate* **16**, 3665–3680.

Klein Tank, A.M.G., 2007: *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD)*. The European Climate Assessment and Dataset project, 38 p.

Pulina M. A., 2007: Trend pluviometrici e siccità nella Sardegna Settentrionale durante il periodo 1951-2000. *Attes du II Convegno Nazionale AIGEO*, Torino (sous presse).

Pulina M. A., 2008: Évolution des extrêmes des précipitations dans la Sardaigne septentrionale (Italie). *Climats et risques climatiques en Méditerranée*. Actes du 21^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Montpellier, France, 547-553.

Sneyers R., 1990: *On the statistical analysis of series of observation*, Technical Note N. 143, WMO.

Štěpánek P., 2001: *AnClim - software for time series analysis*. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno.

Zhang X., Yang F., 2004: *RCLimDex (1.0) User Manual*, Climate Research Branch Environment Canada, Downsview, Ontario, Canada, 23 p.

Sites Internet

<http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/index.shtml>

<http://eca.knmi.nl>

<http://www.climahom.eu/AnClim.html>

MODÉLISATION SPATIALE ET TEMPORELLE DES PRÉCIPITATIONS POUR L'ESTIMATION DES CRUES EXTRÊMES DANS LES ALPES

Ramona RECEANU¹, J.-A. HERTIG², J.-M. FALLOT³

¹ Laboratoire de Constructions Hydrauliques (LCH), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), CH-1015 Lausanne, ++41 (0)21 693 23 06, Ramona.Receanu@epfl.ch

² Hertig & Lador SA, CH-1176 St Livres, ++41 (0)21 312 70 77, hertig@hetl.ch

³ Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, ++41 (0)21 692 30 64, Jean-Michel.Fallot@unil.ch

Résumé : Cet article présente un nouveau type de modèle hydrologique à maille très fine intégrant le calcul de la répartition spatio-temporelle d'une PMP (Précipitations Maximales Probables) non stationnaire. Le but est de déterminer l'hydrogramme de crue d'une PMF (Probable Maximum Flood) sur un bassin versant alpin en Suisse. La structure de la PMP est créée à l'aide d'une approche stochastique portant sur le déplacement de nuages. L'équation d'advection-diffusion est utilisée pour simuler une série de nuages dont les valeurs de précipitations seront par la suite introduites dans le modèle hydrologique. Des précipitations extrêmes non stationnaires seront en mesure d'activer la non linéarité de la réponse hydrologique d'un bassin versant. Cette analyse inclut une modélisation hydrologique suivie d'une modélisation hydraulique de l'écoulement de surface et souterrain faite en prenant compte des facteurs qui interviennent dans un cycle hydrologique.

Mots-clés : précipitations extrêmes, crues, exutoire, modèle hydrologique conceptuel, bassin-versant alpin.

Abstract: This paper presents a new type of very fine grid hydrological model integrating the computation of the spatiotemporal repartition of a non-stationary PMP (Probable Maximum Precipitation). The goal is to estimate the flood hydrograph of a PMF (Probable Maximum Flood) in an alpine catchment in Switzerland. The structure of the PMP is created with the help of a stochastic approach applied on the cloud movements. The advection-diffusion equation is used to simulate a series of clouds whose precipitation values will then be introduced into a hydrological model. A non-stationary extreme precipitation will be able to increase the nonlinearity of the hydrological response of a catchment. This analysis includes a hydrological modeling followed by a hydraulic model of the surface and underground flow, made taking into account the factors involved in the hydrological cycle.

Key Words: extreme rainfall, floods, outlet, conceptual hydrological model, alpine catchment.

Introduction

L'inondation est l'un des risques naturels présentant les plus grands potentiels de dommages. On observe à l'échelle mondiale une augmentation alarmante du nombre de personnes touchées par les inondations et l'ampleur des dommages économiques associés.

La protection contre les crues est un problème vital pour la Suisse, un pays de lacs et de montagnes. Il est très important de connaître les phénomènes de précipitations extrêmes, car les grands barrages doivent résister au passage de la crue extrême. La plus grande difficulté de l'estimation de crue provient du fait qu'elle est la manifestation finale d'une chaîne d'éléments complexe comme : les précipitations caractérisées par leurs intensité, durée et localisation, le transfert sur le bassin versant concerné, et le comportement hydraulique de ses ruisseaux et rivières.

Dans le cadre du projet CRUDEX, financé par l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG), l'EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne) a développé une méthodologie de prévision des crues maximales probables / Probable Maximum Flood (PMF) (Berndtsson *et al.*, 1994) en partant des précipitations maximales probables (PMP), adaptée pour les conditions des Alpes. L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit les PMP comme la hauteur d'eau maximale qui peut tomber pour une durée météorologiquement possible sur une station ou une zone déterminée (WMO, 1986).

Les méthodes PMP/PMF sont des outils déterministes permettant de calculer les crues maximales susceptibles de se produire sur un bassin versant. La PMP peut être déterminée par un modèle météorologique dont les paramètres sont maximisés. Elle a notamment été calculée pour l'ensemble de

la Suisse à une échelle de 2 km (Hertig et Audouard, 2005; Audouard *et al.*, 2006) et confrontée avec les précipitations extrêmes mesurées dans les différentes régions du pays. La PMF est déterminée de la même manière, en maximisant les paramètres d'un modèle hydrologique dont l'entrée est la PMP. Ces estimations sont d'une importance considérable pour le calcul de la capacité des déversoirs des barrages, ayant comme objectif principal d'éviter une défaillance catastrophique du barrage.

Nous présentons ici un complément au modèle de PMP/PMF qui permet d'introduire l'influence de la distribution spatiale des nuages en fonction de la direction du vent. En section 1, nous décrivons notre modèle de distribution de la PMP, et en section 2, le modèle d'écoulement surface et souterrain, tenant compte de l'infiltration et de la résurgence, qui conduit à la PMF. Quelques résultats de cette étude sont présentés en section 3.

1. La distribution spatio-temporelle des précipitations maximales probables (PMP)

Dès les années 1990, l'équation d'advection-diffusion stochastique était utilisée pour modéliser la distribution spatio-temporelle du volume de pluie (Jinno *et al.*, 1993). Plus tard, la structure de la pluie extrême a été analysée au moyen d'un radar et des données des pluviomètres (Smith *et al.*, 1994). Zhang *et al.* (2001) ont mis en évidence l'influence de la direction du vent sur l'évolution de la forme du champ de pluie dans le temps et l'espace en analysant des événements de précipitations extrêmes. Nunes *et al.* (2006) ont fait une analyse similaire, mais en ne tenant compte que des directions aval-amont et amont-aval du vent.

Jinno *et al.* (1993) et Berndtsson *et al.* (1994) ont développé un modèle de prévision pour l'expansion et la dissipation des phénomènes de précipitations, donnant leur intensité, vitesse et direction. Ces valeurs sont obtenues d'une solution non-linéaire de l'équation d'advection-diffusion, complétée par une analyse stochastique.

Dans notre projet, un modèle des propriétés advectives-diffusives a été créé pour décrire plusieurs nuages qui fourniront un volume d'eau équivalent aux valeurs ponctuelles de la PMP. Notre contribution principale ici est que, contrairement à la plupart des modèles de précipitations qui tiennent compte d'une seule structure de la pluie sans variations spatio-temporelles, chaque point ou pixel du domaine considéré aura une structure différente dans notre modèle.

Au cœur du modèle se trouve l'équation d'advection-diffusion, qui spécifie le processus d'advection, essentiel pour la formation de nuages de type orographique et leurs précipitations. La solution non-linéaire de cette équation est donnée par Brutsaert (1974), par l'équation 1 :

$$P(x, y, t) = \frac{I}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t-t_o)} \exp\left\{ \frac{[x-x_o - v_x(t-t_o)]^2}{4D_x(t-t_o)} - \frac{(y-y_o)^2}{4D_y(t-t_o)} - \lambda(t-t_o) \right\}$$

(1)

où I est la PMP, x , y et t sont les coordonnées en espace et temps, D_x et D_y sont les coefficients de diffusion, v est la vitesse, et λ est le coefficient de développement/dissipation de l'intensité. L'évolution temporelle des nuages suit une distribution gaussienne, et a deux phases, la première de développement et la seconde de dissipation, influencées par v , D_x , D_y et λ .

Comme entrée du modèle, on a utilisé la carte des valeurs PMP établie pour la Suisse à une échelle de 2 km et correspondant à la durée critique, généralement 1 heure pour les petits bassins. Etant donné que le domaine topographique a une résolution plus fine, de 25 m, la méthode consiste à effectuer une interpolation spatiale pour obtenir les valeurs de la PMP sur tous les points du terrain. Ensuite, le volume des précipitations obtenu est réparti entre plusieurs nuages, qui se déplacent sur la surface du terrain et distribuent les précipitations dans l'espace et le temps.

Ce modèle de répartition spatio-temporelle de la PMP inclut ainsi le déplacement des nuages en toutes directions, contrairement aux modèles antérieurs, où les directions sont limitées, comme dans Berndtsson *et al.* (1994) et Jinno *et al.* (1993). Pour les simulations, ont été utilisées 8 directions de mouvement des nuages : N, NE, E, SE, S, SW, W et NW. La durée de la PMP prise en compte est

d'une heure, et on a aussi fait l'hypothèse que la pluie est donnée par 6 nuages de forme circulaire. L'évolution spatio-temporelle de la pluie sur le terrain est illustrée dans les figures 1 et 2.

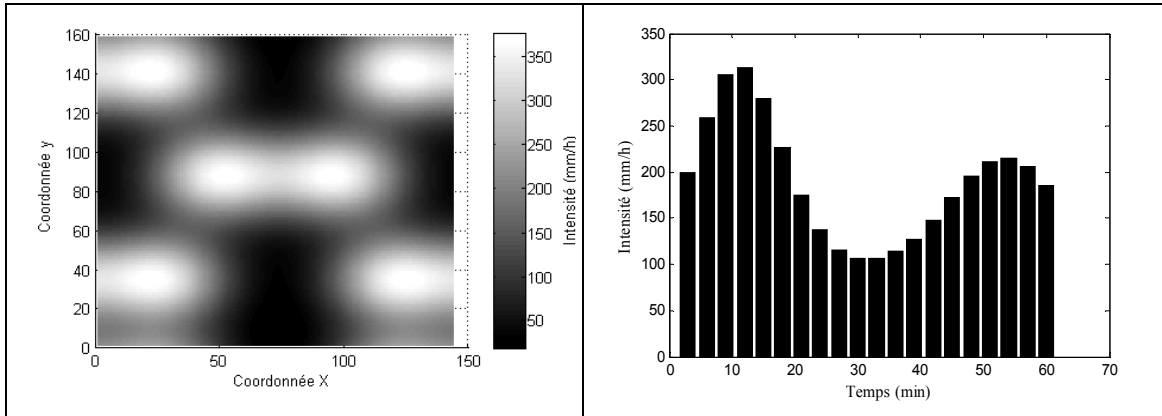


Figure 9. Distribution spatiale de la PMP sur le terrain.

Figure 10. Hydrogramme de la PMP de 1 h sur une maille de 25 m de côté.

La figure 1 montre la distribution spatiale des précipitations avec la résolution du MNT (modèle numérique de terrain), c'est-à-dire 25m x 25m, et la figure 2 illustre l'évolution temporelle en un point. Il existe autant d'hydrogrammes que de points de grille. Ainsi le volume de la PMP a été réparti en espace et temps. Cette distribution est ensuite introduite dans un modèle d'écoulement calculant la PMF.

2. Modélisation de l'écoulement

La partie de la modélisation hydrologique de l'écoulement suit la pente de l'eau sur la surface et en souterrain jusqu'à l'exutoire du bassin. Ce modèle prend comme entrée la distribution spatio-temporelle de la pluie obtenue suite à la modélisation du mouvement des nuages décrite dans la section précédente.

2.1. L'écoulement de surface

La modélisation de l'écoulement est faite sur une carte d'altitudes à une résolution de 25 m. Ce modèle de routage prend en compte les trois types d'écoulement de surface (Berndtsson *et al.*, 1994) sur le bassin versant :

- a. - l'écoulement laminaire,
- b. - l'écoulement transitoire,
- c. - l'écoulement en rivière.

Avec ces trois vitesses, la pente entre les points du terrain et leur distance, une simulation temporelle est effectuée pour déterminer les débits d'écoulement en chaque point du terrain avec une résolution temporelle de 10 s. Cette simulation calcule la propagation des volumes d'eau du voisin au voisin, jusqu'au moment de l'arrivée de l'eau à l'exutoire du bassin. Chaque cellule du terrain fournit un certain volume d'eau aux cellules voisines en aval, et en même temps reçoit un volume de ses voisins en amont, additionné par le volume de la pluie. Le volume donné par une cellule du terrain à un moment t est donné par l'équation 2 :

$$V_{\text{donné}}(x, y, t) = [V_{\text{accumulé}}(x, y, t) + V_{\text{pluie}}(x, y, t)] \cdot \frac{v \cdot \Delta t}{d} \quad (2)$$

où $V_{\text{accumulé}}$ est le volume d'eau présent sur la cellule, V_{pluie} est le volume de la pluie sur la cellule calculé avec la distribution de la PMP, v la vitesse pour l'un des trois types d'écoulement, Δt le pas de temps, et d la distance entre cellules. Ce volume est distribué aux cellules voisines d'aval en fonction de la pente, selon l'équation 3 :

$$V_{reçu}(x \pm 1, y \pm 1, t) = V_{donné}(x, y, t) \cdot \frac{pente}{\sum pentes} \quad (3)$$

où la pente est normalisée par la somme des pentes entre la cellule et ses voisins en aval.

Finalement, le débit en tout point du terrain, y compris l'exutoire, est obtenu à chaque pas de temps. Le débit de surface sera additionné à la résurgence venue de l'écoulement souterrain, et cette distribution temporelle à l'exutoire, qui représente la PMF, sera montrée dans la section 4 des résultats.

2.2. Sub-module d'infiltration

Ce modèle inclut aussi l'infiltration et l'écoulement souterrain. Le calcul de l'infiltration a été fait avec l'équation Horton (Mermoud et Soutter, 1991), une des méthodes les plus utilisées pour estimer l'évolution temporelle de la capacité d'infiltration du sol en fonction de ses valeurs initiale et finale pour chaque type de terrain. La capacité d'infiltration d'un sol décroît d'abord très rapidement puis tend progressivement et asymptotiquement vers un régime constant appelé infiltration finale. Cette évolution pour un des types de sol est montrée dans la figure 3.

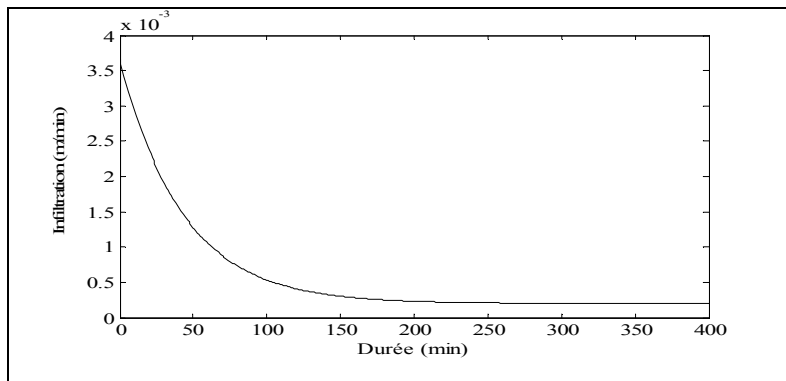


Figure 11. Evolution dans le temps de l'infiltration verticale.

2.3. Sub-module écoulement souterrain

L'écoulement souterrain a été calculé avec la loi de Darcy (1856), en supposant que l'épaisseur du sol est uniforme pour tout le bassin versant et la pente identique avec le cas d'écoulement surface. Les types de sol ont été pris de la carte géotechnique simplifiée de la Suisse, avec 30 types de sol au total. Initialement, le sol n'est pas saturé. En fonction de l'infiltration et de l'écoulement souterrain, le sol devient saturé après un certain temps. Après la saturation, l'eau de pluie s'écoule à la surface et l'eau souterraine crée une résurgence. Ce débit de résurgence va influencer l'écoulement surface et l'hydrographe de crue à l'exutoire.

2. Résultats et discussion

Ce modèle a été appliqué à deux petits bassins-versants des Alpes Suisses. Le premier, situé dans le canton de Berne, correspond au barrage de l'Arnensee avec une surface de 7,563 km². Son ruisseau principal, le Tschärzibach, a une longueur de 1804 m. Le deuxième bassin correspond au barrage du List, situé dans le canton d'Appenzell, avec une surface de 7,73 km². Son ruisseau principal, le Gstaldbach, mesure 3874 m. Pour ces bassins versants, nous avons choisi comme exutoire l'entrée du barrage. L'estimation de la PMP pour chaque bassin a été calculée à l'aide de la carte des précipitations extrêmes pour la Suisse (Hertig et Audouard, 2005), avec une période de retour supérieure à 10000 ans. La hauteur moyenne estimée de la PMP pendant 1 heure est de 203 mm/h pour l'Arnensee (figure 4) et 188 mm/h pour le List (figure 5).

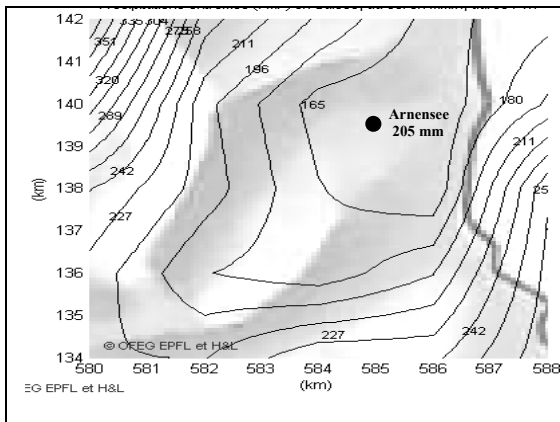


Figure 12. Précipitations extrêmes Arnensee, au sol en mm/h, durée 1h.

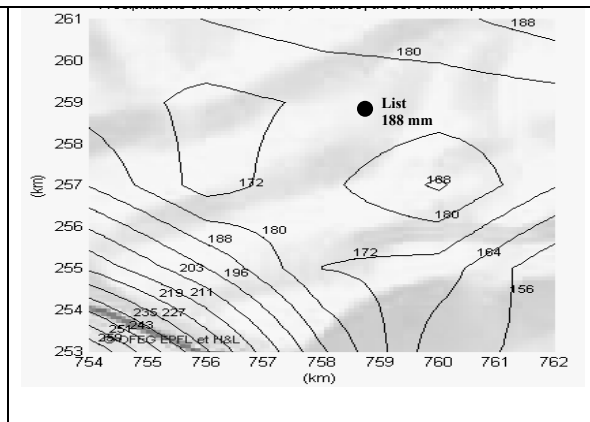


Figure 13. Précipitations extrêmes List, au sol en mm/h, durée 1h.

Seuls les résultats pour l'Arnensee sont présentés ici. L'analyse faite sur le bassin du List est similaire et confirme les conclusions obtenues sur l'Arnensee. La sensibilité de la PMF à la répartition spatio-temporelle d'un PMP pour le bassin de l'Arnensee est illustrée dans la figure 6.

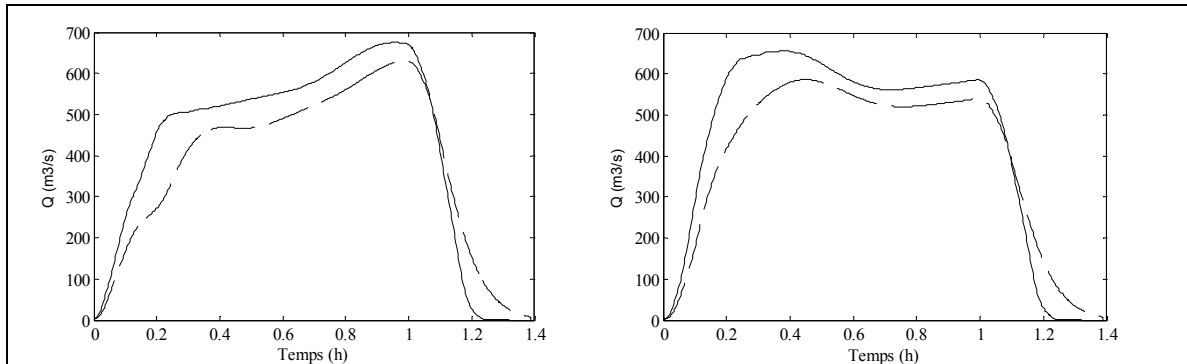


Figure 14. Hydrogramme de crue par vent du Nord (à gauche) et par vent du Sud (à droite) pour le bassin de l'Arnensee. Trait continu : hydrogramme sans l'écoulement souterrain ; tiret : cas avec l'écoulement souterrain.

Comme on peut le voir, la direction du vent a une grande influence sur la forme des deux hydrogrammes, ainsi que sur le débit maximal, qui avoisine $600 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le vent du Sud et $700 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le vent du Nord.

L'influence de l'écoulement souterrain est d'aplatir l'hydrogramme, en réduisant les valeurs extrêmes. Cette influence reste toutefois assez faible, en comparaison avec le volume de l'hydrogramme. La différence introduite par le calcul de l'écoulement souterrain avoisine 10% sur la valeur maximale et cette différence sera retrouvée vers la fin de la période, après quelque temps, car la vitesse d'écoulement souterrain est très petite. Finalement, ce calcul est justifié par le fait que sa prise en compte rend l'évolution du débit de l'eau plus réaliste.

Conclusions

Dans cet article, nous avons présenté une nouvelle méthode d'estimation du Probable Maximum Flood (PMF) en fonction des précipitations maximales probables (PMP), avec deux contributions principales. La première est une méthode de distribution spatio-temporelle de la PMP en nuages, basée sur l'équation d'advection-diffusion, et incluant une évolution temporelle en fonction de la direction du vent, qui augmente la non-linéarité de la PMF. La deuxième est le modèle d'écoulement, qui inclut aussi l'écoulement souterrain, en plus de celui de surface. Avec cela, l'hydrogramme à l'exutoire a une forme plus proche de la réalité.

Remerciements

Cette étude a été financée par l'Office fédéral de l'Energie (OFEN) en prolongement du projet Cruex. Les auteurs remercient également A. Breña pour les premiers développements du complément au modèle de PMP/PMF permettant d'introduire l'influence de la distribution spatiale des nuages en fonction de la direction du vent (Breña, 2007).

Bibliographie

- Audouard A., Hertig J.-A. et Fallot J.-M., 2006. Modélisation des précipitations extrêmes en Suisse. *Actes du 19^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Epernay, 6-9.09.2006, 83-88.
- Breña J.A., 2007. *On the sensitivity analysis of the PMF to the space-time distribution of a PMP: Analysis of the hydrological response of a catchment*. MAS Thesis. LCH-EPFL, Switzerland.
- Berndtsson R., Jinno K., Kawamura A., Larson M. and Niemczynowicz J., 1994. Some Eulerian and Lagrangian statistical properties of rainfall at small space-time scales. *Journal of Hydrology*, **153**, 339-355.
- Brutsaert W., 1974. More on an approximate solution for nonlinear diffusion. *Water Resources Research*, **10**, 1251-1252.
- Darcy M., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Editeur Victor Dalmont, Paris, 647 p.
- Hertig J.A. et Audouard A., 2005. *Cartes des précipitations extrêmes pour la Suisse (PMP 2005)*. Rapport final, EFLUM, EPFL, Lausanne, Suisse, décembre 2005, 43 p. + annexes.
- Jinno K., Kawamura A., Berndtsson R., Larson M. and Niemczynowicz J., 1993. Real-time rainfall prediction at small space-time scales using a two-dimensional stochastic advection-diffusion model. *Water Resources Research*, **29** (5), 1489-1504.
- Mermoud A. et Soutter M., 1991. *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes, 213-220.
- Nunes J.P., de Lima J.L.M.P., Singh V.P., de Lima M.I.P. and Vieira G.N., 2006. Numerical modeling of surface runoff and erosion due to moving rainstorms at the drainage basin scale. *Journal of Hydrology*, **330**, 709-720.
- Smith J.A., Bradley A.A. and Baeck M.L., 1994. The space-time structure of extreme rainfall patterns in the Southern Plains. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 1402-1417.
- WMO, 1986. *Manual for estimation of probable maximum precipitation*. WMO N° 332, World Meteorological Organization (WMO), Geneva, Switzerland, 269 p.
- Zhang Y., Smith J. A. and Baeck M.L., 2001. The hydrology and hydrometeorology of extreme floods in the Great Plains of Eastern Nebraska. *Advances in Water Resources*, **24**, 1037-1049.

APPRECIATION DE LA QUALITE DE MESURE HYDROLOGIQUE DU RADAR METEOROLOGIQUE REGIONAL APPLIQUE AU CONTEXTE LOCAL DE LA COMMUNAUTE URBAINE DE LYON POUR L'ANALYSE DES EPISODES PLUVIEUX EXCEPTIONNELS (PERIODE 2001 – 2006)

F. RENARD⁽¹⁾, J. COMBY⁽¹⁾, D. FAURE⁽²⁾

(1) - Laboratoire Climatologie Risques Environnement, UMR 5600 CNRS
18, rue Chevreul, 69007 Lyon
email : florent.renard@gmail.com

(2) - Alicime
170, chemin des ferrières, 01480 Messimy sur Saône
Tél: +33 (0) 4 74 62 86 49

Résumé: le radar météorologique de Saint Nizier d'Azergues du réseau Aramis de Météo France est situé à 40 km de la communauté urbaine de Lyon, où de nombreux enjeux humains, environnementaux et matériels se côtoient. Ces enjeux peuvent se trouver impactés par de nombreux aléas, et plus particulièrement par les épisodes pluvieux exceptionnels. Dans une optique de meilleure connaissance de ces phénomènes à risque, une évaluation fondée sur une approche par simulation puis par analyse de données réelles a permis de mettre en évidence certains secteurs de la communauté touchés par des problèmes d'échos de sol. La comparaison surfacique puis ponctuelle de données radars aux valeurs du réseau dense de pluviomètres de la communauté a montré le faible écart de mesure entre ces valeurs, après l'utilisation d'un coefficient d'ajustement uniforme dans l'espace des données radar, et le filtrage des pixels de moins bonne qualité. Plus précisément, l'écart moyen entre données radars et valeurs pluviométriques avoisine 20 % tous épisodes pluvieux confondus.

Mots clés: radar météorologique, lame d'eau, échos fixes, mesure hydrologique, Grand Lyon

Abstract: Assessment of the weather radar hydrological quality measure applied to greater Lyon to increase exceptional rainfall event knowledge (2001 – 2006). The meteorological radar of Saint Nizier d'Azergues, part of Meteo France network Aramis, is situated at only 40 km from Greater Lyon, where many human, environmental and materials stakes come together. These stakes can be damaged by numerous hazards, especially exceptional rainfall events. To get a better knowledge of these risk episodes, an assessment based on a simulation and analysis of real data has identified certain sectors of the community affected by problems of ground clutter which have to be filtered before any furthermore hydrologic use. The comparison of surface and punctual radar data (reflectivity and rain sheet) to the values of the dense network of rain gauges in the community showed a small difference between these measurement values after the use of a spatial uniform weighting ratio, and filtering pixels of lower quality. Specifically, the average difference between radar data (rain sheet) and rainfall values around 20% episodes all together, but drops to nearly 10% during exceptionally abundant or long term time rainy episodes potentially harmful.

Keywords: weather radar, rain sheet, ground clutter, hydrologic measure, Greater Lyon

Introduction

La communauté urbaine de Lyon, qui compte 1,2 millions d'habitants environ, regroupe de forts enjeux humains, environnementaux ou matériels. Ces enjeux peuvent se trouver impactés par de nombreux aléas d'origine diverses. Un des aléas les plus préoccupants pour les gestionnaires et les élus de ce territoire est celui d'origine pluviométrique, avec notamment les épisodes exceptionnels en termes d'intensité. Ainsi, sur une telle zone, l'amélioration de la connaissance de l'aléa pluviométrique est primordiale.

De nombreuses études reposent sur l'exploitation de réseaux pluviométriques ont été menées, confortées ces dernières années par les progrès de la mesure par radar météorologique. En effet, l'estimation des précipitations à l'aide des radars météorologiques du réseau Aramis de Météo-France à l'échelle nationale ou régionale est en constante amélioration. Cependant, peu d'études sont réalisées à l'échelle micro locale d'une agglomération urbaine. Ainsi, cette étude présente une évaluation de la qualité des données du radar de Saint Nizier d'Azergues sur le territoire de la communauté urbaine de

Lyon (Grand Lyon) pour la période 2001 à 2005. Ce travail de recherche, qui s'inscrit dans le programme de recherche Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers (AVuPUR) de l'ANR et dans les actions de recherche de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU), a donc pour vocation d'améliorer la connaissance générale de l'aléa pluviométrique sur le Grand Lyon, notamment celle des épisodes à risque.

Après une description du radar, de la zone d'intérêt et des types de données exploitées, cet article décrit la démarche fondée sur une évaluation par simulation puis par exploitation de données réelles. Ces analyses permettront d'identifier la possible présence d'échos fixes sur l'agglomération. Enfin, les données radars seront comparées aux valeurs pluviométriques du réseau dense de mesure du Grand Lyon, dans un premier temps en comparant les lames d'eau moyennes, puis ponctuellement en extrayant les valeurs à la verticale des 29 pluviomètres disponibles.

1. Zone d'intérêt, caractéristiques du radar et données exploitées

Le radar de Saint Nizier d'Azergues englobe dans sa couverture hydrologique la communauté urbaine de Lyon qui se situe au nord du couloir Rhodanien, à la confluence du Rhône et la Saône (fig. 1). Le Grand Lyon présente une forte concentration urbaine car il regroupe 57 communes sur une

superficie de 515 km², occupée par 1 300 000 habitants.

Le radar est installé depuis mi-mai 2001 sur la commune de St Nizier d'Azergues, à une quarantaine de kilomètres au Nord-Ouest de Lyon. Ce radar fait partie du réseau Aramis géré par Météo France. La figure 1 donne la position de cette localisation.

Ce travail analyse deux types d'images du radar de St Nizier fournies par Météo-France : des images dites de «réflectivité radar instantanée» enregistrées toutes les 5 minutes et proches des mesures brutes du radar, et des images dites de «lames d'eau au sol» qui correspondent aux meilleures estimations de lames d'eau au sol sur 15

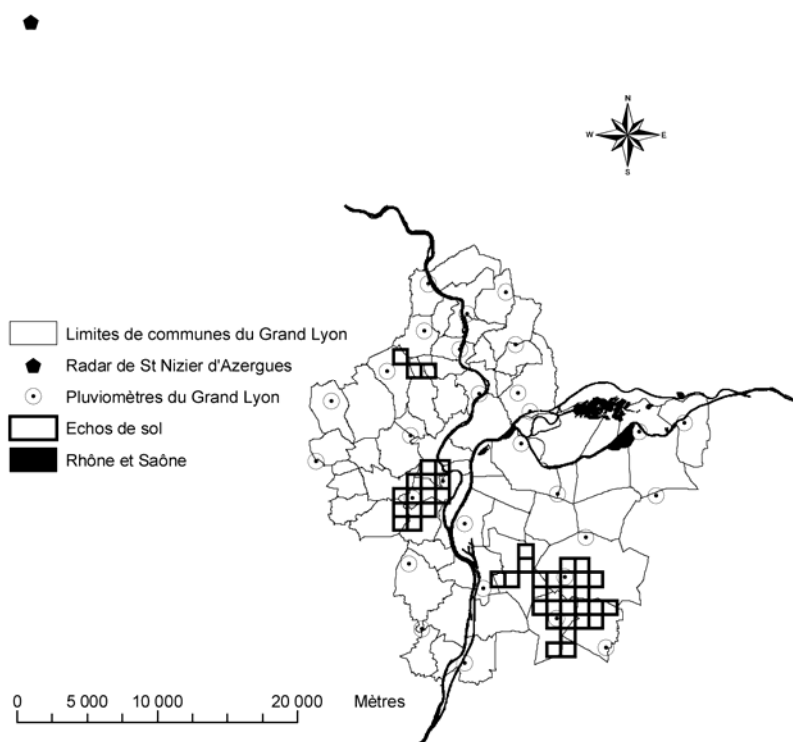


Figure 1. Radar de Saint Nizier, échos de sol et pluviomètres de la communauté urbaine de Lyon

minutes effectuées en temps quasi réel par Météo-France à partir des images précédentes.

2. Analyse de la qualité de mesure hydrologique du radar de Saint Nizier

2.1 Evaluation par simulation

La procédure de simulation mise en oeuvre reprend précisément la démarche décrite par Delrieu et al. (1995), Pellarin (2001) et Pellarin et al. (2002). Les simulations peuvent être décomposées en deux étapes successives correspondant à la simulation des échos de sol et des masques générés par le relief, puis à l'intégration des effets de la structure verticale des précipitations sur les erreurs théoriques commises lors de l'estimation des intensités de pluie au sol. L'application de cette démarche aux

radars opérationnels du réseau ARAMIS est décrite dans Faure (2005 et 2006). Pour le radar de St Nizier, la comparaison des résultats des simulations avec des validations de Météo-France sur données réelles (Faure, 2006) a montré que les simulations étaient très représentatives de la qualité moyenne de mesure opérationnelle du radar. Les simulations montrent que le Grand Lyon et ses abords immédiats sont situés dans la zone d'excellente visibilité du radar de Saint Nizier. Néanmoins, un nombre significatif de pixels devraient avoir une qualité de mesure hydrologique réduite en raison de phénomène d'échos de sols sur les zones du Grand Lyon topographiquement contrastées (figure. 2).

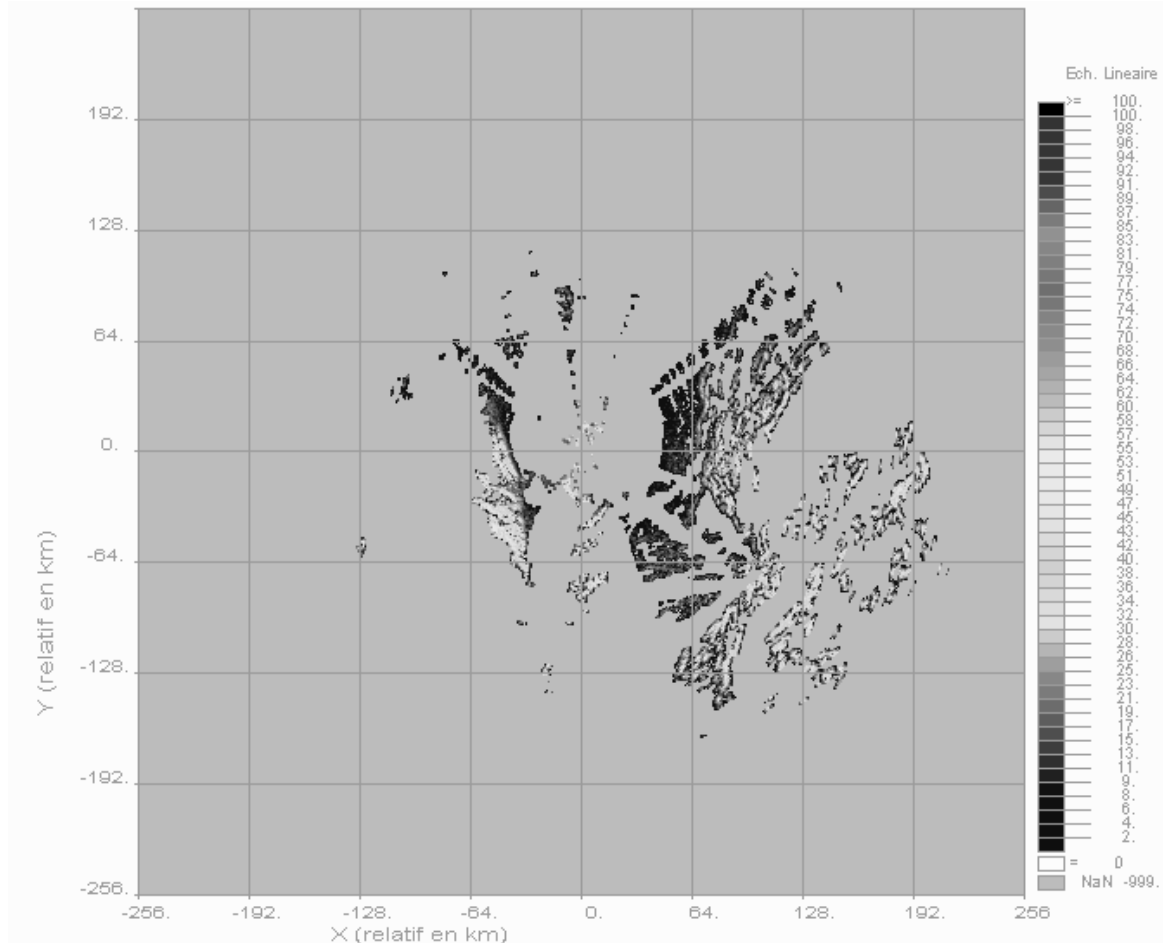


Figure 2 : Simulation de l'intensité des échos de sol dans les images du radar de St Nizier.
Echelle linéaire exprimée en dBZ.

2.2 Evaluation à partir des données réelles

Une quarantaine de journées radar entre 2001 et 2005 ont été cumulées pour deux types de données. Pour les données brutes de réflectivité radar instantanée, le cumul (dépassant les 1000 mm) a été effectué sur 11 329 images radar 5 minutes. Pour les données de lames d'eau au sol, le cumul a compilé 3673 images au pas de temps de 15 minutes sur la même période.

On observe une très bonne cohérence entre les deux types de cumuls, ainsi qu'avec les résultats obtenus par simulation. Cette concordance permet de confirmer l'origine et l'importance des sources d'erreur affectant les images réelles. Ces cumuls confirment ainsi les zones du territoire de l'agglomération affectées par des phénomènes d'échos de sol (notamment les Monts d'Or, le plateau de Fourvière et une partie du nord de Corbas). La liste de ces pixels jugés moins fiables a été dressée (figure.1) et ils ont été filtrés afin de comparer très localement les valeurs du radar aux valeurs des pluviomètres de la communauté urbaine de Lyon.

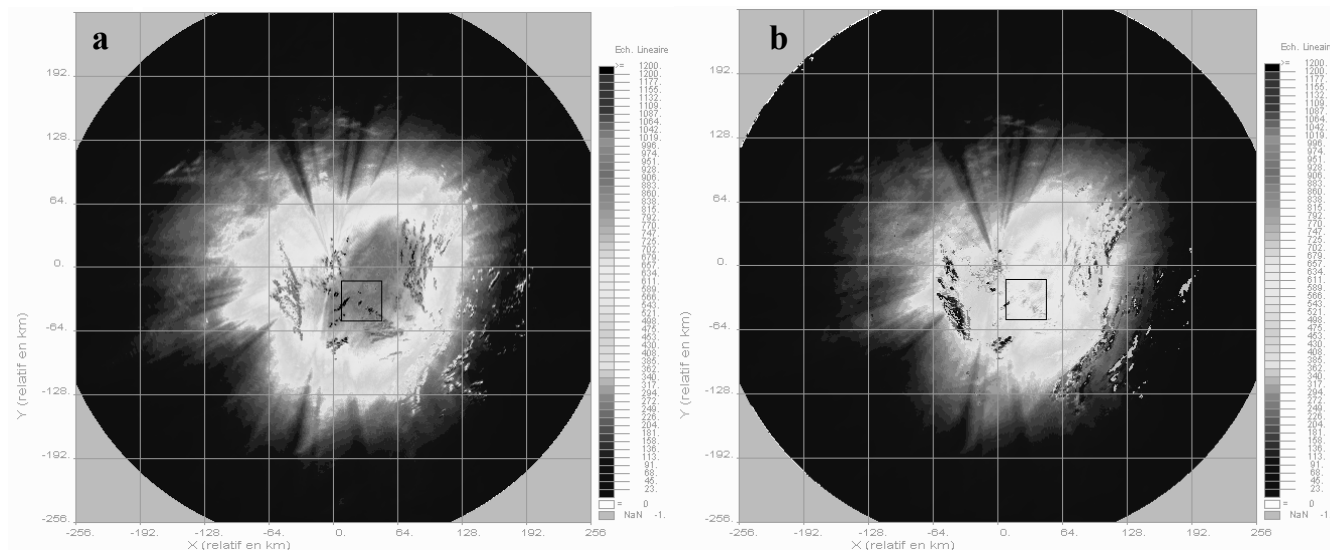


Figure 3. Cumul de pluie en mm du radar de Saint Nizier portant sur 40 journées pluvieuses de juillet 2001 à juillet 2005 (le carré noir englobe l'agglomération lyonnaise)
 a) 11 329 images instantanées (fréquence 5 minutes)
 b) 3 673 lames d'eau (fréquence 5 minutes)

3. Comparaison des valeurs radar aux données pluviométriques à une échelle micro-locale

3.1 Comparaison surfacique globale à l'échelle de l'épisode pluvieux sur le Grand Lyon

L'agglomération lyonnaise possède un réseau de mesure de la pluie en milieu urbain parmi les plus denses d'Europe, totalisant une cinquantaine de stations pluviométriques de divers organismes sur son territoire, soit une densité d'environ un pluviomètre pour seize km². Dans cette étude, seuls les pluviomètres propriété de la Communauté Urbaine de Lyon ont été utilisés : 29 appareils à auget basculeur actuellement opérationnels, fournissant des données au pas de temps de 6 minutes (figure. 1).

Les valeurs moyennes de pluie radar sur l'agglomération (pour les deux types de données) ont été calculées pour les 17 épisodes pluvieux de l'échantillon de la période 2001- 2005, et comparées aux valeurs moyennes de pluie issues des 29 pluviomètres du Grand Lyon. Les écarts entre estimations radar et les valeurs pluviométriques présentent une forte amplitude au fil du temps, notamment pendant les périodes hivernales, surtout pour les estimations exploitant les valeurs brutes de réflectivité (figure. 4). De ce fait, un facteur correctif global uniforme dans l'espace basé sur les pluviomètres du Grand Lyon a été affecté aux données radar afin de faire coïncider les moyennes des valeurs radar et pluviométriques. Ces données radars réajustées ont ensuite été comparées ponctuellement aux valeurs pluviométriques associées

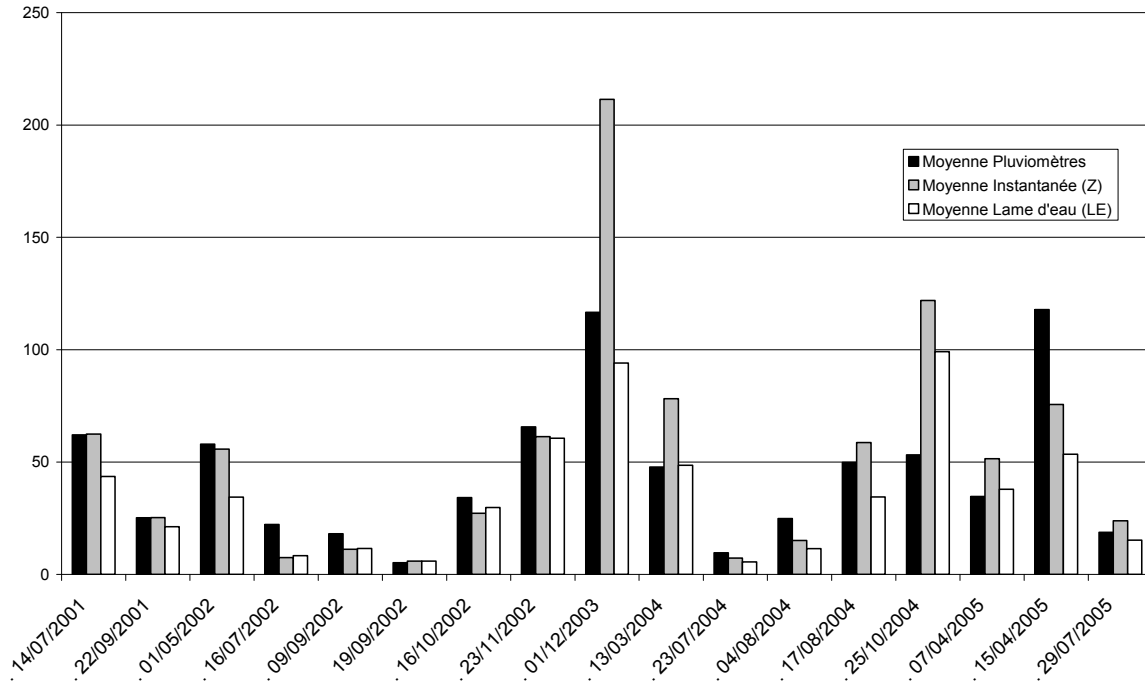


Figure 4. Moyenne (mm) des cumuls des épisodes pluvieux de la sélection par le réseau pluviométrique et le radar météorologique (valeurs de réflectivité instantanée et de lames d'eau au sol)

3.2 Comparaison fine ponctuelle pixel radar / pluviomètre

Les valeurs des pixels des données de réflectivité et de lames d'eau du radar sont comparées ponctuellement à la valeur du pluviomètre qui lui est associée. On a effectué une extraction de valeurs radars ponctuelles (un pixel) ou pseudo-ponctuelles (moyenne des 9 pixels radar les plus proche du pluviomètre) à la verticale des pluviomètres disponibles, pour comparaison sur les 17 épisodes pluvieux de l'échantillon.

Il ressort de cette comparaison que l'écart moyen (distance rectilinéaire : moyenne de la valeur absolue des écarts) entre données pluviométriques et valeurs radars est assez faible (20,4 % pour les lames d'eau et 23,3 % pour la réflectivité), et varie considérablement en fonction du type d'événement pluvieux (l'écart entre valeurs ponctuelles et pseudo ponctuelles étant négligeable). Ainsi, si l'écart moyen entre lames d'eau radar et pluviomètres atteint 37,6 % dans le cas d'épisodes pluvieux exceptionnellement intenses pour l'agglomération lyonnaise, celui-ci tombe respectivement à 11,8 % et 13,4 % dans le cas d'épisodes exceptionnels en terme de hauteur d'eau totale précipitée et en terme de durée, mais sans caractère convectif (tableau 1).

Écarts moyens absolus et relatifs entre pluviomètres et lames d'eau ou réflectivité radar en fonction du type d'épisodes pluvieux exceptionnels considérés (épisodes exceptionnels en terme d'intensité, de hauteur précipitée ou de durée)

Tableau 1

Type de données radars	Moyennes	Int18	Haut. tot.	Durée
Lames d'eau	Ecart absolu (mm)	5,3	8,2	7,0
	Ecart relatif (%)	37,6	11,8	13,4
Réflectivité	Ecart absolu (mm)	5,5	9,0	8,2
	Ecart relatif (%)	41,7	13,1	16,8

Conclusion

Cette étude qui avait pour but l'évaluation de la mesure hydrologique du radar de Saint Nizier d'Azergues sur le territoire restreint de l'agglomération urbaine de Lyon (515 km²) a permis dans un premier temps de mettre en évidence par simulation puis par analyse de données réelles certaines zones précises du Grand Lyon affectées par des problèmes d'échos de sol, notamment dans les secteurs des Monts d'Or, du plateau de Fourvière et de Corbas. Dans un second temps, la comparaison globale a montré la grande sensibilité des mesures du radar aux phénomènes de bande brillante pendant la période hivernale. Après application d'un facteur correctif global uniforme par événement, la comparaison ponctuelle a permis néanmoins de montrer une grande adéquation entre mesure radar et pluviométrique, avec un écart moyen global de 20,4 % de l'échantillon total d'événements pluvieux utilisé (données de lames d'eau), mais qui pouvait se réduire à presque 10 % dans le cas d'épisodes pluvieux exceptionnels en terme de hauteur d'eau totale précipitée et en terme de durée.

Bibliographie

Delrieu G., J.D. Creutin, H. Andrieu, (1995) : Simulation of X-band weather radar mountain returns using a digitized terrain model, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 1038-1049

Faure D., (2005) : Rapport ALICIME RE05002 puis RE05002b, *Cartographie globale de la visibilité hydrologique du réseau radar métropolitain ARAMIS à l'horizon 2006 : Extension à l'ensemble du territoire métropolitain pour le mode d'exploitation passé et actuel des radars*, 33p.

Faure D., (2006) : Rapport ALICIME RE05001, *Cartographie globale de la visibilité hydrologique du réseau radar métropolitain ARAMIS à l'horizon 2006 : Mise au point des méthodes de calcul, d'optimisation du protocole de balayage et de combinaison radar-radar, sur la région Sud Est de la France*, 27p.

Météo-France, Direction des Systèmes d'Observation, (2001) : *Documents sur la qualité de mesure du radar ARAMIS de Lyon Satolas, et cartographie des échos fixes et des masques observés sur les images de ce radar*, 31p.

Pellarin T., (2001) : *Visibilité hydrologique de radars météorologiques opérant en régions montagneuses: application au bassin versant de l'Ardèche*, Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, janvier 2001, 253p.

Pellarin T., G. Delrieu, G.M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal and J.D. Creutin, (2002). - Hydrologic visibility of weather radar systems operating in a mountainous region: case study for the Ardèche catchment (France), *J. of Hydrometeor.*, **3**, 539-555.

LES EXTREMES THERMIQUES ET LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DANS LES PREALPES FRANÇAISES (MASSIF DU VERCORS, 2004-2008)

SANDRA ROME ^(1,2), S. BIGOT ^(1,3), D. DUMAS ^(1,2)

⁽¹⁾ Université Joseph Fourier - Institut de Géographie Alpine

14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble - France

Tél. : +33(0)4 76 82 20 76 ; Fax : +33(0)4 76 82 20 01 ; Email : sandra.rome@ujf-grenoble.fr

⁽²⁾ Laboratoire PACTE-Territoires (UMR 5194 CNRS/IEP/UJF/UPMF)

⁽³⁾ Laboratoire LTHE (CNRS-IRD-INPG, UMR 5564)

1025, rue de la Piscine - Domaine Universitaire - 38400 Saint Martin d'Hères- France

Résumé: *l'objectif de ce travail est d'analyser les types de circulations atmosphériques responsables ou concomitantes d'épisodes thermiques extrêmes, en milieu de moyenne montagne, en prenant l'exemple des hauts plateaux du Vercors (région Rhône-Alpes, France). Les épisodes thermiques extrêmes sont discriminés par approche fréquentielle à l'échelle de la journée sur la période octobre 2004-décembre 2008. Les données sont mesurées au pas de temps de 15 minutes à la station de Gerland (44°52'N - 5°28'E, 1510 mètres d'altitude), située dans le massif préalpin du Vercors, puis moyennées à l'échelle quotidienne. Les extrêmes thermiques sont repérés en sélectionnant les centiles les plus froids et les plus chauds des données quotidiennes de température de l'air. Le type de circulation atmosphérique est analysé grâce aux travaux de James (2007) qui propose une méthode de classification objective des types de temps sur l'Europe, à partir de la classification de Hess et Brezowsky. Les résultats permettent alors de mieux comprendre les types de circulation atmosphérique associés ou responsables des événements thermiques extrêmes dans le massif du Vercors.*

Mots clefs: *classification de Hess-Brezowsky, Vercors, Préalpes, température de l'air, extrême thermique.*

Abstract: *The Thermal extremes and the atmospheric circulation in the French prealps (massif of Vercors, 2004-2008). The aim of this work is to analyze the atmospheric circulations types responsible or concomitant of extreme temperature episodes, in the low mountains (high plateaus) of Vercors (Rhône-Alpes region, France). The extreme temperatures are analysed by daytime frequencies over the October 2004 to December 2008 period. The 15-minute meteorological data measured at Gerland station (44°52'N - 5°28'E, 1510 meters elevation), in the Prealpine Vercors mountains are study at daily scale. The thermic extremes are discriminated by selecting the coldest and the warmest centiles in the daily air temperature. Types of atmospheric circulation are analyzed from the works of James (2007) who proposes a method of an objective classification of European weather types, from the classification of Hess and Brezowsky. The results allow then to better understand types of atmospheric circulation associated or responsible for extreme thermic events in the Vercors Mountains.*

Keywords: *Hess and Brezowsky classification, Vercors, Alps, air temperature, thermal extreme.*

Introduction

Face au changement climatique en cours, les récentes expertises du GIEC (2007) prévoient une augmentation des phénomènes météorologiques extrêmes qui n'épargne pas les zones de montagne. Les conditions climatiques et leurs impacts directs ou indirects sur les températures du sol peuvent expliquer en partie la variabilité interannuelle de l'activité végétale et les relations thermiques saisonnières entre l'air et le sol (Rome *et al.*, 2008). La présence d'un manteau neigeux influence significativement les températures du sol, des variations interannuelles notables pouvant alors affecter la chronologie et l'intensité de cette relation (Bigot *et al.* 2007 ; Bigot et Rome, 2008). De plus, le type de circulation atmosphérique a, en partie au moins, une influence significative sur la qualité du manteau neigeux, en particulier au mois de mars, le mois en moyenne le plus enneigé des hauts plateaux du Vercors (Bigot *et al.* 2009).

Dans la prolongation de ces précédents travaux, l'objectif de cet article est d'étudier le lien entre la température de l'air et le type de circulation atmosphérique, notamment dans la perspective du réchauffement climatique en milieu de moyenne montagne; ce sont les températures extrêmes quotidiennes qui seront analysées ici. Après avoir situé l'espace d'étude dans les Préalpes françaises puis présenté les données et les méthodes d'analyse, ce travail analyse l'influence des types de

circulation atmosphérique sur la température de l'air, à partir d'une station de mesure située dans le Vercors et retenue comme référentiel statistique.

1. Le site d'étude météorologique sur les hauts plateaux du Vercors

La Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors est située à 1100 mètres d'altitude en moyenne, au sud-est du massif du Vercors qu'elle surplombe. Les données météorologiques utilisées proviennent de la station *Près de Gerland* (44°52'2"N ; 5°28'6"E) située au cœur de la Réserve, à 1510 mètres d'altitude, dans la « zone de combat » biogéographique, c'est-à-dire la limite entre les étages subalpin et alpin, vers 2020 mètres d'altitude (Figure 1). Les instruments de mesure utilisés dans le parc météorologique de la station de Gerland sont décrits par Bigot *et al.* (2006).

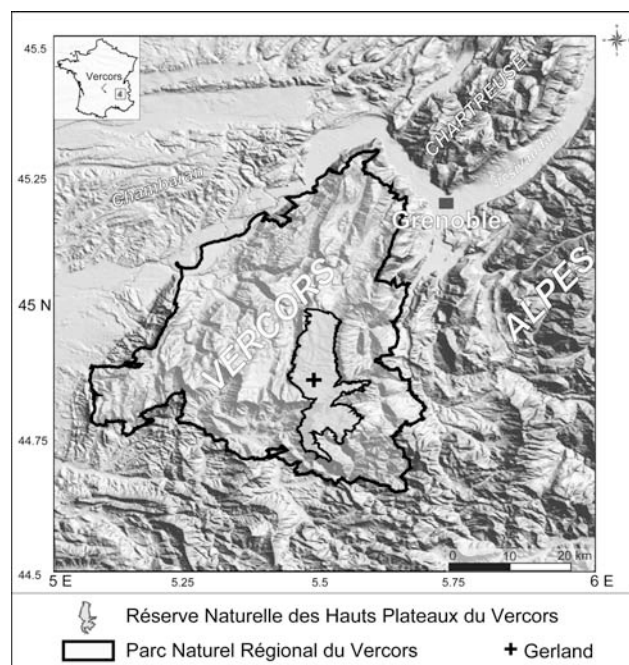


Figure 15. Station météorologique « Près de Gerland » sur les hauts plateaux du Vercors, à 1510 mètres d'altitude. A gauche, carte de localisation de la station; en haut à droite, photo du parc météorologique.

2. Données et méthode d'analyse

2.1. Les température de l'air et la détection des extrêmes thermiques

Les données thermiques utilisées sont mesurées au pas de temps de 15 minutes (soit 96 valeurs quotidiennes) et analysées ici sur la période allant du 20 novembre 2004 au 31 décembre 2008 (Figure 2). Les calculs portent sur les valeurs quotidiennes moyennes, soit 1535 jours. Les valeurs thermiques extrêmes sont repérées en sélectionnant les centiles les plus froids (centile 0,01) et les plus chauds (centile 0,99) des données de température de l'air, soit 32 journées au total. La station de Gerland enregistre une température moyenne annuelle de +4,6°C, c'est-à-dire de l'ordre de celle des stations alpines de Chamrousse ou de l'Alpe d'Huez, stations situées respectivement à 1785 et 1860 mètres d'altitude (Bigot *et al.*, 2006). L'amplitude thermique absolue est de 36,9°C (Tableau 1).

Valeurs thermiques moyennes quotidiennes remarquables à la station de Gerland (période allant du 20/10/2004 au 31/12/2008).

Tableau 1

	Valeurs (en °C)	Evénements
Température minimale	-14,5 °C	29/12/2005
Température maximale	22,4 °C	28/07/2005
Température Moyenne	4,6 °C	
Température extrême minimale (centile 0,01)	T<-11,4 °C	16 jours
Température extrême maximale (centile 0,99)	T>18,6 °C	16 jours

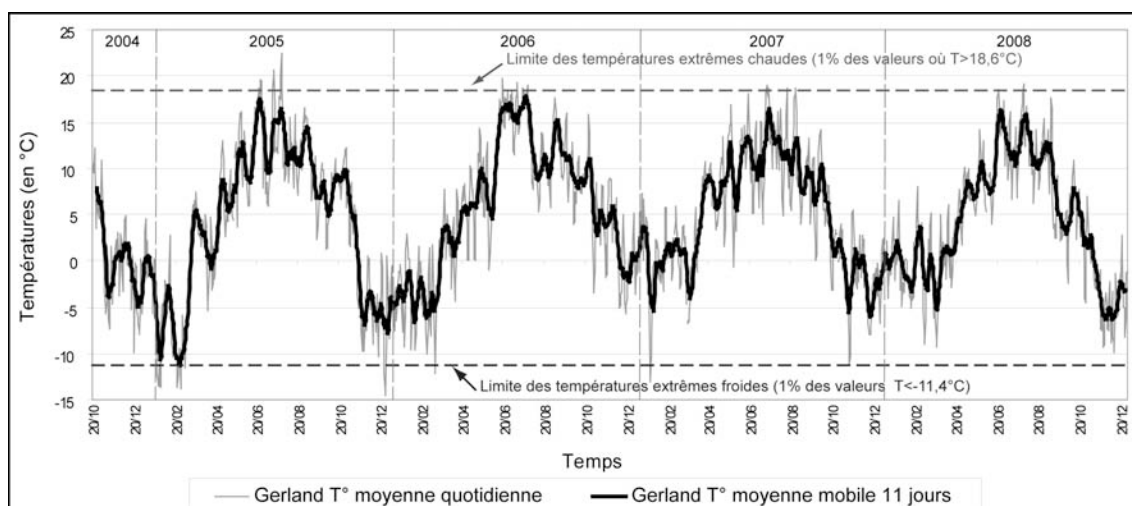


Figure 16. Températures (en °C) à Gerland du 20 octobre 2004 au 31 décembre 2008 ; la série est filtrée par une moyenne mobile (fenêtre de 11 jours).

La détection des températures extrêmes révèle les forts contrastes thermiques de l'année 2005 qui compte l'essentiel (81%) des froids hivernaux extrêmes et près de la moitié (44%) des chaleurs estivales extrêmes (Tableau 2). Les années 2006 et 2007 présentent chacune le quart des extrêmes thermiques maximaux. Alors qu'elle est l'année la plus froide, 2008 ne présente aucun froid extrême, alors que c'est pourtant l'année la plus froide en moyenne (alors que 2006 est la plus chaude).

Décompte interannuel (2004-2008) du nombre de jours extrêmes à Gerland (la série débute en octobre 2004).

Tableau 2.

Nombre de jours de température extrême (détection des centiles 0,01 et 0,99) par année	Années					Total	Température moyenne (°C)
	2004	2005	2006	2007	2008		
Nombre de jours avec $T^{\circ} < -11,4^{\circ}\text{C}$	0	13	1	2	0	16	-12,9
Nombre de jours avec $T^{\circ} > +18,6^{\circ}\text{C}$	-	7	4	4	1	16	19,5
Températures moyennes (en °C)	0,7	4,2	5,6	5,0	4,2	-	4,6

2.2. Identification des types de circulation selon la méthode de Hess et Brezowsky

Le type de circulation atmosphérique est analysé grâce à la Classification objective des types de temps sur l'Europe réalisée par James (2007) ; elle est elle-même fondée que la classification de Hess et Brezowsky qui intéresse surtout la partie de l'Europe centrée sur l'Allemagne, englobant la France, les îles britanniques, le sud de la Scandinavie, les pays baltes jusqu'à la Roumanie et le sud de l'Italie continentale. Cette classification fournit l'analyse fréquentielle des circulations de données météorologiques synoptiques: pression au niveau de la mer et géopotential à 500 hPa au-dessus de l'Atlantique Nord et de l'Europe. Elle permet d'étudier quotidiennement la circulation à partir de trois groupes de circulations (zonale, mixte et méridienne), dix types principaux et vingt-neuf sous-types (Hess et Brezowsky, 1952 ; Gerstengarbe et Werner, 2005 ; James, 2007 ; Tableau 3).

Les types de circulation atmosphérique allant de janvier et juillet cumulent l'essentiel des extrêmes thermiques étudiés dans le cas du Vercors : 44% des froids extrêmes ont lieu en janvier et 69% des chaleurs extrêmes en juillet (Tableau 3).

Types de circulation atmosphérique en janvier et juillet des quatre années étudiées, selon l'Objective Grosswetterlagen (Adapté de James, 2007). Les jours repérés en gris foncé indiquent les températures hivernales ($T < -11,4^{\circ}\text{C}$) et estivales ($T > 18,6^{\circ}\text{C}$) extrêmes.

Tableau 3

Jours / mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Jan 2004																															
Jan 2005																															
Jan 2006																															
Jan 2007																															
Jan 2008																															
Jul 2004																															
Jul 2005																															
Jul 2006																															
Jul 2007																															
Jul 2008																															

GWL	Types de circulation	BM	Zonal Ridge across Central Europe	HFA	Scandinavian High, Ridge C.Europe
WA	Anticyclonic Westerly	TM	Low over Central Europe	HFZ	Scandinavian High, Trough C.Europe
WZ	Cyclonic Westerly	NA	Anticyclonic Northerly	HNFA	High Norway-Iceland, Ridge C.Eur.
WS	South-Shifted Cyclonic Westerly	NZ	Cyclonic Northerly	HNZ	High Norway-Iceland, Trough C.Eur.
WW	Maritime Westerly (Block E.Europe)	HNA	Icelandic High, Ridge C.Europe	SEA	Anticyclonic South-Easterly
SWA	Anticyclonic South-Westerly	HNZ	Icelandic High, Trough C.Europe	SEZ	Cyclonic South-Easterly
SWZ	Cyclonic South-Westerly	HB	High over the British Isles	SA	Anticyclonic Southerly
NWA	Anticyclonic North-Westerly	TRM	Trough over Central Europe	SZ	Cyclonic Southerly
NWZ	Cyclonic North-Westerly	NEA	Anticyclonic North-Easterly	TB	Low over the British Isles
HM	High over Central Europe	NEZ	Cyclonic North-Easterly	TRW	Trough over Western Europe

3. Des extrêmes thermiques liés à différents types de circulation atmosphérique

Les types de circulation associés aux températures extrêmes diffèrent selon la saison froide ou chaude (Figure 3). La figure 4 décrit les circulations principalement associées aux températures extrêmes en hiver et en été à l'échelle des hauts plateaux du Vercors.

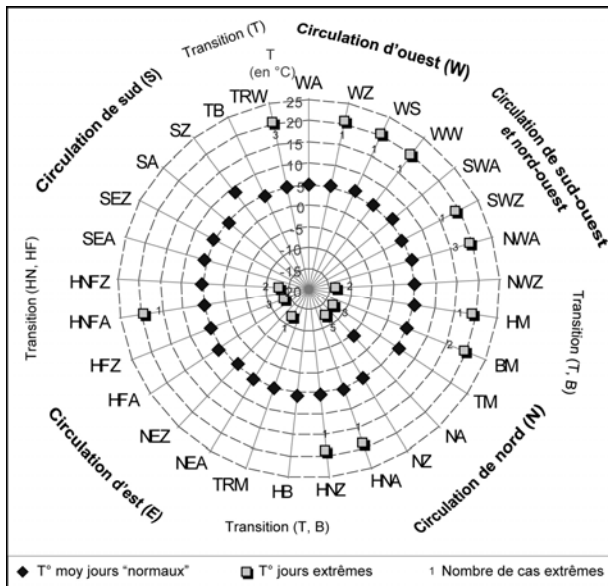


Figure 17 : Types de circulation atmosphérique (29 types) comparés aux températures (en °C) moyennes ('jours normaux') et extrêmes à Gerland (du 20/10/2004 au 31/12/2008). En pointillé : isothermes. Le nombre de jours considérés comme extrêmes est indiqué à côté des valeurs des températures.

3.1. De grands froids hivernaux surtout associés à une circulation méridienne de nord

Les minima extrêmes de températures de l'air à Gerland ($T < -11,4^{\circ}\text{C}$) correspondent à 6 types sur les 29 que compte la classification de Hess et Brezowsky (Figure 3) ; ce sont les types TM, NWZ, HNFZ, NZ, HFZ et NEA, qui correspondent à un flux moyen provenant du nord, associé à des centres d'action aussi bien anticycloniques que dépressionnaires. Les froids hivernaux extrêmes à l'échelle quotidienne pour le Vercors correspondent donc généralement à une circulation méridienne perturbée de nord (comme NZ : *Cyclonic Northerly*) qui occasionne le plus grand nombre de cas extrêmes (31%). Les records de froids ($-13,5^{\circ}\text{C}$ en moyenne) sont associés à des circulations dépressionnaires de nord-ouest (NWZ : *Cyclonic North-Westerly*) avec 12% des cas, ou encore à de hautes pressions sur la Scandinavie (HFZ : *Scandinavian High, Trough C.Europe*) avec 19% des cas. Ces grands froids sont également présents lorsqu'une dépression du golfe de Gênes (TM : *Low over Central Europe*,

19% des cas) occasionne des retours d'est froids sur le Vercors. Ces froids extrêmes se produisent jusqu'en fin d'hiver, avec encore $-12,1^{\circ}\text{C}$ en moyenne journalière le 13 mars 2006, associés à une circulation anticyclonique de nord-est (NEA).

3.2. Des chaleurs estivales associées à une circulation dominante d'ouest

Les maxima thermiques ($T^{\circ} > +18,7^{\circ}\text{C}$) sont enregistrés de juin à août et associés à une plus grande variété de types de circulation atmosphérique (Figure 3), soit 11 types sur les 29 proposés (NWA, BM, WZ, WS, TRW, WW, HNA, HM, SWZ, HNZ et HNFA). C'est une circulation anticyclonique de nord-ouest qui occasionne le plus grand nombre de jours chauds extrêmes sur le Vercors (NWA : *Anticyclonic North-Westerly* : 19% des cas ; HNA : *Icelandic High, Ridge C.Europe* : 1 jour). Les circulations cycloniques d'ouest (WZ) ou de sud-ouest (SWZ) peu fréquentes, sont pourtant des journées les plus chaudes en moyenne ($T > +20^{\circ}\text{C}$). Les circulations de sud, contrairement à ce que l'on pourrait attendre, sont peu liées à des extrêmes thermiques, sauf TRW (*Trough over Western Europe*), qui engendre trois journées à plus de 20°C en moyenne, dont la plus chaude de la période étudiée avec $22,4^{\circ}\text{C}$ le 28 juillet 2005 ; ces trois jours extrêmes sont consécutifs à quatre jours de circulation de sud-ouest (WS).

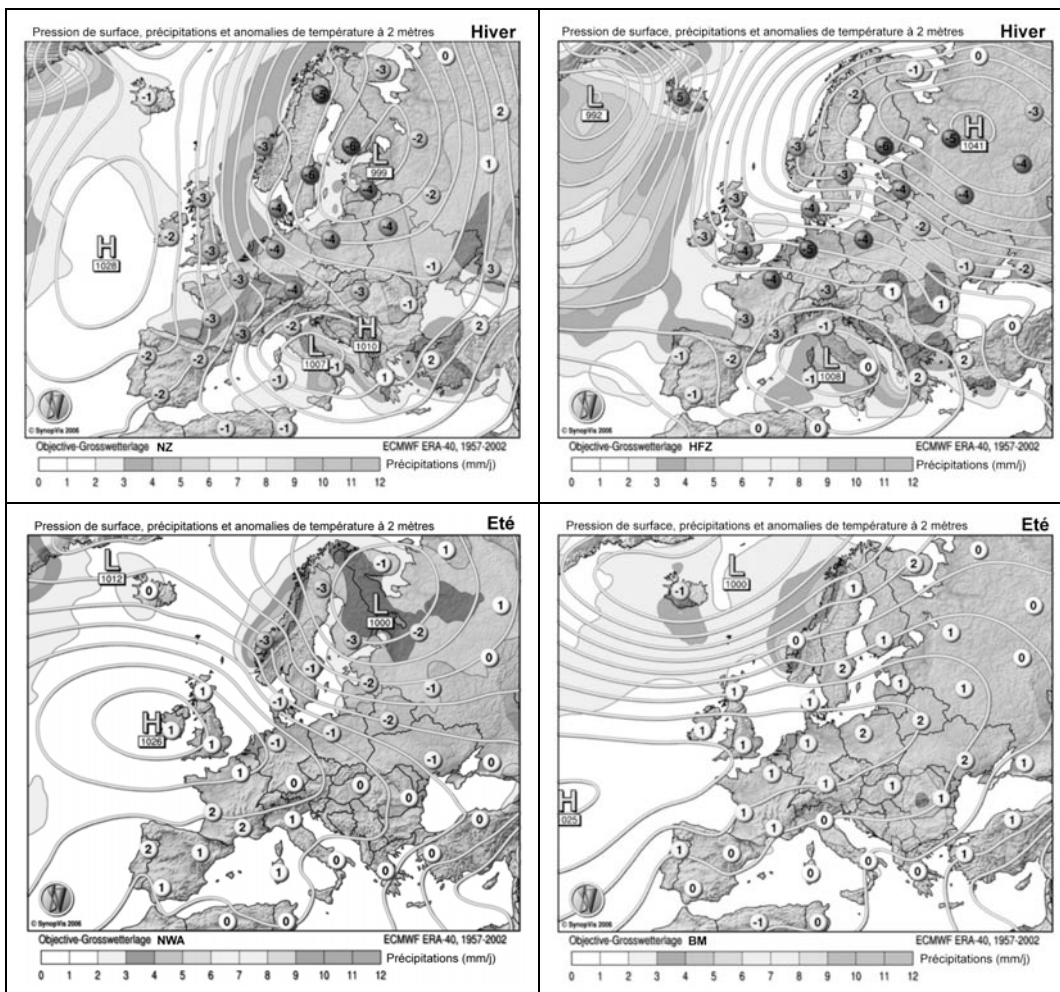


Figure 18 : Circulations atmosphériques en hiver (en haut) et en été (en bas) selon la classification météorologique de Hess et Brezowsky. En hiver, les types NZ (en haut à gauche) et HFZ (en haut à droite), ont amené respectivement 31% et 19% des froids extrêmes à Gerland. En été, les types NWA (en bas à gauche) et BM (en bas à droite) sont associés respectivement à 19 et 12% des cas de maxima extrêmes à Gerland. Les lignes représentent des isobares, les dégradés de gris les précipitations moyennes quotidiennes et les cercles indiquent la température de l'air, pour la période 1957-2002. Adapté d'après des documents issus de l'Objective-GWL Composites et des données ECMWF ERA40 Réanalyses.

Conclusion

Les extrêmes de température à Gerland sur les hauts plateaux du Vercors (Préalpes françaises) sont déterminés sur la période allant du 20 novembre 2004 au 31 décembre 2008, à partir des valeurs percentiles supérieurs (0,99) et inférieurs (0,01). Les records de froids hivernaux sont liés à des types de circulation récurrents (6 types sur les 29 que compte la classification de Hess et Brezowsky) avec une circulation atmosphérique méridienne de nord qui domine. En revanche, les extrêmes thermiques chauds estivaux sont associés à une plus grande variété de types de circulation atmosphérique (11 types sur 29) ; c'est une circulation anticyclonique de nord-ouest qui occasionne le plus grand nombre de jours de chaleur sur le Vercors. Les circulations de sud sont peu responsables de températures extrêmes, sauf exception.

Ce travail sera prochainement complété par une analyse plus précises des extrêmes thermiques, d'une part, en déterminant des seuils plus larges (5% supérieurs et inférieurs), d'autre part, il serait intéressant d'étudier les extrêmes à contre-saison, c'est-à-dire en considérant les journées les plus chaudes en hiver et les plus fraîches en été, à partir d'analyses composites de plusieurs variables déterminantes pour la circulation atmosphérique (vent, pression, humidité).

Remerciements: Les auteurs tiennent à remercier la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors pour l'accès aux données météorologiques de la station de Gerland.

Bibliographie

- Bigot S., Laurent J.-P., Rome S. & Biron P.-E., 2006 : Mise en place d'un observatoire pour le suivi éco-climatique des Hauts Plateaux du Vercors. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **19**, Epernay, septembre 2006, 125-130.
- Bigot S., Rome S., Planchon O. & Lebel T., 2007 : Variations climatiques et circulation atmosphérique européenne dans le massif du Vercors (1921-2006). *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **20**, Tunis, septembre 2007. 111-116.
- Bigot S. et Rome S., 2008 : Apports de l'imagerie satellitaire pour l'étude du climat et de l'enneigement du massif du Vercors. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **51**, 63-77.
- Bigot S., Dedieu J.-P. & Rome S., 2009: Snow cover monitoring over French Alps based on SPOT-VEGETATION S-10 products. Application to the Vercors area for the time period 1998-2008. *European Geoscience Union*, session "Teledetection and cryosphere", Vienne (Autriche), avril 2009.
- Gerstengarbe F.-W. et Werner P. C., 2005 : *Katalog der grosswetterlagen Europas (1881-2004)*. PIK Report N° 100, 153 pages.
- GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, 103 pages.
- Hess P. et Brezowsky H., 1952 : Katalog der Großwetterlagen Europas. *Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone* 33, vol. 6.
- James, P. M., 2007: An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, Volume **88**, Numbers 1-2, January 2007, 17-42(26).
- Rome S., Bigot S., Chaffard V. & Biron P.-E., 2008 : Relation entre les températures de l'air et les températures du sol : l'exemple des Hauts Plateaux du Vercors. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **21**, Montpellier, septembre 2008, 555- 560.

BILANS THERMIQUES ET RADIATIFS HIVERNAUX A L'ECHELLE DES HAUTS PLATEAUX DU VERCORS

ELSA ROTHSCHILD^(1,3), G. BELTRANDO⁽¹⁾, S. BIGOT^(2,3)

⁽¹⁾ Université Paris-Diderot – UMR 8586 - PRODIG (c.c. 7001), 75205 Paris cedex 13
elsa.rothschild@univ-paris-diderot.fr, beltrando@univ-paris-diderot.fr

⁽²⁾ Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine, 14 bis, avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble

⁽³⁾ Laboratoire LTHE (CNRS-IRD-INPG, UMR 5564) 1025, rue de la Piscine – Domaine Universitaire 38400 Saint Martin d'Hères, sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

Résumé : Cet article présente les résultats d'une recherche dont l'objectif est de caractériser pour la période hivernale, la variabilité des conditions thermiques et des bilans radiatifs récents à partir des données issues de trois stations météorologiques installées sur les Hauts Plateaux du Vercors. Cette analyse montre l'importance des facteurs topographiques qui introduisent des particularités climatiques locales.

Mots-clés : Vercors, variabilité thermique, bilan radiatif, topoclimatologie

Abstract: *Thermal and radiative winter energy storage on the scale of the high strays of Vercors. The aim of this article is to characterize the winter period, especially recent thermal conditions and radiation balance variability, with data measured by three meteorological stations located on the High Plateau of Vercors. This analysis shows the importance of topographic factors which introduce local climatic particularities.*

Keywords: Vercors, thermal variability, radiation balance, topoclimatology

Introduction

A l'échelle de l'arc alpin, les précédentes publications (Beniston *et al.*, 2005) montrent que la région alpine présente une tendance particulièrement forte au réchauffement de l'atmosphère au cours du XXe siècle. En effet, les températures ont augmenté de plus de 1,5°C, soit du double de la moyenne globale. Cependant, ce premier constat reste peu représentatif des conditions locales, en raison notamment de la faible densité des réseaux de mesure et de la multitude de facteurs topoclimatiques et microclimatiques qu'introduit la grande variabilité du relief en zone montagneuse. Les études concernant les variations du climat passé et présent aux échelles spatiales et temporelles fines demeurent indispensables, afin de mieux comprendre les interactions entre les différentes composantes du climat et ainsi, d'estimer de manière plus précise, la réponse régionale et locale au changement climatique global.

Située à une altitude moyenne de 1620 mètres, la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors est ainsi une zone privilégiée d'étude. D'une part, le Vercors, massif calcaire préalpin, constitue un carrefour climatique entre les Préalpes du nord, exposés aux influences atlantiques et les Préalpes du sud, soumises aux influences méditerranéenne. D'autre part, les Hauts Plateaux du Vercors sont représentatifs d'une zone altitudinale singulière, la zone de combat (limite supérieure de l'arbre) située entre l'étage montagnard et l'étage subalpin (Bigot *et al.*, 2006). Le suivi des conditions climatiques locales de cette zone s'avère donc intéressant, notamment dans des perspectives écologiques (aires de répartition, phénologie végétale) hydrologique (stock nival et ressource en eau pour les populations en contrebas) et économique (tourisme, agriculture). Ce travail s'intéresse plus particulièrement à la variabilité des conditions thermiques et des bilans radiatifs récents au cours de la période hivernale. La température de l'air et le rayonnement sont au centre de nombreuses interactions bioclimatiques qui influencent notamment la qualité et la durée du manteau neigeux (Rome et Bigot, 2008).

Cette étude consiste à analyser les données de température et de rayonnement, mesurées *in situ* grâce à trois stations météorologiques installées sur les Hauts Plateaux du Vercors par le LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et en Environnement) et la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors. Elle s'inscrit par ailleurs dans le cadre d'un programme d'étude pluridisciplinaire (Zone Atelier 'Alpes' du CNRS) qui s'intéresse aux interactions entre le climat, les écosystèmes alpins et leurs usages.

1. Les mesures micro-météorologiques

La Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors, située dans le sud-est de la France et à l'intérieur du Parc Naturel Régional du Vercors, a été équipée à partir de 2004, de trois stations météorologiques, placées de manière à prendre en compte l'allongement latitudinal de la réserve et sa variabilité altitudinale (figure 1). Les stations de Darbounouse (44°58'42''N- 5°28'48''E ; 1350 m), de Gerland (44°52'2''N - 5°28'6''E ; 1510 m) et de Jardin du Roi (44°46'16''N-5°31'16''E ; 1740 m) sont par ailleurs installées au niveau de zones ouvertes de pelouse d'altitude bordée par des futaies de résineux. La température de l'air à 2 m est mesurée à Gerland par un capteur Vaisala HMP45 et à Darbounouse et Jardin du Roi par un capteur Rotronic MP100A. La densité de rayonnement globale (W/m^2) est fournie par un pyranomètre SP1110 pour les stations de Darbounouse et Jardin du Roi. Ce capteur enregistre le rayonnement solaire pour la bande spectrale 350-1110nm. La station de Gerland est quant à elle équipée d'un radiomètre Kipp & Zonen CNR1 qui mesure le rayonnement solaire incident et réfléchi pour la gamme 0,3-3 μm et le rayonnement infrarouge incident et réfléchi pour la gamme 5-42 μm .

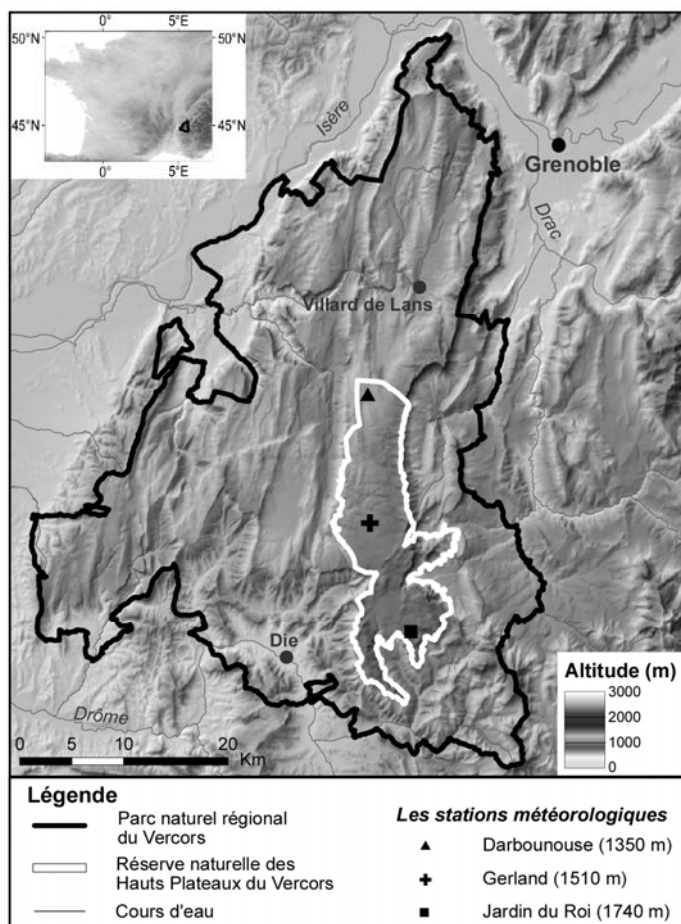


Figure 1. Localisation de la zone d'étude et des 3 stations météorologiques. Données du MNT de résolution 75x75 m fournies par le Parc Naturel Régional du Vercors.

Les données météorologiques utilisées sont les moyennes calculées toutes les 15 minutes à partir des mesures acquises au pas de temps de 3 minutes. Les stations ayant été installées à des dates différentes, la période de mesure commune débute le 9 décembre 2005. Le travail s'effectue donc sur 3 périodes hivernales, et plus précisément sur les 3 périodes neigeuses allant du 1^{er} décembre au 30 avril (sauf pour l'hiver 2005-2006).

Ce travail consiste essentiellement à une analyse comparative de la variabilité des paramètres étudiés aux échelles mensuelles, quotidiennes et horaires. Il s'agit également d'expliquer en partie cette variabilité en prenant en compte les facteurs topoclimatiques tels que l'altitude, la pente et l'orientation. Dans un premier temps, l'étude s'attache à l'analyse des séries thermiques puis, dans un second temps, à l'analyse des données de rayonnement. Les quatre composantes du rayonnement global mesurées à Gerland permettent de calculer les bilans de rayonnement solaire, infrarouge et global ainsi que l'albédo selon les formules suivantes :

- Rayonnement solaire net = Rayonnement solaire incident – Rayonnement solaire réfléchi
- Albédo = Rayonnement solaire réfléchi / Rayonnement solaire incident
- Rayonnement infrarouge (IR) net = Rayonnement IR incident – Rayonnement IR réfléchi
- Rayonnement global (R_g) = Rayonnement solaire net + Rayonnement IR net

Une étape de vérification et de correction des données a été effectuée avant tout traitement, notamment pour les données de rayonnement. De nuit, des imperfections dans les capteurs peuvent provoquer des valeurs négatives de rayonnement solaire ou des valeurs généralement comprises entre -2 et 2 W/m^2 . Elles sont alors remplacées par 0, ces valeurs n'ayant pas de sens physique. Par ailleurs, lorsque le capteur de la station Gerland est couvert de neige, il arrive que le rayonnement solaire incident soit inférieur au rayonnement solaire réfléchi et on obtient alors un albédo supérieur à 0,9. Les valeurs de rayonnement incident sont dans ce cas remplacées par celles du rayonnement réfléchi multiplié par 0,9. Enfin, les données de rayonnement infrarouge ont été corrigées en raison de l'influence de l'émission propre du capteur.

2. La variabilité thermique et l'influence du relief

2.1. Le cycle thermique quotidien hivernal

De manière générale, l'analyse de l'évolution quotidienne des températures moyennes horaires au cours de la période hivernale montre que les trois stations présentent des profils thermiques similaires : décroissance des températures de 13-14h à 6h (UTC) puis réchauffement des températures lié à l'apport d'énergie solaire (figure 2). Dans le détail, on remarque que la station de Darbounouse, qui est la station à la fois la plus basse en altitude et la plus septentrionale, enregistre la nuit des valeurs bien plus froides que les deux autres stations alors que la journée, notamment entre 11-18h (UTC), la température est supérieure à celles des deux autres stations.

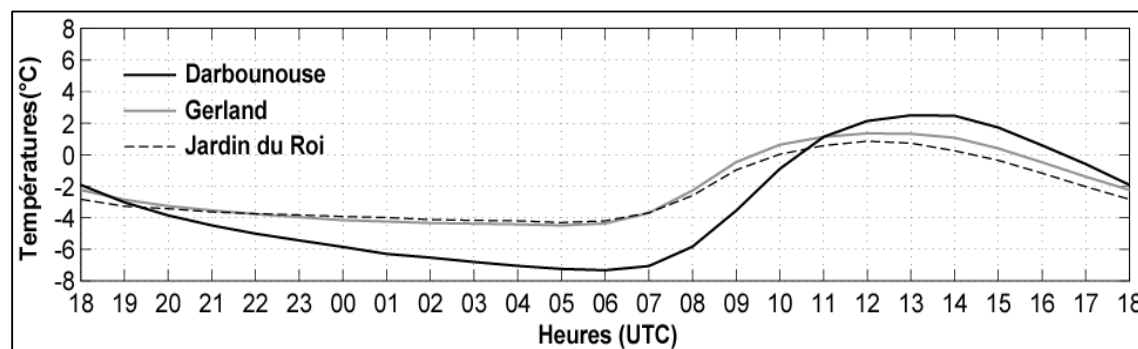


Figure 2. Evolution moyenne horaire des températures (à partir des données stockées au pas de temps de 15 minutes) : exemple de l'hiver 2005-2006.

2.2. Une évolution thermique variable selon les jours

Pour comparer l'évolution thermique quotidienne au cours de la période hivernale, selon les heures et les années, nous avons construit les thermo-isoplèthes à partir des valeurs moyennes horaires pour chaque station (Madelin, 2004). Il apparaît ainsi que l'hiver 2005-2006 est le plus froid et que l'hiver 2006-2007 est le plus chaud. Comme le montre la figure 3 qui présente la variabilité horaire et journalière des températures pour l'hiver 2005-2006, les minima journaliers sont enregistrés au moment du lever du soleil. Deux périodes thermiques se distinguent : de mi-mars à fin avril, les températures augmentent essentiellement en raison de l'augmentation de la durée du jour. Les amplitudes thermiques entre le jour et la nuit sont particulièrement fortes à Darbounouse. L'évolution diurne et hivernale des températures est nettement dépendante de la succession d'épisodes plus ou moins froids, directement liés à la succession des types de temps. Les jours où les températures minimales sont particulièrement froides, les amplitudes thermiques quotidiennes sont fortes alors que certains jours sont au contraire caractérisés par de très faibles amplitudes thermiques.

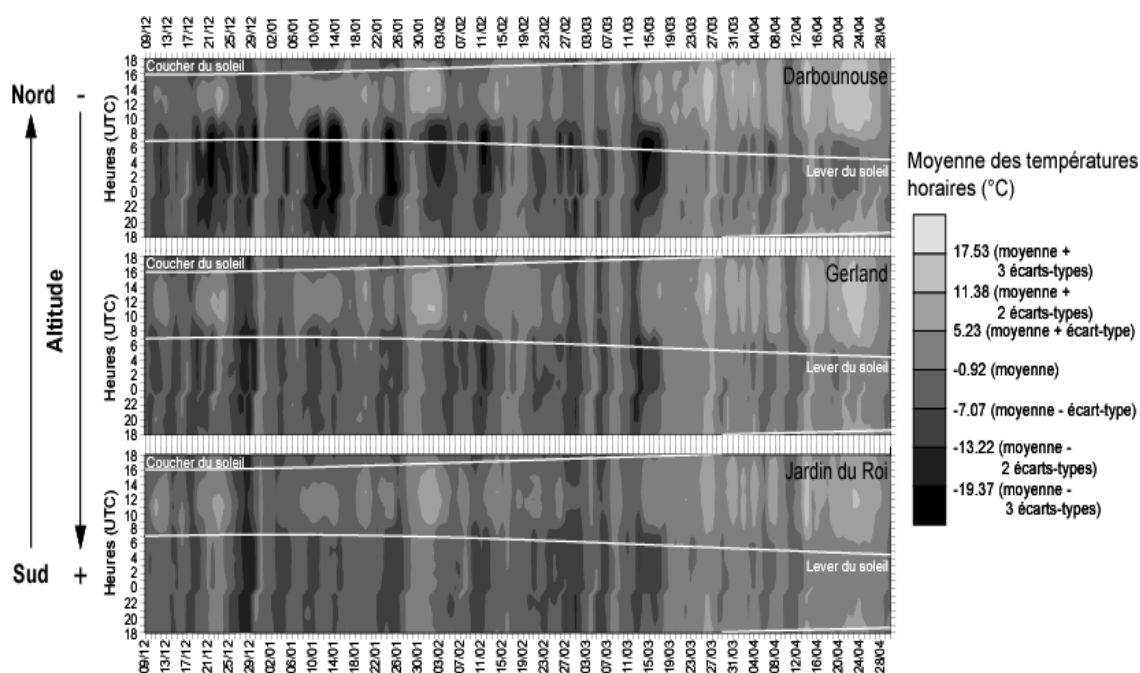


Figure 3. Evolution journalière et horaire des températures de l'air (à partir des données stockées au pas de temps de 15 minutes) : exemple de l'hiver 2005-2006.

Afin de comprendre ces évolutions thermiques différenciées, nous nous sommes intéressés à la relation entre la température et les termes du bilan radiatif.

3. La relation entre la température et le rayonnement

3.1. L'évolution mensuelle de l'ensoleillement

Dans un premier temps, les durées théoriques moyennes mensuelles d'ensoleillement sont calculées à l'aide d'un modèle mathématique intégrant l'effet du relief environnant (pente, orientation et ombre projetée) et la hauteur du soleil sur l'horizon durant la période considérée (figure 4). Le programme utilisé, Solar Analyst, est proposé par le module Spatial Analyst du Système d'Information Géographique ArcGis9.x.

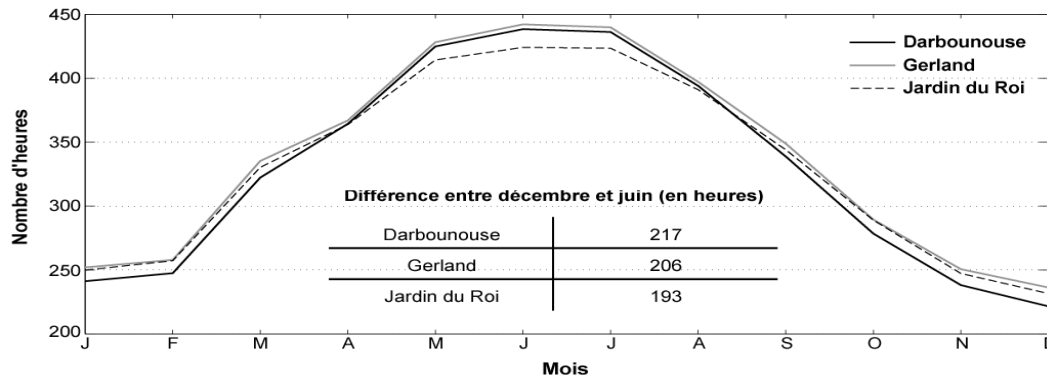


Figure 4. Durée théorique moyenne mensuelle de l'ensoleillement des 3 stations des hauts plateaux calculée à partir du MNT de résolution 75x75m.

La station de Darbounouse enregistre des durées théoriques mensuelles d'insolation inférieures aux deux autres stations au cours de la période hivernale alors que de mi-avril à octobre, les valeurs sont très proches de celles de Gerland. Pour Jardin du Roi, la station la plus élevée, c'est le contraire et les valeurs sont inférieures à celles des deux autres stations durant la période printanière et estivale et deviennent très proches de celles de Gerland le reste de l'année. Ce sont les différents facteurs topographiques et le milieu environnant qui conditionnent ces valeurs.

3.2. Les variations journalières des termes du bilan radiatif

Pour les stations de Darbounouse et de Jardin du Roi, nous ne disposons que des données de densité de rayonnement global (figure 5a). Le rayonnement solaire enregistré à Darbounouse est inférieur à celui mesuré à Jardin du Roi, du lever du soleil jusqu'à 14h (UTC) puis les valeurs deviennent similaires jusqu'au couché du soleil. On peut donc conclure qu'en raison de la topographie du site de Darbounouse, le rayonnement solaire est plus faible qu'à Jardin du Roi.

Les variations horaires du bilan de rayonnement à Gerland (figure 5b) montrent une évolution classique : pendant la nuit, le bilan total est négatif puisque seul le rayonnement infrarouge net intervient alors que le jour, le bilan est positif.

Afin de visualiser les relations qui peuvent exister entre les fluctuations des températures et les variations des composantes du bilan radiatif, la figure 6 présente l'évolution, au cours de l'hiver 2006-2007, des amplitudes thermiques journalières pour chaque station, de la densité de rayonnement global pour Darbounouse et Jardin du Roi, et des bilans de rayonnement solaire et infrarouge ainsi que les variations de l'albédo.

De manière générale, les journées qui enregistrent des amplitudes thermiques fortes, notamment pour Darbounouse, correspondent à des journées caractérisées par un rayonnement solaire incident important et un rayonnement infrarouge plus faible que la moyenne. Ces journées sont probablement caractérisées par un temps clair et des vents faibles, la nuit étant alors le siège d'un important refroidissement nocturne. Les deux périodes thermiques s'individualisent bien sur les graphiques de l'évolution du rayonnement solaire pour les trois stations, ainsi l'augmentation des températures au cours de cette période est directement liée à l'augmentation du rayonnement solaire. Enfin, on remarque que l'albédo reste élevé tout au long de l'hiver avec des phases de diminution qui sont liées notamment à la qualité et la durée de l'enneigement.

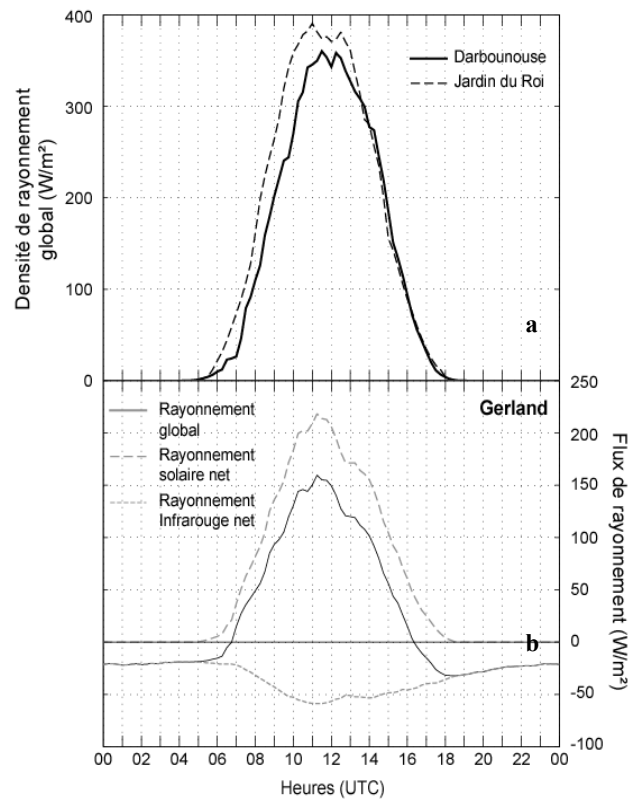


Figure 5 : Evolution moyenne horaire de la densité de rayonnement (a) et des termes du bilan radiatif global à Gerland (b) : exemple de l'hiver 2006-2007.

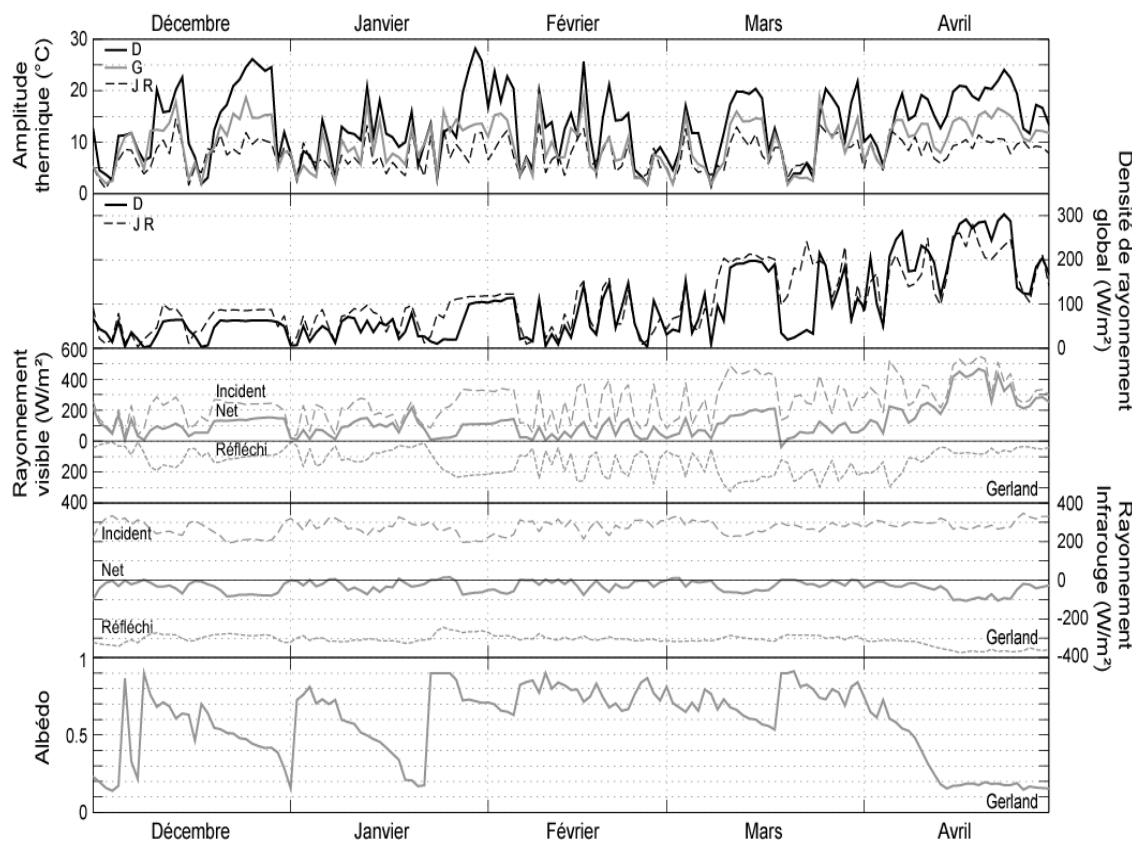


Figure 6 : Evolution quotidienne des amplitudes thermiques journalières pour Darbounouse (D), Gerland (G) et Jardin du Roi (JR), de la densité de rayonnement (D, JR) ainsi que l'évolution pour Gerland de l'albédo et des termes des bilans de rayonnement solaire et ceux de rayonnement infrarouge : exemple de l'hiver 2006-2007

Conclusion

Finalement, l'étude de la variabilité de la température et des termes du bilan radiatif met en évidence des différences entre les stations qui s'expliquent essentiellement par des particularités locales liées probablement à la pente, l'exposition ou encore l'ombrage. Ce premier travail descriptif constitue une étape initiale dans l'élaboration des bilans d'énergie à l'échelle des Hauts Plateaux du Vercors.

Remerciements : Les auteurs remercient le personnel de la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors et du Parc Naturel Régional du Vercors pour leur avoir fourni les données météorologiques et le Modèle Numérique de Terrain.

Bibliographie

Beniston M., 2005 : Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, **162**, 1587-1606.

Bigot S., Laurent J.-P., Rome S. et Biron P.-E., 2006 : Mise en place d'un observatoire pour le suivi éco-climatique des Hauts Plateaux du Vercors. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **19**. Epernay, septembre 2006, 125-130.

Madelin M., 2004 : L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne : modélisation spatiale aux échelles fines des températures et des écoulements de l'air. Thèse de doctorat, Université Paris 7, 412 p.

Rome S., Bigot S., Chaffard V., Biron P.-E., 2008 : Relation entre les températures de l'air et les températures du sol : l'exemple des Hauts Plateaux du Vercors. *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **21**. Montpellier, septembre 2008, 555-560.

LES MOYENNES MENSUELLES DE TEMPERATURE A PARIS DE 1676 A 2008

D. ROUSSEAU

Conseil Supérieur de la Météorologie

42 avenue Gaspard Coriolis 31057 TOULOUSE CEDEX France

Daniel.Rousseau.met@orange.fr

Résumé : *La série des températures mensuelles à Paris (1757-1886) publiée par E. Renou en 1887 a été complétée, grâce aux mesures antérieures de L. Morin (1676-1712) et aux observations postérieures de Paris-Montsouris (1873-2008). L'utilisation conjointe de données d'Angleterre centrale et des Pays-Bas a permis de proposer une ébauche des températures pour l'intervalle de 44 ans (1713-1756) dépourvu d'observations de température, entre les mesures de Morin et les données de Renou. La confrontation des séries avec une série des dates de vendanges en Bourgogne a permis d'identifier les périodes présentant des biais, qui ont été corrigés. Ainsi se trouve constituée pour Paris une série homogène de 333 ans.*

Mots clés : *Histoire du climat, température, longue série, variabilité, dates de vendanges*

Abstract: *The monthly averages of temperatures in Paris from 1676 until 2008. Monthly means temperatures series (1757-1886) published by Renou in 1887 has been completed using Morin measures (1676-1712) and Paris-Montsouris temperatures (1873-2008). The lack of reliable observations from 1713-1756 has been filled thanks to correlated Central England and De Bilt temperatures. Biases in the series has been detected using harvest dates in Burgundy; then they have been removed. Therefore a 333 years homogeneous series has been obtained for Paris region.*

Key words: *Climate history, temperature, long series, variability, harvest dates*

Introduction

Dans son étude sur le climat de Paris parue dans les Annales du Bureau Central de Météorologie, Emilien Renou a publié en 1887 une série de moyennes mensuelles de température à Paris de 130 ans portant sur la période de 1757 à 1886. Plus récemment, Jean-Pierre Legrand et Maxime Le Goff (1992) redécouvraient les observations météorologiques de Louis Morin, étalonnaient et convertissaient ses mesures de température en degrés Celsius et publiaient des températures journalières, mensuelles et annuelles pour Paris de 1676 à 1712. Nous disposons également des mesures de température réalisées à Paris-Montsouris par le service météorologique français de 1873 à 2008. On se propose d'obtenir une série homogène de moyennes mensuelles de température pour la région parisienne sur une longue durée (sur 333 ans de 1676 à 2008), à l'instar de ce qui est disponible pour l'Angleterre centrale (Manley, 1974) ou pour les Pays-Bas (van Engelen et Nellestijn, 1996).

Pour réaliser cet objectif, il est nécessaire d'une part de reconstituer une série de température sur la période 1713 à 1752, pour laquelle des mesures *in situ* ne sont disponibles qu'épisodiquement et, d'autre part, d'analyser sur les autres périodes la cohérence des séries disponibles.

Les plus longues séries ayant été réalisées à l'Observatoire de Paris et au Parc Montsouris, qui sont relativement proches et où des températures très similaires ont été enregistrées dans leur période de recouvrement de 1873 à 1886, nous supposons dans cet article que le lieu de référence se situe au parc de Montsouris, dans l'environnement de la fin du XIX^e, c'est-à-dire non perturbé par l'effet urbain.

1. Estimation des températures de Paris de 1713 à 1756

Entre les observations de Morin, redécouvertes et étalonnées par Legrand J.P. et Le Goff M. (1992) et les observations publiées par Renou E. (1887), les observations sporadiques qui ont pu être réalisées dans la région parisienne n'ont pas permis, jusqu'à présent, d'établir une série de températures mensuelles à partir de mesures *in situ* de 1713 à 1756. Pour combler cette lacune, on peut, à défaut, en faire une estimation à l'aide des séries homogènes établies par Manley (1974) pour l'Angleterre centrale et par van Engelen et Nellestijn (1996) pour la station de De Bilt. Bien qu'ayant

l'inconvénient de correspondre à des régions situées à environ 400 km de la région parisienne, ces séries permettent, compte-tenu de l'échelle des anomalies mensuelles de température, qui s'étendent généralement sur une portion importante de l'Europe, de calculer une estimation des anomalies de température assorties d'une marge d'incertitude qui peut être évaluée. Sur la période 1801-1900 où l'on dispose de la température sur les 3 sites, la moyenne pondérée des anomalies de De Bilt et des anomalies anglaises fournit la meilleure corrélation avec les anomalies de Paris. La droite de régression ajustant au mieux les observations est très proche de la droite $y=x$, si bien que l'anomalie des températures à Paris peut être estimée très simplement comme 60% de l'anomalie à De Bilt plus 40% de l'anomalie en Angleterre centrale, l'anomalie étant calculée par rapport à la moyenne des températures sur la période 1801-1900. Pour reconstituer une température mensuelle à Paris de 1713 à 1756, nous ajouterons donc cette estimation de l'anomalie à une estimation moyenne de la température mensuelle. Celle-ci a été calculée en faisant l'hypothèse que la différence entre la température moyenne de Paris et la moyenne pondérée (60% et 40%) de De Bilt et de l'Angleterre centrale est identique dans la période 1713-1756 à ce qu'elle a été de 1801 à 1900. Cette différence est donnée mois par mois dans le tableau 1.

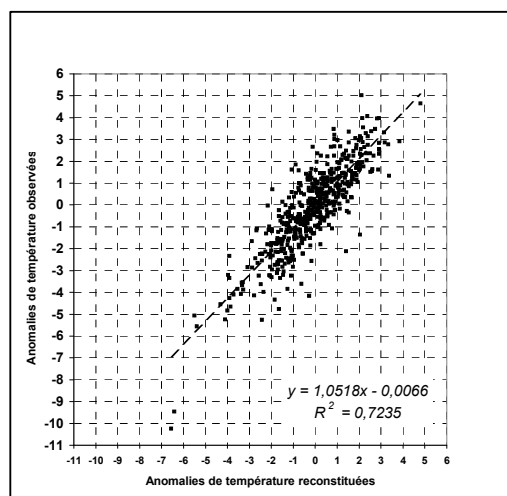
Différence (en °C) entre la température moyenne à Paris et la moyenne pondérée de la température à De Bilt (60%) et de la température en Angleterre centrale (40%).

Tableau 1

Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
0,6	1,2	1,8	2,2	2,2	2,3	2,5	2,4	2,0	1,3	1,1	0,4

En appliquant cette méthode de reconstitution des températures pour Paris sur la période test 1757-1800, pour laquelle nous disposons d'observations à Paris, il est possible d'évaluer la marge d'erreur. La corrélation entre les anomalies de température restituées et les températures observées reste presque aussi bonne sur cet échantillon test que la corrélation obtenue avec les données ayant permis d'établir la relation (coefficient de corrélation 0,85 contre 0,88), ce qui atteste de la robustesse de la liaison (figure 1).

Figure 1. Anomalies des températures à Paris comparées à une reconstitution à partir de l'Angleterre centrale et de De Bilt (calculée sur la période test 1757-1800).



L'erreur de restitution est inférieure à 1°C dans 70% des cas ; les erreurs sont les plus fréquentes et les plus importantes durant les mois de janvier, février et mars. Appliquée à la période allant de 1713 à 1756, pour laquelle nous ne disposons pas d'observations continues à Paris, la méthode fournit ainsi une température, avec une incertitude en moyenne sans doute inférieure à 1°C dans 70% des cas. La reconstitution proposée pourrait éventuellement servir de première ébauche d'assez bonne qualité, pour pouvoir prendre en compte, dans le cadre d'une analyse régionale, les mesures existantes faites *in situ* à Paris pendant la période 1713-1756. Ces mesures ont, jusqu'à présent, été écartées dans les reconstitutions des températures à Paris, du fait de leur faible qualité et de leur manque d'homogénéité (Renou, 1887 ; Dettwiller, 1981).

2. Analyse des séries publiées

Pour déceler d'éventuelles ruptures dans les séries publiées, ruptures dues au changement des conditions de mesures (en particulier à des changements de lieu), les moyennes de températures d'avril à septembre ont été confrontées aux dates de vendanges en Bourgogne, variable phénologique qui a pour intérêt d'être indépendante de tout instrument de mesure, et qui est fortement corrélée à la moyenne des températures d'avril à septembre (Angot, 1883 ; Garnier, 1955 ; Le Roy Ladurie, 2007).

2.1. Les mesures de Morin (1676-1712)

Sur le diagramme température / date de vendanges (figure 2), les points représentant les années 1676-1680 s'alignent sensiblement à 1 à 1,5°C au-dessus de l'amas des points représentatifs des autres années 1681 à 1712. La confrontation de ces observations avec les données anglaises de Manley conforte l'existence d'une rupture dans la série : la différence entre la moyenne des mesures parisiennes et celle des mesures anglaises présente, de 1676 à 1680, un écart, fluctuant selon le mois et l'année, mais en moyenne de 1,5°C supérieur à la moyenne des écarts observés lors des 32 autres années. Cette rupture peut correspondre à un changement probable de lieu ou de conditions d'observation. On sait d'ailleurs que Morin habita en ville rue Quinquempoix jusqu'en 1685 et en limite de ville à l'abbaye de Saint-Victor après 1688, où les conditions d'observation devaient sans doute être plus satisfaisantes. De 1681 à 1688, compte tenu de la variabilité interannuelle, il n'est pas possible de détecter, par seule confrontation avec les données de Manley, ou avec les dates de vendanges, une rupture avec les années suivantes. Par contre, l'écart est si important entre la période 1676-1680 et la période 1681-1712 suivante qu'il est raisonnable, à notre sens, d'apporter une correction à la reconstitution, les mesures les plus anciennes étant vraisemblablement perturbées par des effets radiatifs urbains indésirables.

La correction pour chaque mois a été calculée de telle sorte que l'écart moyen entre les données de Paris et celles d'Angleterre restituées par Manley dans les 5 premières années soit proche de celui constaté dans la période 1681-1712. Cette correction est donnée dans le tableau 2. Une fois effectuée cette correction les mesures de Morin deviennent cohérentes avec les dates de vendanges sur toute la période (figure 2).

Récapitulatif des corrections (en °C) apportées aux données brutes.

Tableau 2

Périodes	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1676-80	-1	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1	-1	-1,3	-1,8	-1	0	-0,5
1757-76	0	-0,2	-0,5	-1	-1,5	-1,8	-2	-1,8	-1,5	-1	-0,5	-0,2
1884-91	0,02	-0,25	-0,00	-0,35	-0,20	-0,51	-0,33	-0,33	-0,34	-0,57	-0,14	0,11
1892-14	0,17	0,05	0,21	-0,14	-0,00	-0,20	-0,12	-0,01	0,1	-0,24	0,13	0,41
1915-25	-0,02	-0,00	0,07	-0,21	-0,35	-0,36	-0,36	-0,08	-0,04	-0,54	0,12	0,22
1926-36	-0,09	-0,19	-0,09	-0,40	-0,38	-0,60	-0,4	-0,16	-0,22	-0,7	-0,11	0,18
1937-58	-0,25	-0,37	-0,41	-0,71	-0,57	-0,76	-0,59	-0,42	-0,38	-0,96	-0,27	-0,01
1959-67	-0,55	-0,72	-0,57	-0,84	-0,82	-1,15	-0,90	-0,59	-0,73	-1,2	-0,50	-0,33
1968-70	-0,61	-0,74	-0,46	-0,69	-0,55	-0,8	-0,56	-0,31	-0,55	-1,07	-0,4	-0,43
1971-80	-0,63	-0,71	-0,63	-0,93	-0,69	-0,83	-0,62	-0,58	-0,71	-1,36	-0,59	-0,48
1981-07	-0,62	-0,76	-0,55	-0,79	-0,59	-0,74	-0,55	-0,49	-0,4	-0,99	-0,58	-0,49

2.2. Les mesures publiées par Renou (1757-1872)

Dans un article intitulé « *Etudes sur le climat de Paris* » E. Renou a publié en 1893 une série de valeurs mensuelles de température de décembre 1756 à novembre 1886. Cette série utilise des valeurs de températures observées dans Paris (1757 à 1776), à Montmorency (1676 à 1797) et à l'Observatoire de Paris (1797 à 1886). L'examen de cette série montre une rupture entre les valeurs de 1757 à 1776 et

celles postérieures à cette date, comme l'avait noté Renou (1887) lui-même, ainsi que M. Garnier (1955), qui avait confronté cette série de températures à des données phénologiques, de même que J. Dettwiller (1981). La comparaison des deux périodes de la série de Renou à une série d'observations phénologiques, celle du début des dates de vendanges en Bourgogne, dates bien corrélées avec la température moyenne d'avril à septembre, illustre en effet cette rupture : les valeurs des températures de la première période sont presque toujours situées bien au-dessus de celles de la deuxième période, pour les années de dates de vendanges proches (figure 2). Cette différence entre les deux périodes s'explique sans doute tant par la localisation différente des observations, que par les conditions d'observation. Les observations dans la première période étaient faites « à des fenêtres à l'intérieur de Paris ». Afin de pouvoir utiliser ces 20 ans d'observations réalisées dans des conditions peu satisfaisantes quant à leur représentativité, mais qui contiennent néanmoins des informations précieuses vis-à-vis des fluctuations climatiques, une correction fixe pour chaque mois de l'année a été apportée. Cette correction est calculée de façon à ce que la moyenne des valeurs mensuelles de 1757 à 1776 soit pratiquement identique à celle calculée sur la suite de la série de Renou de 1777 à 1886. Cette hypothèse suppose une stabilité des valeurs climatiques moyennes entre les deux périodes successives, hypothèse qui paraît plausible, car elle se vérifie sur les séries de Manley. Le tableau 2 donne concrètement, selon le mois, la valeur en °C de la correction apportée aux données de Renou.

Après cette correction, les nuages de points illustrant la relation température d'avril à septembre / date de début des vendanges ne présentent plus de discordance entre les deux périodes (figure 2).

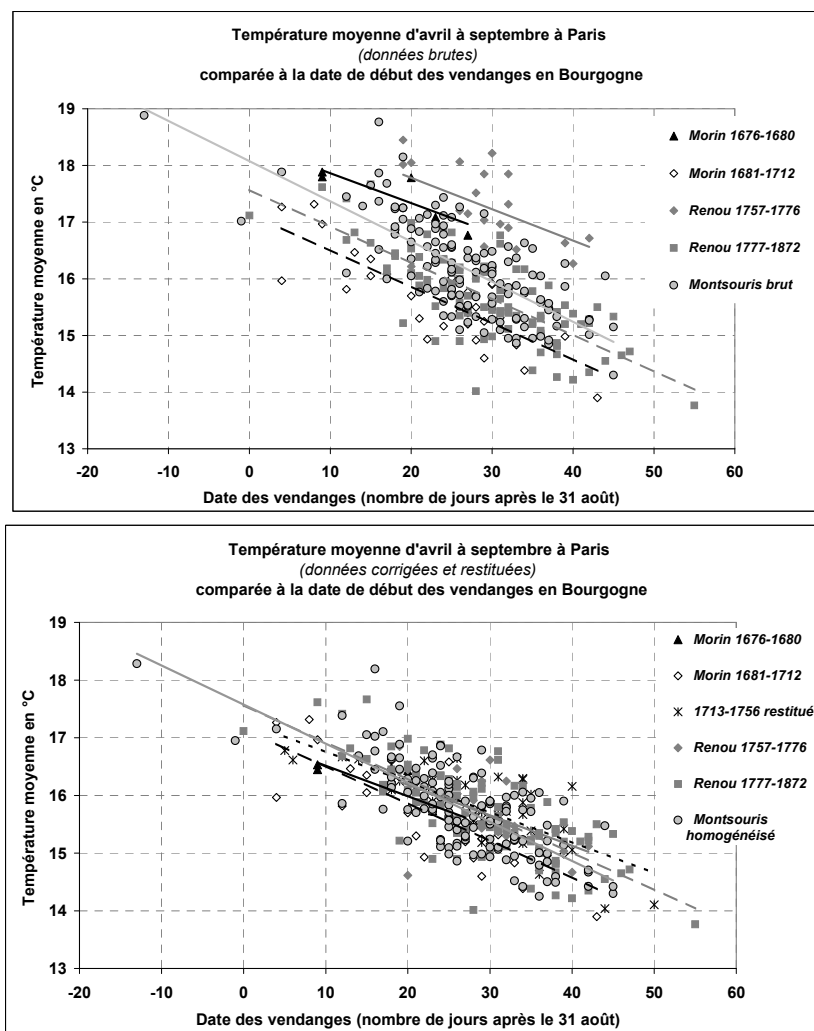


Figure 2. Relation entre date de vendanges et température moyenne d'avril à septembre : en haut, avant homogénéisation des températures des séries partielles ; en bas, pour la série homogénéisée de 333 années.

2.3. Les mesures de Paris-Montsouris (1873-2008)

Depuis 1873 jusqu'à nos jours, nous disposons pour Paris d'une série complète d'observations au Parc Montsouris. Au cours de cette période, l'environnement a progressivement changé. A la fin du XIX^e siècle, le site était encore un site rural au sud de l'agglomération de Paris. L'extension de l'agglomération a modifié l'environnement. Si le site est encore à l'intérieur d'un parc, il est de nos jours non loin du centre d'une vaste agglomération de 10 millions d'habitants, soumis donc à l'effet urbain qu'elle engendre. Si l'on compare les mesures faites à Montsouris à celles d'autres stations entourant Paris, on constate des ruptures attribuables à des modifications des conditions de mesure, mais aussi à une discordance grandissante des observations de Paris, attribuables à l'intensification de l'effet urbain. Pour évaluer les fluctuations à long terme du climat, une série dite « homogénéisée » des températures à Paris a été réalisée par Météo-France, dans l'optique de la détermination du changement climatique (Moisselin *et al.*, 2002). Les corrections d'homogénéisation apportées aux données brutes sont données dans le tableau 2. Comme les observations de Montsouris entre 1873 et 1886 sont très proches de celles de l'Observatoire, les corrections d'homogénéisation seront effectuées à partir d'une valeur de Montsouris inchangée en début de période. La série ainsi obtenue assure la continuité avec la série de températures de l'Observatoire après 1873 et tente de reconstituer une température de référence de la région parisienne qui ne serait pas perturbée par l'effet urbain.

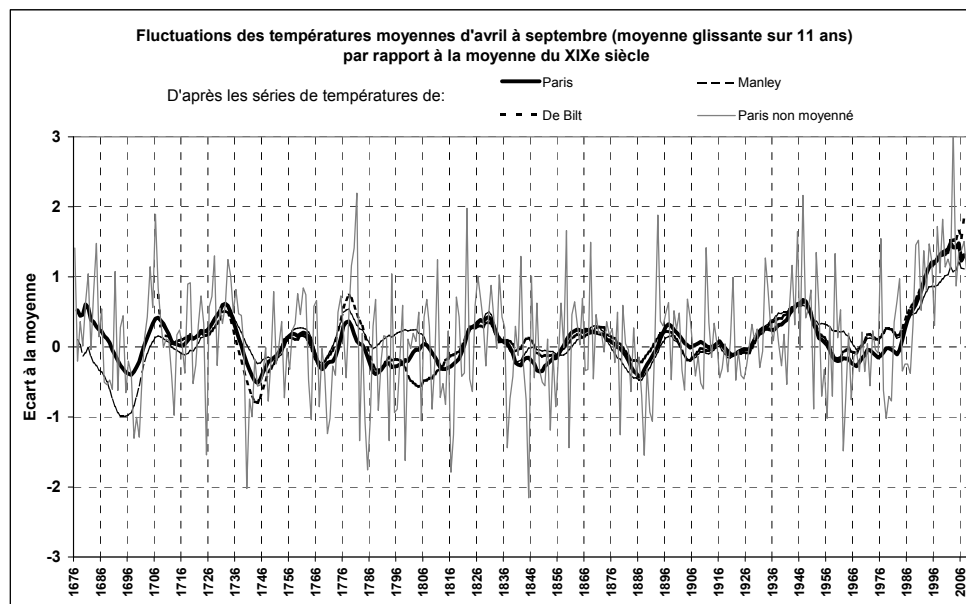


Figure 3. Comparaison des écarts à la température moyenne d'avril à septembre pour Paris, l'Angleterre centrale et De Bilt.

4. Résultats

La série que nous avons obtenue pour Paris peut être confrontée aux longues séries de mesures de température les plus proches qui ont fait l'objet d'homogénéisation : celle de l'Angleterre centrale et celle de De Bilt. La figure 3 illustre le fait que la série de 333 ans de Paris est très cohérente en ce qui concerne les températures printanières et estivales avec les séries d'Angleterre centrale et de De Bilt. On note aussi sur toutes les courbes une envolée des moyennes sur 11 ans des températures à partir de la moyenne 1978-1988 centrée sur 1983, hausse dont l'amplitude dépasse les fluctuations du passé : le réchauffement climatique se distingue donc des fluctuations pluri décennales des températures à partir de 1988.

Conclusion et perspectives

En utilisant les données brutes publiées, une série des moyennes mensuelles de température a été établie pour la région parisienne. Dans le tableau 2 sont données toutes les modifications qui ont été

faites aux données brutes, afin éventuellement d'améliorer cette ébauche si de nouvelles données ou de nouvelles études permettent d'affiner l'analyse dans le futur.

Nous avons pu constater un parallélisme de l'évolution des températures de la série de Paris avec l'évolution des températures des séries de l'Angleterre centrale et de De Bilt. Ceci renforce en conséquence la confiance qui peut être accordée à ces séries. Elles constituent un outil de travail précieux pour les climatologues et les historiens, mais aussi pour nombre d'études interdisciplinaires concernant par exemple la démographie, l'économie ou l'épidémiologie.

Bibliographie

Angot A., 1883 : Etude sur les vendanges en France. *Annales du Bureau Central de Météorologie*, tome I, B29-B120.

Dettwiller J., 1981 : Les températures annuelles à Paris durant les 300 dernières années. *La Météorologie 6^e série*, **25**, 103-109.

Garnier M., 1955 : Contribution de la phénologie à l'étude des variations climatiques. *La Météorologie 4^e série*, **40**, 291-300.

Legrand J.P. et Le Goff M., 1992 : *Les observations météorologiques de Louis Morin*. Monographie n°6, Direction de la Météorologie Nationale, 36p.

Le Roy Ladurie E., 2007 : *Abrégé d'histoire du climat du Moyen Âge à nos jours*. Annexe par V.Daux, 163-170, Fayard, Paris.

Manley G., 1974 : Central England temperatures : monthly means 1659 to 1973, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **100**, 389-405.

Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées de température et de précipitations. *La Météorologie 8^e série*, **38**, 45-56.

Renou E., 1887 : Etudes sur le climat de Paris, Troisième partie, Température. *Annales du Bureau Central de Météorologie*, tome I, B195-B225.

Van Engelen A. et Nellestijn J.W., 1996 : *Monthly, seasonal and annual means of air temperature in tenths of centigrades in De Bilt, Netherlands, 1706-1995*. KNMI report.

LA VAGUE DE FROID DE JANVIER 2005 DANS LE NORD-EST DE L'ALGÉRIE

SOUMIA. SABBA, A. MEDJERAB

*Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et Aménagement du Territoire
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene
BP : 32 El – Alia Bab-Ezzouar 16111, Alger- Algérie
E-Mail: sabba-soumia@live.fr., a_medjrab@hotmail.com*

Résumé : La vague de froid qui a concerné le Nord-Est de l'Algérie, du 22 au 27 janvier 2005 a été exceptionnelle. Certaines stations ont approché leur record mensuel de froid. Les températures sont descendues en dessous de la barre des dix degrés après une température clémente et des chutes de neige ont été observées dans quelques villes au Sud de l'Algérie (Sahara). Dix postes synoptiques ont été sélectionnés pour faire ressortir les principales caractéristiques de cette vague de froid. Les températures ont été comparées aux normales climatiques (1961-1990). Elles sont d'ampleur inégale selon la région considérée. Une analyse des conditions synoptiques a été réalisée afin de connaître les facteurs à l'origine de cette vague de froid.

Mots Clés : Vague de froid, janvier 2005, Algérie.

Abstract: *The cold spell in the North East of Algeria in January 2005 .The cold spell which concerned the North East of Algeria from 22 till 27 January 2005 was exceptional. Some stations have approached their monthly record of cold and the temperatures are hovered below the bar of ten degrees after a mild temperature, snow falls were noticed in some cities in the south of Algeria (Sahara). Ten synoptic stations were chosen to bring out the main characteristics of this cold spell. Temperatures were compared with climate normal (1961-1990), they are unprecedented according to the considered region. An analysis of synoptic conditions was performed to know the factors which are the cause of this cold spell.*

Key words: cold spell, January 2005, Algeria.

Introduction

Une vague de froid sans précédent s'est installée durant la fin du mois de janvier 2005 dans l'Est de l'Algérie, avec des températures avoisinant par moments le zéro degré sur l'ensemble de la région d'étude. Un record de -7 °C a été même enregistré dans la station de Sétif. Les fortes chutes de neige qui se sont abattues sur la région ont paralysé l'activité au niveau des administrations et des établissements scolaires, provoquant la fermeture de plusieurs routes à la circulation et l'isolement de plusieurs villes et villages du pays. L'épaisseur de la neige a atteint plus de 1 mètre dans le nord de la région d'étude. Même le transport maritime et aérien a été perturbé, puisque le port et l'aéroport de Bejaia se trouvent paralysés par ces intempéries. Cette vague de froid a touché l'ouest du bassin méditerranéen, ainsi que de nombreux pays du Maghreb, causant des averses en Tunisie et des précipitations neigeuses au Maroc. Des pluies se sont également précipitées dans les régions du Sahara Central et du Hoggar Tassili. Elles sont dues à l'effet d'une intense activité pluvio-orageuse qui s'est développée sur ces régions sous l'effet conjugué de pénétration d'air froid (polaire) et de remontés d'amas nuageux d'origine subtropicale. Ces intempéries ont eu des conséquences sur la vie sociale et économique: augmentation spectaculaire des accidents de la route, asphyxies par oxyde de carbone, effondrements de vieilles bâtisses causant douze décès et 47 blessés. Les services de la protection civile ont effectué au moins 2070 interventions.

1. Cadre géographique

La région hydrographique Constantine-Seybouse-Mellegue, couvrant une superficie de 44719 Km² (ANRH. 1974), occupe la région la plus Orientale de l'Algérie du Nord, située entre la région Algérois-Hodna-Soummam et la frontière Tunisienne. Elle est bordée au Nord par la mer Méditerranée et au Sud par le bassin du Sahara. La région englobe cinq grands bassins versants hydrologiques (Figure 1) : le Kebir Rhumel (bassin 10) avec une superficie de 8815 Km², la Seybouse (bassin 14 avec 6475 Km²), la Medjerdah-Mellegue (bassin 12 avec 7785 Km²), les Hauts Plateaux (07) (9578 Km²), les côtiers Constantinois (03) (11566 Km²), composé par le Côtier Constantinois Ouest (03A)

(2870 Km²), le Côtier Constantinois Centre (03B) (4129 Km²) et le Côtier Constantinois Est (03C) (4567 Km²).

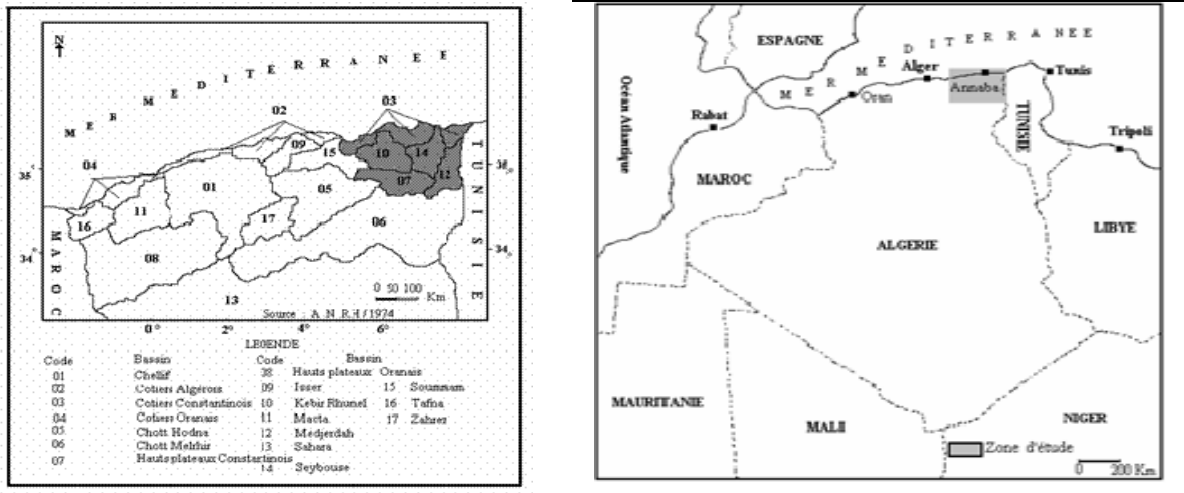


Figure 1. Carte de situation de la zone d'étude par rapport aux bassins versants de l'Algérie

Du Sud au Nord, sur 250 km à vol d'oiseau, on passe d'un relief présaharien, fortement plat et au climat sub-aride à aride, à des massifs montagneux humides portant des forêts de chêne-liège. Dans cette direction, on traverse le bastion montagneux relativement boisé de l'Aurès et Nememcha, la grande gouttière semi-aride des Hauts Plateaux et les reliefs de basses montagnes subhumides du Tell. La principale caractéristique du relief c'est le morcellement en éléments longitudinaux quasiment parallèles. De la mer en allant vers l'intérieur, se succèdent le Tell maritime, le Tell inférieur, les Hautes Plaines et l'Atlas Saharien (Figure 2).

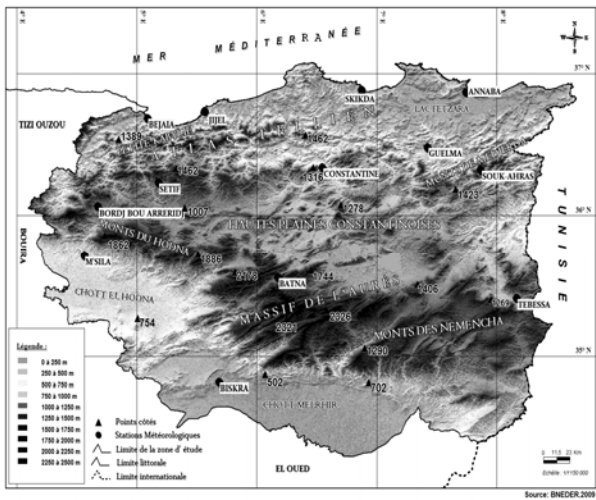


Figure 2. Carte des zones naturelles



Figure 3. Carte de situation des stations Météorologiques

2. Données et méthodes

Les données quotidiennes de températures moyennes (Tm), minimales (Tn) et minimales absolues mesurées sous abri ont été collectées auprès de l'Office National de la Météorologie (ONM), pour une période qui s'étale de 1960 jusqu'à 2005. Le réseau de mesure comporte 13 stations (Figure 3), d'expositions variées, réparties en trois groupes : quatre stations sur le littoral, trois sur l'Atlas Tellien et six sur les Hautes Plaines. Elles sont représentatives des principaux topo-climats de la région.

Ces données sont exploitées pour identifier les vagues de froid pendant notre période référence. En effet, une vague de froid peut être caractérisée par une chute brutale et importante de la température de l'air. Il s'ensuit alors une période froide, qui s'étend une période relativement longue, de quelques jours à plusieurs semaines. Cette définition étant assez vague, nous avons essayé de donner une définition géographiquement spécifique à l'Algérie. Nous définissons la *vague de froid* comme étant une période durant laquelle la température minimale journalière est restée inférieure à -2°C au moins 3 jours consécutifs et durant laquelle le minimum de cette période est descendu au moins deux fois sous la barre de -4°C . Cette méthode est adoptée par météo-Belgique, mais nous avons modifié les seuils car le climat de l'Algérie est dans l'ensemble aride à semi-aride, donc on peut dire que cette méthode est valable pour tout le territoire Algérien.

3. Résultats

3.1. Analyse de l'évolution de la température annuelle

Des conditions anticycloniques d'hiver s'installent un peu avant l'heure sur le pays jusqu'au 23 du mois. Un mois de janvier qui aura commencé dans le froid, des températures largement inférieures aux normales, nous accompagnées pour culminer à plus de -10°C dans de nombreuses régions du pays. Non, ce n'est pas en Europe du Nord que cela se passe, mais bel et bien en Algérie. Des températures atteignant les -15°C à la station de Mecheria alors que le thermomètre a affiché des températures inférieures à -2°C tout au long de la troisième décennie sur la majeure partie du pays. Le tableau suivant donne les températures minimales absolues observées dans quelques stations de mesure de notre région pour l'année 2005 (tableau 1) :

Répartition de la température minimale absolue de l'année 2005

Tableau 1

Stations :	Température minimale annuelle absolue
Constantine	-5,0
Annaba	0,5
Batna	-8,5
Bordj-Bouarredj	-7,5
Tébessa	-3,8

L'analyse de ce tableau montre que la température minimale annuelle absolue de l'année 2005 s'élève à $-3,8^{\circ}\text{C}$ à Tébessa et $-8,5^{\circ}\text{C}$ à Batna. Le classement des années au cours de la période 1971-2005 en fonction de leur température minimale annuelle absolue à la station de Batna (Figure 4) indique que l'année 2005 s'inscrit dans le sillage de la succession des 6 années les plus froides de cette période.

3.2. La position de l'hiver 2005

Pour montrer le caractère exceptionnel de l'hiver 2005, il convient de le replacer par rapport aux normales thermiques de divers paramètres (températures moyennes, températures minimales et maximales).

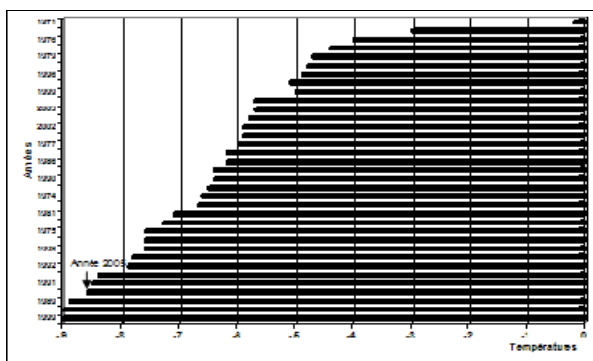


Figure 4. Classement des années au cours de la période 1971-2005 en fonction de la température minimale annuelle absolue à la station de Batna et position de l'année 2005

Dans cette analyse, nous nous limitons aux mois de décembre, janvier et février qui représentent la saison d'hiver de l'année 2005. Sachant que des vagues de froid restent possibles même en dehors de ces mois. La rigueur d'un hiver ne peut s'apprécier que par les écarts observés par rapport à une normale climatique servant de référence. Cette dernière est établie à partir de 30 années (1961-1990). L'analyse de la (Figure 5) montre que les anomalies négatives ont été observées dès le mois de décembre. C'est le mois de janvier, avec un écart de $-3,5^{\circ}\text{C}$ par rapport à la normale (1961-1990) qui enregistre le déficit le plus important, suivi février $-2,5^{\circ}\text{C}$. L'hiver 2005 est le plus froid jamais observé depuis le début de la mise en place d'un réseau d'observation en Algérie. Le froid est plus ressenti pour les températures minimales. En l'occurrence, nous avons enregistré la chute de neige les 24, 25, 26, 27, 28, 29 et 31 janvier avec une température variant entre $+10^{\circ}\text{C}$ (24/01/2005) et $-9,0^{\circ}\text{C}$ (27/01/2005). Du 25 au 3 janvier, la température minimale moyenne de est de -5°C et la température maximale moyenne est de $+1^{\circ}\text{C}$.

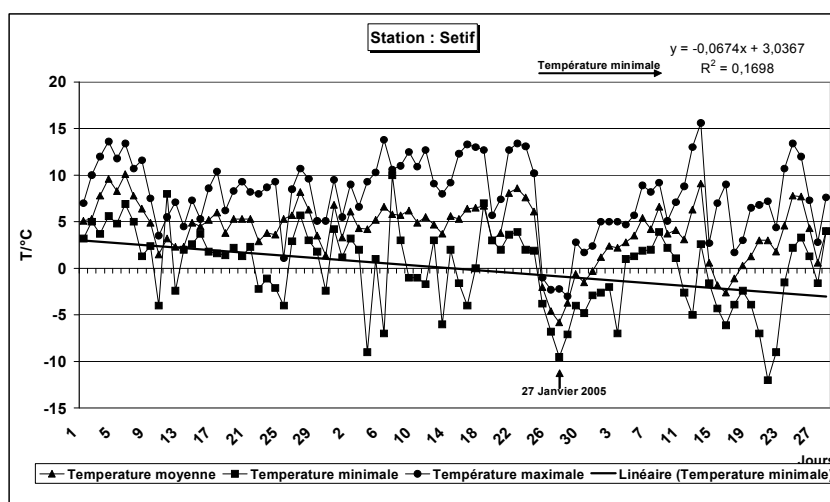


Figure 5. Évolution des anomalies des températures minimales quotidiennes de l'hiver 2005 à la station de Sétif

4. Relevé exhaustif des vagues de froid observées entre 1960-2006 :

Après un dépouillement dans les archives de l'Office National de la Météorologie, nous avons relevé les températures minimales des vagues de froid répondant à la définition retenue dans cette étude pour la station de Constantine durant la période (1960-2006).

1963 : Le **2 mars** jusqu'au **11 mars** 1963.

1978 : Le **2 janvier** jusqu'au **18 janvier** 1978.

1983 : Le **12 janvier** jusqu'au **24 janvier** 1983.

1992 : Le **premier janvier** jusqu'au **17 janvier** 1992.

2002 : Le **7 janvier** jusqu'au **16 janvier** 2002.

2005 : Le **22 janvier** jusqu'au **31 janvier** 2005.

5. Typologie de la vague de froid :

Pour l'étude de la typologie de la vague de froid (Mivis P., 2006) nous avons retenu la station de Constantine comme référence. Les paramètres suivants ont été pris en compte :

- La **date** ; de début et de fin (premier et dernier jour où la température enregistrée est de -2°C).
- La **durée** : le nombre de jours de la vague de froid.
- Le **poids** : en degrés jours avec -2°C de température minimale comme référence : une température minimale de $-3,1$ aura un poids de $-2 - (-3,1) = 1,1$. En fait, il s'agit de sommer ces degrés jours pour toute la période répondant à la définition de vague de froid.
- L'**intensité** : ou le poids par rapport à la durée : des vagues de froid peuvent être longues et modérées, d'autres courtes mais intenses.
- La **température minimale absolue** enregistrée durant cette vague de froid.

Toutes ces données ont été reprises dans la figure 6. Nous y retrouvons en abscisse les années depuis 1958 jusqu'en 2006 et en ordonnée le nombre de jours de la période de la vague de froid. La taille des sphères est proportionnelle au *poids* de la vague de froid telle que définie auparavant. Cinq de ces vagues de froid ont ainsi un poids supérieur à 15. Sur la base du graphique, nous pouvons faire déjà quelques constatations :

- La vague de froid de 2005 est importante, par son poids (36,9°) et sa durée (8 jours), comparée avec celles des années 1963, 1978, 1983, 1992, 2002.
- Toutes les autres vagues de froid remarquables avaient une période comprise entre 6 et 14 jours consécutifs.
- Les périodes de froid les plus intenses se regroupent souvent autour des années 2005, 2002, 1983, 1992, 1963 et 1978.
- On remarque aussi des trous de plusieurs années sans vague de froid (ou très faibles).

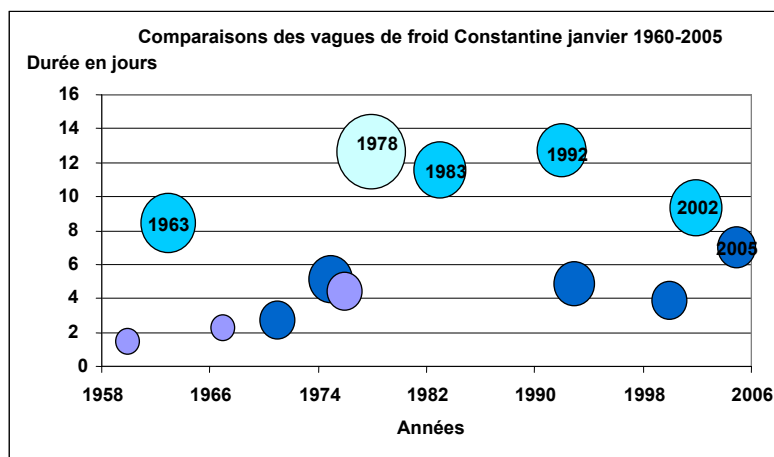


Figure 6. Comparaison des principales vagues de froid a la station Constantine

7. Situation synoptique

La période du 21 au 31 janvier 2005 a été marquée en surface (Figure 8) par un fort renforcement de la zone anticyclonique (1048 hPa) sur les Iles Britanniques à partir du 25 janvier, favorisant l'établissement d'un régime de Nord-Est perturbé vers la méditerranée et le creusement d'une forte zone dépressionnaire dans la région avec un noyau centré sur la Sicile (985 hPa). Une succession de perturbations très actives se sont développées entraînant de violentes tempêtes.

En altitude (500 hPa) Suite au renforcement de la dorsale Atlantique vers l'Europe du nord (Figure 7), on a assisté à partir du 25 janvier, à d'importantes advections d'air froid d'origine polaire vers la méditerranée occidentale et le nord de l'Afrique avec goutte froide (- 40°C) sur le bassin occidental.

Cette évolution s'est traduite par une vague de froid exceptionnelle à partir du 25 janvier sur l'ensemble des régions de l'Atlas Tellien accompagnée de fortes chutes de neige (plus de 2 mètres d'épaisseur de neige sur les massifs de la wilayas de Jijel). Cette vague de froid s'est étendue progressivement aux régions du sud entraînant localement des chutes de neige sur le nord du Sahara, la Saoura et le Tassili (30 cm d'épaisseur de neige ont été observés à Lahmar situé à 60 km au Nord Ouest de Bechar.). Des pluies diluviennes ont été également enregistrées au cours du passage de cette perturbation particulièrement sur les régions côtières de l'Est où l'on avait cumulé 199 mm à Jijel, 188 mm à Annaba, et 147 mm à Bejaia.

Les fortes chutes de neige qui se sont abattues sur la région ont paralysé l'activité au niveau des administrations et des établissements scolaires, et ont provoqué la fermeture de plusieurs routes à la circulation et isolé plusieurs villes et villages du pays à cause de la neige qui atteint une épaisseur de plus de 1 mètres dans le nord de la région d'étude, mêmes les transports maritime et aérien ont été perturbé, puisque le port et l'aéroport de Bejaia se trouvent paralysé par ces intempéries. Cette vague de froid précoce a touché l'Ouest du bassin méditerranéen, et de nombreux pays du Maghreb causant des averses en Tunisie et des pluies accompagnées de neige au Maroc.

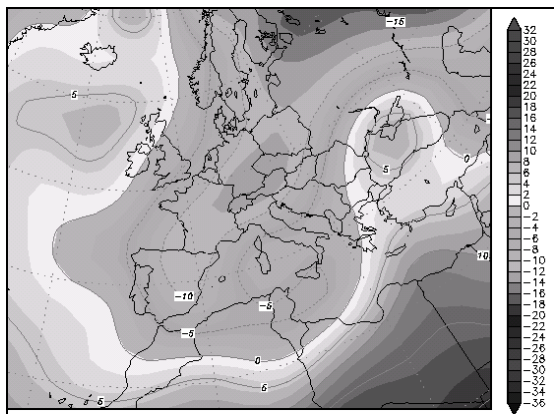


Figure 7. Températures observées au niveau du géopotential 850 hPa du 27 janvier 2005.

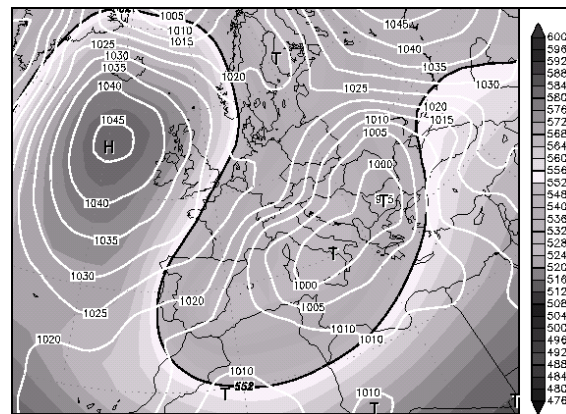


Figure 8. Situation en surface et géopotential 500 hPa du 27 janvier 2005.



Figure 9. Neige à Constantine le 27 janvier 2005



Figure 10. Neige à Sétif le 27 janvier 2005

Conclusion

La vague de froid qui a concerné l'Algérie orientale du 24 janvier 2005 au 2 février 2005, a été importante. Le mercure est descendu jusqu'à $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ à la station de Sétif. Cette vague de froid est considérée comme la plus remarquable pour le mois de janvier depuis une soixantaine d'années. Cette situation a provoqué la perturbation du trafic routier, maritime, et aérien, l'isolement des villages, la fermeture des établissements scolaires. Un record de consommation d'électricité a été enregistré (6411MW), soit 554MW de plus que le record noté en février 2007, lorsqu'une vague de froid avait traversé l'Algérie.

Bibliographie

Mievis P., Vandiepenbeeck M., 2006: *Les vagues de froid en Belgique*, Publications de l'AIC. p. 432 à 438.

Meteo-Belgique : collectif « dossier vague de froid » <http://www.meteobelgique.be>

www.wetterzentrale.de

Office National de Météorologie Algérien (ONMA) : Les données thermométriques.

LA CANICULE DE L'ÉTÉ 2003 : UN ÉVÉNEMENT MÉTÉOROLOGIQUE EXCEPTIONNEL DANS L'ALGÉRIE ORIENTALE

AMINA FERIEL SABRI, A. MEDJERAB

*Faculte des sciences de la terre, de la geographie et de l'amenagement du territoire
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene. BP : 32 El- Alia
Bab- Ezzouar 16111, Alger- Algérie.
E-mail : aminasabri5@hotmail.com, a_medjrab@hotmail.com*

Résumé: *La canicule de l'été 2003 restera dans les annales climatiques de l'Algérie comme un événement météorologique exceptionnel par sa durée (près de quatre semaines), par son intensité et par son étendue géographique. Les derniers étés caractérisés par d'intenses chaleurs n'avaient touché que certaines régions, mais l'été 2003, c'est pratiquement l'ensemble de l'Algérie qui a été touché, ainsi qu'une grande partie de l'Europe. Des records absolus de température maximale sur la majorité des stations météorologiques de l'Algérie du Nord on été battus: Alger Dar El Beida 41.8°C, Chélif 42.7°C, Bejaia 38°C, Annaba 41°C, El Kala 40°C... La durée d'insolation a été remarquablement élevée, alors que la pluviométrie se rapproche de celle des étés les moins arrosés de la seconde moitié du XXe siècle.*

Mots clés : *vague de chaleur, canicule été 2003, Algérie orientale.*

Abstract: *The heat wave of the summer 2003: a special meteorological event in Oriental Algeria. The heat wave of the summer 2003 will remain in climatic annals of Algeria like an exceptional weather event by its duration (nearly four weeks), by its intensity and its geographical extent. The last summers characterized by intense heats had touched only certain areas, but the summer 2003, it is practically the whole of Algeria which was touched, as well as most of Europe. Absolute records of maximum temperature on the majority of the weather stations of Algeria of North one beaten: Algiers Dar El Beida 41.8°C, Chélif 42.7°C, Bejaia 38°C, Annaba 41°C, El Kala 40°C... The duration of insolation was remarkably high, whereas pluviometry approaches that of the the least sprinkled summers second half of the twentieth century.*

Keywords: *heatwave, heat wave be 2003, Eastern Algeria.*

Introduction

Les changements climatiques appréhendés pour l'Algérie pourraient avoir des impacts majeurs sur les ressources, ainsi que sur les populations qui y vivent. Selon le model Magicc centré sur le Maghreb, estime un réchauffement de l'ordre de 1°C entre 2000 et 2020, et une perturbation des régimes pluviométriques avec une tendance à la baisse de l'ordre de 5 à 10% (Kadik.2008). A plus long thème, la température pourrait augmenter de 3°C d'ici 2050, et de dépasser les 5°C en 2010. (Kadik.2008). De plus, ces changements des conditions climatiques moyennes s'accompagneront probablement de changements de la variabilité et également des extrêmes du climat (Luc.2007).

La canicule de l'été 2003, qui a touché une grande partie de l'Europe et les pays du Maghreb est considérée parmi les plus chaudes des cinquante dernières années. Durant la période allant du juin 1^{er} au 31 août, des records de température maximale ont été enregistrés sur l'ensemble des stations météorologiques : 41°C à Annaba, 40°C à El Kala, 41.8°C à Alger Dar el Beida, ...

Huit postes synoptiques, les plus représentatifs de la réalité climatique de l'Algérie orientale, ont été sélectionnés pour faire sortir les caractéristiques de cette vague de chaleur. Les données des températures de 1961-2006 sont comparées à la normale climatique (1961-1990) et une analyse des conditions synoptiques a été réalisée afin de connaître les facteurs à l'origine de cette canicule.

1. Présentation de la zone d'étude

La région hydrographique Constantinoise-Seybouse-Mellegue couvrant une superficie de 44719 Km² (ANRH.1974), est la région la plus orientale de l'Algérie du Nord, située entre la région Algérois- Hodna- Soummam et la Tunisie. Elle est bordée au nord par la mer Méditerranée et au sud par le bassin du Sahara. La région englobe cinq grands bassins (figure.1) : Le Kebir Rhumel (10)

superficie (8815Km^2), la Seybouse (14) (6475km^2), la Medjerdah-Mellegue (12) (7785km^2), les Hauts Plateaux (07) (9578Km^2), les côtiers constantinois (03) (11566km^2), composé par le côtier Constantinois Ouest (03A) (2870 Km^2), le côtier Constantinois Centre (03B) (4129Km^2) et le côtier Constantinois Est (03C) (4567Km^2).

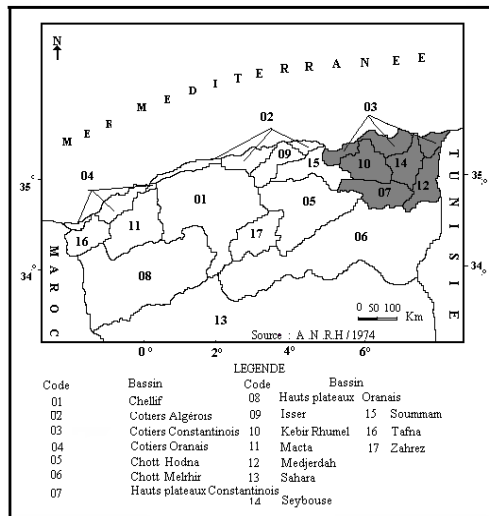


Figure 1. Carte de situation de la zone d'étude par rapport aux bassins versants de l'Algérie

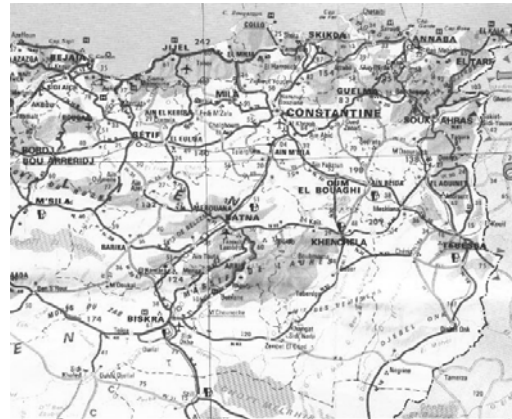


Figure 2. Cadre géographique de la région d'étude (d'après carte touristique de l'Algérie au 1/ 2 300 000, Alger, I.N.C.T., 1997)

Physiographiquement (figure.2), on peut identifier trois grandes régions naturelles, qui s'étendent approximativement d'Ouest en Est :

- La plaine côtière étroite située au Nord,
- Au sud de la plaine côtière, les terres s'élèvent jusqu'à presque 2000 m dans les montagnes de petite Kabylie à l'Ouest, et jusqu'à 1200 m dans les monts de Medjerda à l'Est. Cette bande montagneuse fait partie de la chaîne septentrionale de l'Atlas Tellien, qui est profondément découpée là où les principales rivières creusent leur chemin vers la mer.
- Les hauts plateaux, c'est une région doucement vallonnée à environ 800 m d'altitude. Au Sud des Chotts, les montagnes de l'Atlas Saharien s'élèvent jusqu'à 1700 m et définissent la limite méridionale de la région. Globalement, on peut identifier quatre zones climatiques (figure.3).
 - 1) La région côtière montagneuse humide : une large bande côtière où la précipitation moyenne annuelle varie entre 800 mm et 1600 mm.
 - 2) Région montagneuse humide : zone des pentes montagneuses de l'Atlas Tellien qui font au Sud y compris les montagnes de Constantine. La précipitation moyenne annuelle est entre 600 mm et 800 mm.
 - 3) Région des steppes semi humide : c'est la zone des collines située entre les pentes de l'Atlas Tellien qui font face au Sud et les plateaux des chotts. La pluie moyenne annuelle est entre 400 mm et 600 mm.
 - 4) La région des plateaux semi aride : elle couvre essentiellement les Hauts Plateaux Constantinois et le plateau des Chotts au sud de cette zone, les monts de l'Aurès et de Tébessa. La précipitation moyenne annuelle varie entre 300 mm et 400 mm.

2. Données et méthodes

L'analyse de la variation spatio-temporelle de la température nécessite un réseau de stations dense qui couvre toute la zone d'étude, disposant de séries de données sur une longue période dépassant les 30 ans.

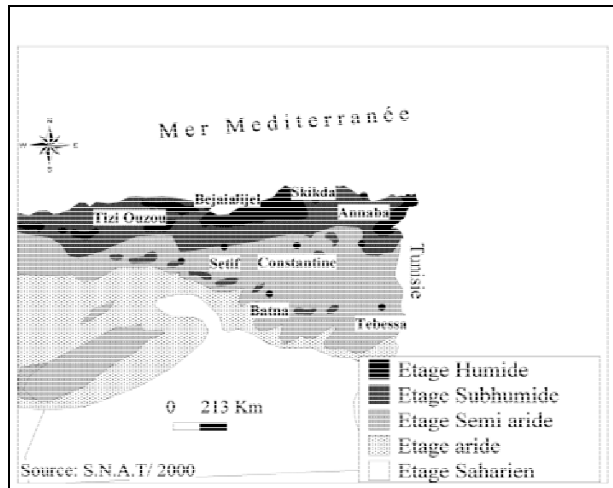


Figure 3. Carte des étages bioclimatiques

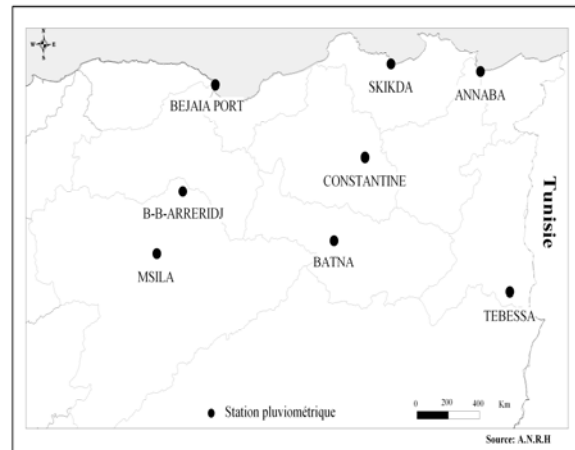


Figure 4. Localisation des stations

Au total huit (08) stations, réparties sur la zone d'étude (figure.4) ont été sélectionnées, dont trois situées au littoral, deux (02) à l'Atlas Tellien et trois (03) dans les hautes plaines. Les données quotidiennes de température moyenne (T_m), maximale (T_x) et minimale (T_n) ont été collectées auprès de l'Office National de Météorologie (ONM).

3. Problèmes de définitions

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit une vague de chaleur comme étant « *un réchauffement important de l'air, ou une invasion d'air très chaud sur un vaste territoire, généralement de quelques jours à quelques semaines* ». Sans pour autant y associer de seuil spécifique, en raison de la grande diversité des climats locaux. La chaleur étant ressentie différemment d'une région climatique à l'autre et d'une saison à l'autre. Plusieurs seuils ont été proposés pour définir un épisode de chaleur. En l'occurrence, La Grande Bretagne considère qu'il y a canicule si la moyenne journalière dépasse de plus de 4°C la normale mensuelle du lieu. L'institut royal de la météorologie des Pays-Bas la définit comme une période d'au moins (05) cinq jours consécutifs pendant lesquels la température minimale atteint 25°C et la température maximale 30°C . En France, la définition utilisée jusqu'ici, à savoir une période d'au moins deux jours consécutifs au cours desquels les températures ont atteint ou dépassé la valeur de 35°C , apparaît très réductrice, en particulier parce qu'elle ne prend pas en compte un seuil de température minimale (Bessemoulin.2004). Des notions également souvent utilisées sont celles de **jour de chaleur**, qui s'applique lorsque la température maximale du jour atteint ou dépasse 25°C , de **jour de forte chaleur** lorsque la température maximale du jour atteint ou dépasse 30°C et de jour de **très forte chaleur** lorsque la température maximale du jour atteint ou dépasse 35°C . Ces seuils, si précis soient-ils, restent encore objet de critiques. Outre leur caractère empirique, ils ne peuvent traduire la sensation de chaleur vécue dans des topo-climats différents, à une même température et au même instant (Ben Boubaker, 2006). Dans tous les cas, ils ne peuvent s'adapter au contexte algérien, surtout qu'il s'agisse de la saison estivale, déjà chaude par excellence. Les températures maximales moyennes y sont ordinairement voisines ou supérieures à 30°C dans la majeure partie du pays, y compris le littoral. Les jours de chaleur doivent donc se définir en relation avec un écart par rapport à la température moyenne « normale » d'une station donnée, pour une saison donnée. Le critère d'un jour chaud d'été ne peut pas s'appliquer à l'hiver par exemple. Deux jours consécutifs de température supérieure à la normale du mois (ou de la saison) d'au moins 25 %, constituent de ce fait une vague de chaleur, d'autant plus intense que la chaleur est persistante. Il va sans dire que cette durée de chaleur soit suffisante pour provoquer un stress accablant, nuisible pour la santé.

4. Analyse de l'évolution de la température moyenne de l'été 2003

L'été 2003 a été marqué par une canicule et par des précipitations très faibles. Il est considéré parmi les plus chauds de ces trente dernières années avec des températures maximales et minimales accentués et des anomalies positives importantes de l'ordre de 1.1 à 4.6 °C par région, par rapport à la normale (1961 - 1990) (tableau.1).

Températures moyennes de l'été 2003 et apport a la normale (1961-1990)

Tableau 1

Station	T _x	Normale (1961-1990)	Ecart	T _n	Normale (1961-1990)	Ecart
Annaba	33.7	29.1	+4,6	20.0	18.0	+2.0
Constantine	35.4	31.4	+4.0	19.1	16.4	+2,7
Batna	35.6	31.3	+4,3	17.0	15.9	+1,1
Tébessa	35.2	32.7	+2,5	19.2	15.7	+3,5

Le classement des années au cours de la période 1950-2004 en fonction de leur températures maximales moyennes de l'été à la station de Annaba (figure.5), montre que l'année 2003 a battu le record des vingt années les plus chaudes de la période d'étude. L'écart par rapport à l'année 1952, qui se classe juste après, est de l'ordre de 2.1°C

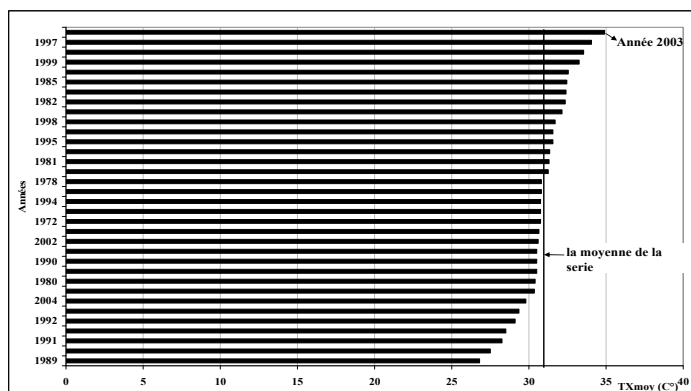


Figure 5. Classement des années de la période d'étude 1950-2004 en fonction de la température maximale moyenne de l'été 2003 à Annaba

L'étude de la tendance générale des températures durant la période 1961-2006 à la station d'Annaba (figure 6) met en exergue le pic de l'été 2003 et la tendance à l'augmentation des températures maximale (R^2 0.33) moyenne (R^2 0.34) et minimale (R^2 0.22)

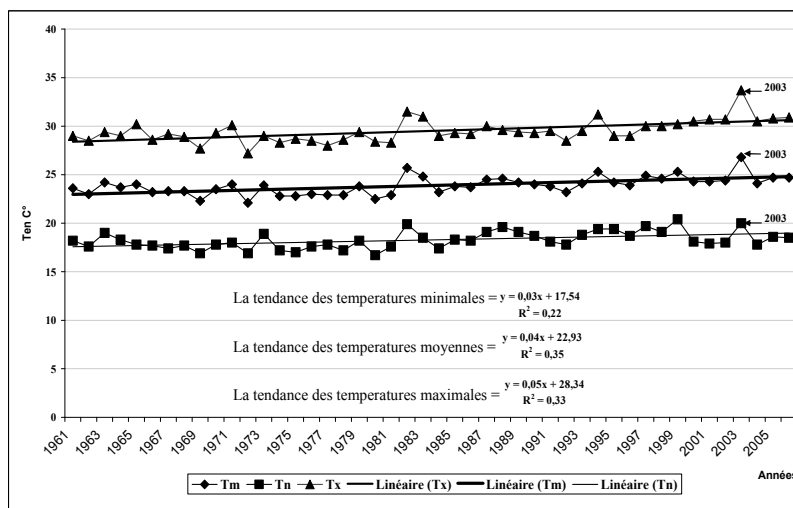


Figure 6. Evolution des températures estivales maximales, minimales et moyennes à Annaba (1961-2006)

5. Les caractéristiques de la canicule de l'été 2003

Pour montrer le caractère exceptionnel de l'été 2003, il convient de le replacer par apport à la normale climatique (1961-1990) et de dégager les températures maximales absolues, observées entre le début du mois de juin à la fin du mois août 2003.

L'analyse de la figure 7 montre que les excédents des écarts de la température maximale journalière par rapport à la normale (1961-1990) ne sont pas de même ampleur à Annaba et à Tébessa. Ces écarts sont plus importants entre les stations situées sur le littoral, telle que Annaba (+10.4°C le 23 juin 2003), et celles situées à l'intérieur comme Tébessa, qui a subi de plein fouet cette canicule mais de manière moins ample. Leur écart est de l'ordre de (+1.8°C le 23 juin 2003) et atteint même +7.6°C le 30 juin 2003).

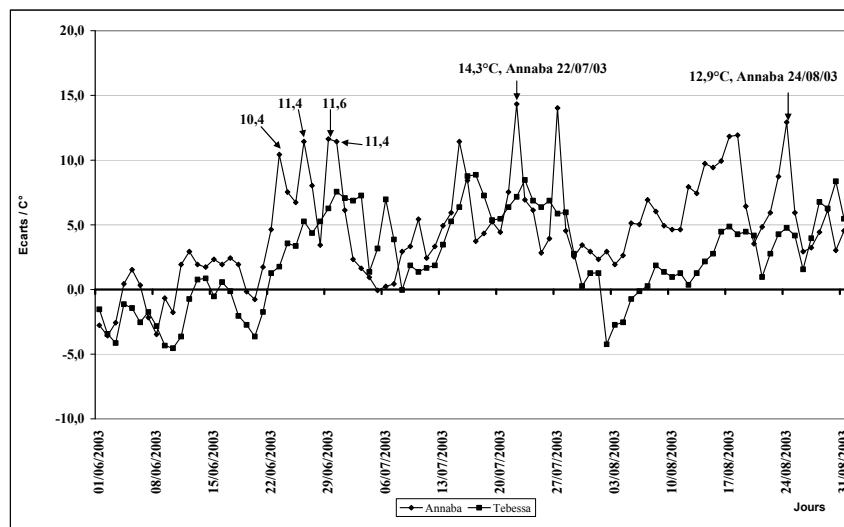


Figure 7. Variabilité des écarts des températures maximales absolues quotidiennes de l'été 2003 par rapport à la normale (1961-1990)

Cette période caniculaire est caractérisée également par l'augmentation des températures minimales. A Tébessa, 33 nuits ont enregistré des records thermiques nocturnes supérieurs à 20°C (figure 8).

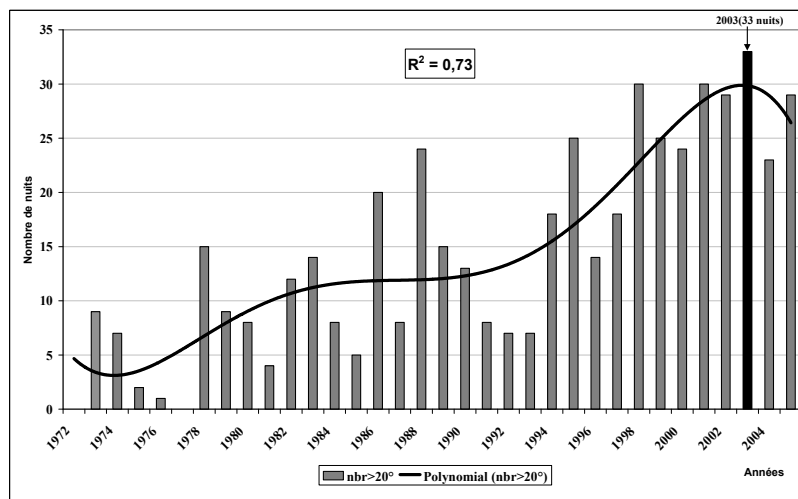


Figure 8. L'évolution du nombre de nuits tropicales ($T_n > 20^\circ\text{C}$) à la station de Tébessa (1972-2006)

6. Aspects atmosphériques de la canicule 2003

La vague de chaleur de cet été 2003 était la conséquence directe de l'installation d'un puissant anticyclone recouvrant l'Europe occidentale et lié à une solide crête de hautes pressions dans le courant-jet. Ces «situations de blocage» qui persistent plusieurs jours ne sont pas rares durant l'été. Elles donnent lieu généralement à des temps chauds et ensoleillés. Toutefois en 2003, un afflux d'air chaud venu du sud a fortement accentué et prolongé la vague de chaleur.

En analysant les cartes (du modèle numérique américain GFS) de géopotential à 500 hPa plus la couleur est foncée, plus l'altitude de la surface 500 hPa est élevée et plus l'air est chaud. C'est comme une cloche qui s'est formé (figure 9 et 10), empêchant le passage de toute perturbation. Associé à ce blocage (anticyclone) s'étale en surface avec des pressions autour de 1020 à 1025 hPa. Le phénomène de blocage est bien connu en météorologie et il s'est produit à plusieurs reprises durant l'année 2003, responsable pour une grande part de la sécheresse dans le Nord de l'Algérie. Les raisons d'une telle succession de blocages et d'une telle persistance sont encore inconnues.

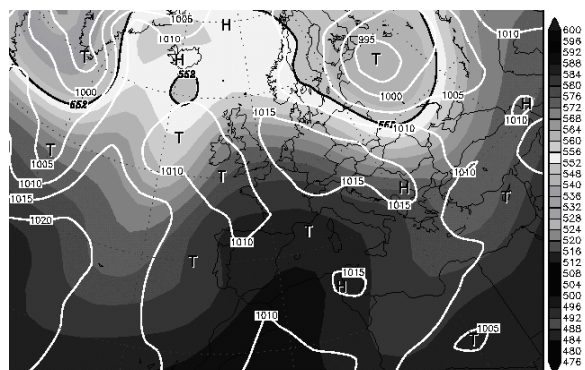


Figure 9. Champs de pression au sol et à 500 hPa du 22 juin 2003

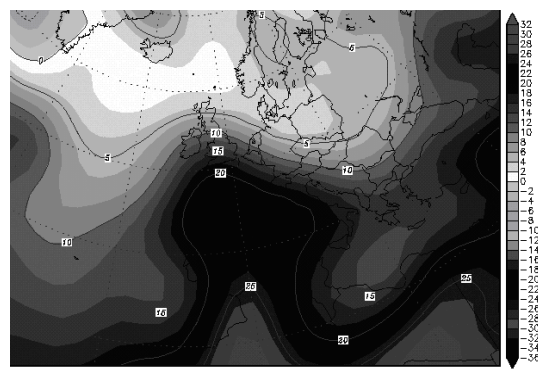


Figure 10. Températures observées au niveau du géopotential 850 hPa du 22 juin 2003

Conclusion

L'analyse des séries quotidiennes de températures mesurées dans huit stations réparties dans le Nord est de l'Algérie a permis de mettre en exergue l'exceptionnalité de la canicule 2003, à travers les anomalies positives. Des écarts très importants, atteignant $+14.3^{\circ}\text{C}$ par rapport à la normale, ont été enregistrés. Les tendances annuelles de la température observées au niveau des températures maximales, moyennes et minimales confirment ainsi l'hypothèse du réchauffement climatique au cours de ces dernières années.

Bibliographie

Ben Boubaker. H., 2006 : *Chaleur et canicules estivales dans les principales villes côtières de Tunisie*. Actes du colloque de l'Association International Climatologie. Epernay. 6-9 septembre. pp107-112.

Bessemoulin P., Bourdette N., Coutier PH. et Manach J., 2004 : La canicule d'août 2003 en France et en Europe. *La Météorologie*, N° 46, août 2004, pp. 25-33.

Kadik B. 2008 : Le changement climatique : nécessité d'une stratégie d'adaptation. Article paru dans le journal *El Waten* du lundi 12 mai 2008. pp22

Luc C. et al., 2007 : Analyse spatio-temporelle des températures pour un meilleur suivi du climat dans le nord du Québec. Rapport final. pp.97

Medjerab A., 2008 : La canicule de l'été 2003 : un événement météorologique exceptionnel dans le Nord-Ouest de l'Algérie. Colloque sciences et environnement. Faculté des sciences et techniques de Fès (Maroc° 7-8 octobre 2008).

Ministère de l'Aménagement du Territoire, de l'Environnement et du Tourisme 2007 : Equilibre durable et compétitivité des territoires. S.N.A.T, 150.p

Naveau P., 2007 : Méthodes Statistiques pour l'Analyse des Extrêmes Climatiques, Résumé des actes du colloque de l'Académie des sciences « Ecosystèmes et Evénements Climatiques Extrêmes », 4- 6 juillet. Paris, pp.20

Seguin B., 2004 : Canicule et sécheresse, quels enseignements ? .INRA mai 2004, N°6, pp. 6-9

<http://www.wetterzentale.de> (source des figures 9, 10)

TOURNANT DANS L'ÉVOLUTION DES PRÉCIPITATIONS ET DES TEMPÉRATURES AU FERLO (SÉNÉGAL) : DEUX PARAMÈTRES TRADUISANT UNE TENDANCE AU RÉCHAUFFEMENT

M. A. SARR

Laboratoire de Climatologie Risques Environnement
Centre de Recherche en Géographie et Aménagement
UMR 5600 CNRS Université Jean Moulin Lyon 3
Tel +33 6 13 96 61 18 Fax +33 4 78 78 77 64
Courriel : mamadou_sarr74@hotmail.com

Résumé : Le Ferlo est une région qui couvre une superficie d'environ 57000 km², soit 28 % du territoire national (DEFCCS, 1999) avec une densité très faible de population. Il fait partie des écosystèmes fragiles à cause d'une forte pression anthropique de part le pastoralisme et l'agriculture vivrière. Ce travail a pour objectif d'analyser l'évolution, sur plus d'un demi siècle (1951-2005), des précipitations et des températures, deux variables climatiques qui influencent la vie quotidienne des populations. Les résultats produits grâce à des méthodes statistiques sur les relevés de 3 stations de référence du Ferlo (tab.1 et fig.1) montrent un changement de tendance depuis les années 1980 mettant en évidence une amélioration des précipitations et un réchauffement des températures.

Mots-clés : pluviométrie, températures, changement de tendance, Ferlo, Sénégal.

Abstract: Turning point in the evolution of rainfall and temperatures in ferlo (Senegal): two parameters translating a tendency to warming The Ferlo is a region that covers an area of approximately 57000 km² that forms 28% of the national territory (DEFCCS, 1999) with a weak density of population. The Ferlo is part of the fragile ecosystems and that because of the strong human activities as for the pastoralism and agriculture. This work has for goal to analyze the evolution over more than half a century (1951 – 2005), of the rainfalls and the temperatures; two climate variables that influence the daily life of the population. The results produced thanks to the statistics methods on the database concerning three reference stations of the Ferlo (tab.1 and fig.1) show trend changes since the years 1980 putting in evidence an improvement of the rainfalls and a warming of the temperatures.

Keywords: rainfall, temperatures, trend changes, Ferlo, Senegal

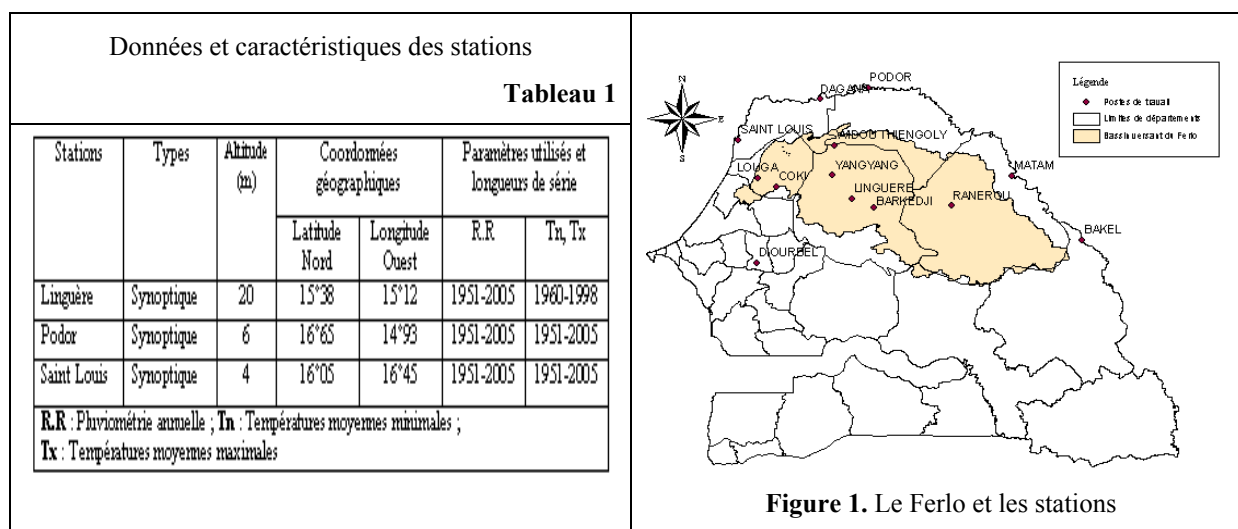
Introduction

Ces dernières décennies ont été témoin de plusieurs études sur les changements climatiques sur différentes échelles spatiale et temporelle. Le dernier rapport du GIEC (2007) fait état d'un réchauffement climatique global sans équivoque, caractérisé par une hausse des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan due à l'effet de serre. De vives polémiques sur les véritables causes de ce réchauffement du climat (Leroux, 2005, 2007 ; Usoskin, 2007 ; Svensmark, 2007) animent le monde scientifique et mettent également en évidence de nombreuses incertitudes, surtout au Sahel, présentes dans les prévisions des modèles de circulation atmosphérique. L'étude présentée trouve sa pertinence scientifique en ce qu'elle permet une surveillance continue de l'évolution du climat. Elle s'inscrit également sur une échelle plus récente pour tenter d'apporter des connaissances sur les conséquences de la variabilité climatique dans la région sahélienne.

1. Données et méthodes

Les stations sont sélectionnées en fonction de la disponibilité, de la longueur des séries et de leur fiabilité (Sarr, 2009). Les données utilisées concernent les cumuls annuels de pluie et les températures moyennes de 1951 à 2005 pour les stations de Linguère, Podor et de Saint-Louis. Ces mêmes données proviennent de la base de données de la direction de la météorologie nationale du Sénégal.

Il est retenu dans cette étude deux méthodes statistiques. Il a été appliqué sur les écarts centrés réduits de précipitations et de températures une moyenne mobile, relativement courte de 3 ans, pour détecter les changements de tendance sur les courbes d'évolution. En prenant comme exemple la station de Podor, la méthode des quartiles permet d'apprécier les tendances saisonnières générales (saison des pluies et saison sèche) mais aussi l'évolution des températures maximales et minimales « extrêmes » (les plus chaudes et les plus fraîches). Elle permet de voir la part de chacune de ces deux saisons dans cette hausse de tendance enregistrée à l'échelle annuelle. Les températures maximales et minimales moyennes saisonnières sont classées en fonction des limites définies par le quartile inférieur (Q1), le quartile médian (la médiane ou Q2) et le quartile supérieur (Q3). Si les températures sont inférieures ou égales à la valeur limite du quartile inférieur, elles sont considérées comme les plus fraîches. Par contre, lorsqu'elles se trouvent supérieures ou égales à Q3, elles sont les plus chaudes de la série de mesure. Et enfin lorsqu'elles sont situées entre le Q1 et Q3, elles sont dites normales. Seul le quartile inférieur est considéré dans l'analyse.



2. Résultats

2.1. Les précipitations

S'il est encore difficile de marquer une rupture dans l'évolution climatique, sur le plan statistique elle paraît évidente. L'analyse des séries permet de dégager deux séquences relativement distinctes au cours de la période analysée. La première séquence traduit une baisse généralisée des pluies qui s'exprime jusqu'aux années 1970 et/ou années 1980 selon les stations. La seconde séquence permet de souligner une stabilité et une amélioration des valeurs précipitées. Cette stationnarité ou cette tendance à la hausse ne s'exprime pas toujours à la même période.

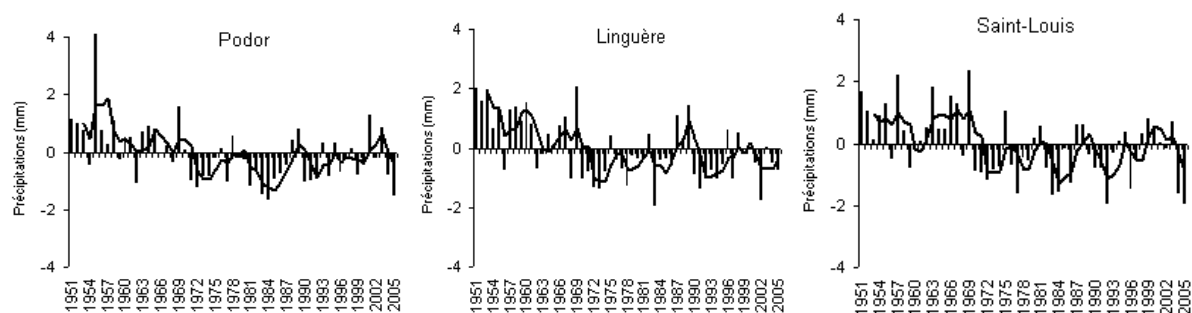


Figure 2. Ecartés centrés réduits des cumuls annuels au Ferlo et moyenne mobile sur 3 ans

Ces résultats permettent d'émettre des hypothèses sur le commencement d'une « nouvelle phase climatique » caractérisée par une amélioration des précipitations dès le milieu des années 1980. Selon le rapport de la météorologie du Sénégal, datant du 03 mai 2002, l'espoir renaît au sein des populations rurales confrontées à des problèmes de sécheresse, depuis trois décennies grâce à un retour depuis 1999 d'années humides et de productions agricoles records (Sarr, 2002). Après une période continûment humide d'une vingtaine d'années (1951-1969), la pluviométrie de la région a été marquée par une sécheresse pratiquement ininterrompue de 28 années ; la période récente (1998-2006) montre un retour à une prédominance de la variabilité interannuelle et une stabilité et/ou une hausse telle que celle observée au cours de la première moitié du XX^{ième} siècle (Lebel et Redelsperger, 2007). Cette tendance à la hausse, réelle et perceptible dès la fin des années 1980 sur l'ensemble des stations, est facilement détectable sur les courbes d'évolution de la pluviométrie mais reste encore loin des niveaux optimums précédents (période 1951-1968).

2.2. Les températures

L'évolution des écarts centrés réduits des températures moyennes annuelles montre deux périodes distinctes exprimant deux tendances. Pour chaque série, il est possible de constater une première période, pendant laquelle, toutes les valeurs sont négatives (températures plus fraîches que la normale) même si les écarts sont faibles. Elle commence sur l'ensemble des stations, du début de notre série jusqu'au même moment c'est à dire à la fin des années 1960 et début des années 1970. Par exemple, à la station de Podor, une succession de valeurs négatives caractérise la période allant de 1951 à 1968. Ensuite, vient une seconde période caractérisée par l'alternance d'un nombre moins important de valeurs négatives comparé aux valeurs positives (période de réchauffement) de la série (fig.3). Cette période débute véritablement au milieu des années 1970 et/ou au début des années 1980 selon les stations. Nouaceur (2008) fait référence à l'année 1976 pour déterminer la période de rupture, à partir de laquelle on observe un réchauffement sur la Mauritanie. L'étude plus fine de la période de réchauffement montre une évolution contrastée entre une quasi stationnarité des données observées à Saint-Louis et à Podor et une hausse à Linguère.

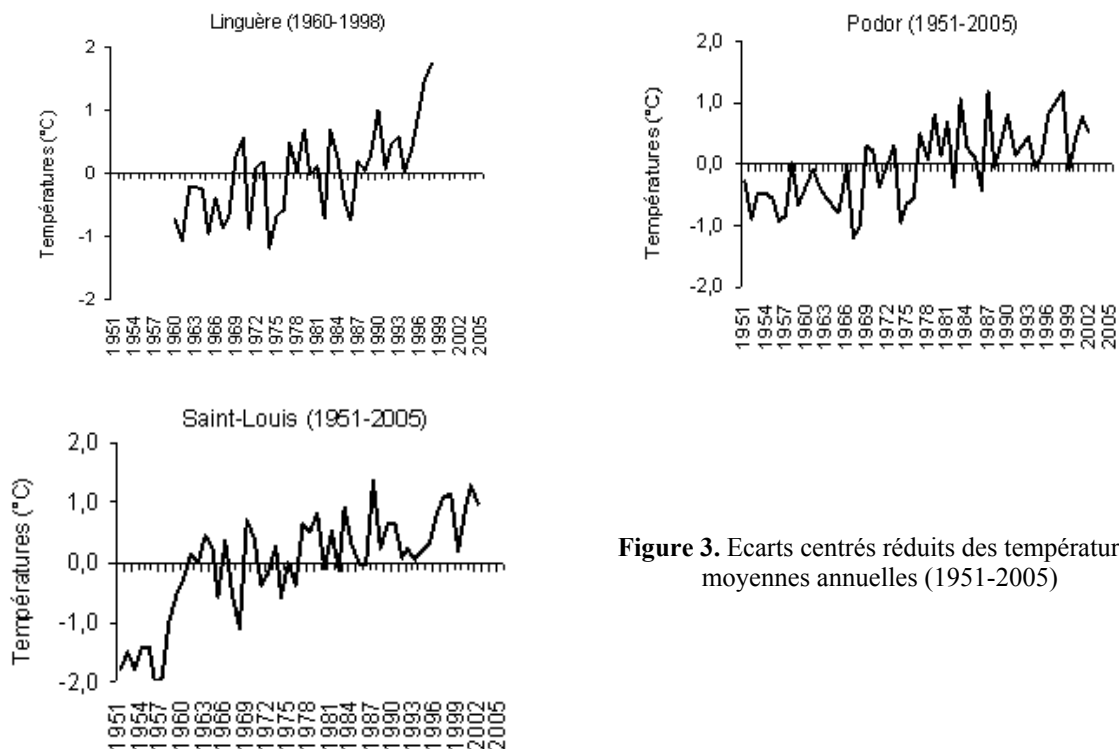


Figure 3. Ecarts centrés réduits des températures moyennes annuelles (1951-2005)

En saison sèche, l'allure de la courbe d'évolution des températures minimales, représentant les valeurs moyennées sur trois ans permettant de lisser la série de mesure, montre une tendance générale à la hausse (figure 4). Le coefficient de détermination « R^2 » qui mesure la « qualité » de l'ajustement

(Lethielleux, 2003) est très significatif. Cette tendance est confirmée par la méthode des quintiles à Podor. Le pourcentage des années inférieures ou égales au premier quartile passe de 70 %, 80 % pour les premières décennies à 0 % pour la période 2001-2005 en passant par des taux décroissants : 50 % à la décennie 1971-1980, 10 % aux décennies 1981-1990 et 1991-2000 (tableau 2).

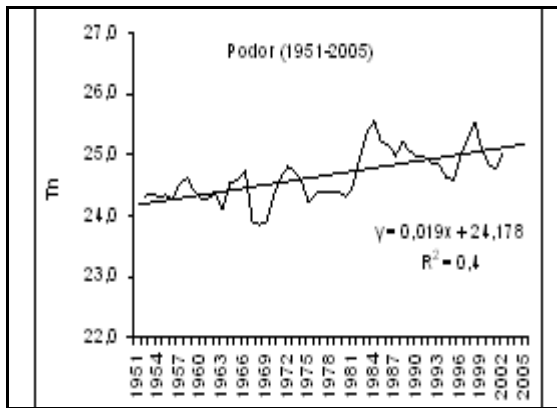


Figure 4. Températures minimales durant la saison sèche

Le pourcentage des années de chaque décennie en fonction du quartile inférieur (Q1) sur la série des températures minimales moyennes en saison sèche

Tableau 2

Podor	
Décennies	Tn ≤ Q1 (%)
1951 – 1960	70
1961 – 1970	80
1971 – 1980	50
1981 – 1990	10
1991 – 2000	10
2001 - 2005	0

En revanche, la courbe d'évolution des températures maximales moyennes connaît une stationnarité avec un R² insignifiant (figure 5). L'évolution des températures maximales moyennes se caractérise par une dispersion forte des valeurs annuelles.

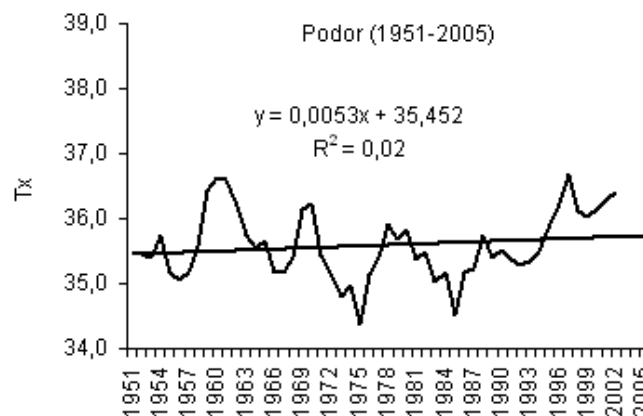


Figure 5. Températures maximales durant la saison sèche

Au cours de la saison des pluies, on enregistre une tendance à la hausse plus nette des températures maximales que des températures minimales à Podor.

Dans l'étude détaillée des températures minimales moyennes, l'exemple de la station de Podor permet de confirmer cette hausse qui reste nuancée par une forte variabilité traduisant une dispersion des valeurs. Le coefficient de corrélation est de 0,4 (figure 6).

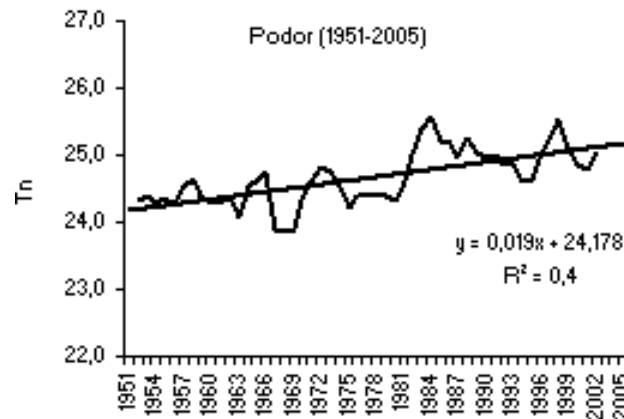


Figure 6. Températures minimales durant la saison pluvieuse

Pour les températures maximales moyennes, l'analyse décennale traduit d'une façon évidente une tendance à la hausse jusqu'aux années 2000.

A Podor, la tendance s'affirme très nettement avec toutes les années de la décennie 1951-1960 ayant des valeurs inférieures ou égales au quartile inférieur (figure 7 et tableau 3). Ce pourcentage diminue significativement au cours des décennies suivantes (30 % des années en dessous du premier quartile pour les décennies 1971-1980, 1981-1990, 1991-2000).

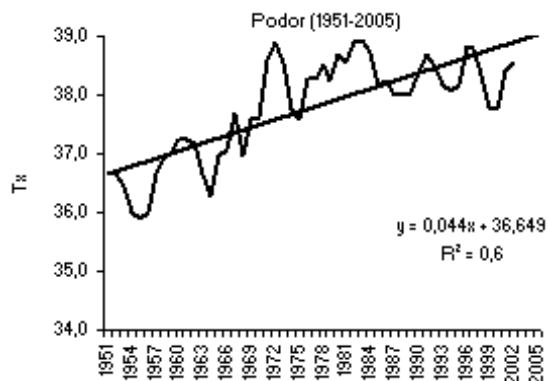


Figure 7. Températures maximales durant la saison pluvieuse

Le pourcentage des années de chaque décennie en fonction du quartile inférieur (Q1) pour les températures maximales moyennes en saison des pluies

Tableau 3

Décennies	Podor Tx ≤ Q1 (%)
1951 – 1960	100
1961 – 1970	80
1971 – 1980	30
1981 – 1990	30
1991 – 2000	30
2001 - 2005	0

3. Discussion

L'analyse des courbes de températures moyennes annuelles, lissées par une moyenne mobile relativement courte calculée sur trois ans, des trois stations du Ferlo, montre, comme pour les précipitations, une forte variabilité interannuelle (fig.3). L'évolution des températures laisse globalement remarquer la particularité des années 1970-1980. Cette séquence, caractérisant aussi un point de « rupture climatique », a été le théâtre de multiples perturbations de l'écosystème du Ferlo suite à un profond déficit pluviométrique, une dégradation du couvert végétal et une érosion plus intense.

La comparaison entre la hausse des températures moyennes annuelles et l'amélioration des pluies annuelles écarte tout lien de causalité directe entre l'évolution de ces deux paramètres. Néanmoins, elle participe à la collecte d'information sur les manifestations des changements climatiques dans le domaine d'étude. Le projet PMIP II (*Paleoclimate Modelling Intercomparison Project*) propose une modélisation des interactions entre l'atmosphère, l'océan et la végétation pendant les deux derniers extrêmes climatiques qu'a connus la Terre, il y a 18 000 et 6 000 ans (BRACONNOT, 2007 a et b). Les sorties de modèle permettent d'observer que, pendant l'Optimum Climatique Holocène, il y a 6 000

ans, les précipitations avaient tendance à augmenter, générées par une intrusion vers le nord de la trace au sol de l'Equateur Météorologique. Parallèlement, le Dernier Maximum Glaciaire se caractérise plutôt par une diminution radicale des précipitations, dans un contexte de refroidissement général de l'Hémisphère Nord et d'intensification des cellules anticycloniques. En se référant à ces deux épisodes passés, ne peut-on pas suggérer que l'amélioration des cumuls annuels de pluie, depuis les années 1980, est une conséquence de la hausse des températures ? De toute évidence, il serait intéressant d'effectuer d'autres études sur une échelle plus longue et plus étendue.

Conclusion

L'étude des séries de précipitations et des températures moyennes annuelles sur la région du Ferlo, zone climatique de type sahélien, permet de connaître non pas la tendance générale mais les différentes tendances présentes de 1951 à 2005. Il est souvent admis dans les études pluviométriques sahéliennes de parler de tendance générale à la baisse alors que la réalité statistique des séries est plus complexe et mérite d'aller dans les détails. L'évolution de ces deux paramètres reste intrinsèquement liée aux échanges méridiens qui commandent les changements climatiques que connaît le monde.

Bibliographie

- Braconnot P., Otto-Bliesner B., Harrison S., Joussaune S., Petersschmitt J.-Y., Abe-Ouchi A., Crucifix M., Driesschaert E., Fichet T., Hewitt C. D., Kageyama M., Kitoh A., Laine A., Loutre M.-F., Marti O., Merkel U., Ramstein G., Valdes P., Weber L., Yu Y., Zhao Y., 2007: *Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum –Part 1: experiments and large-scale features*, *Climate Of The Past*, **3**, 261–277.
- GIEC, 2007. *Changements climatiques 2007 : Rapport de synthèse*. 114 p.
- Lebel T., Redelsperger J.-L., 2007: *Le projet AMMA, un exemple d'étude intégré et multidisciplinaire sur un système climatique régional*. Publications S.H.F. sur les variations climatiques et hydrologie. Congrès de la Société Hydrotechnique de France, 29^e journées de l'hydraulique. Lyon, 27-28 mars 2007.
- Lethielleux M., 2003 : *Statistique descriptive. Réviser la gestion*. Express. 3^{ième} édition, Dunod, Paris, 153p.
- Leroux M., 2005. *Global warming : Myth or Reality? The Erring ways of Climatology*. Chichester, UK, Praxis Publishing Ltd. 509 p.
- Leroux M., 2007. *Les échanges méridiens commandent les changements climatiques*. Séminaire de travail : Evolution du climat, Académie des sciences, Paris, 5 mars 2007, 12p.
- Sarr M. A., 2002. *L'évolution des aménagements hydro-agricoles dans le delta du fleuve Sénégal : une réponse au déficit pluviométrique récent*. Mémoire de DEA. Université Jean Moulin Lyon 3, CRGA LCRE, 78p.
- Sarr M. A., 2009. Evolution climatique récente et dynamique de la végétation par l'imagerie satellitaire (Ferlo, Sénégal), Thèse de Doctorat, soutenance prévue en juillet 2009. Univ. Jean Moulin Lyon 3.
- Svensmark H., Friis-Christensen E., 2007. *Reply to lokwood and Fröhlich-The persistent role of the sun in climate forcing*, Scientific. Report, Danish National Space Center, 6p.
- Usoskin I G., Kovalstov G. A., 2008 (A paraître). *Cosmic ray and climate of the earth : possible connection*. Compte rendus Géoscience, 10 p.

LA SURPRISE DES ECARTS DE PREVISION DES EXTREMES METEO-CLIMATIQUES : POUR UN REcul PHENOMENOLOGIQUE.

N. SÈGERIE

Université de Lyon, 33, rue Sœur Janin, 69005 Lyon, France, nicolas.segerie@wanadoo.fr

Résumé : Les équations de l'atmosphère utilisées pour les modèles météorologiques se basent sur la mécanique des fluides et la thermodynamique. Pour tenir compte de simplifications conceptuelles et de la puissance de calcul nécessaire pour la densité du maillage spatial et temporel, il a été procédé à des approximations. Mais sont-elles toujours valides pour les conditions extrêmes ? La connaissance théorique des phénomènes à toutes les échelles est perfectible en tenant compte de toutes les observations en perpétuel renouvellement. Cependant, des modèles conceptuels anciens, justifiés à leur époque, ont influencé, voire conditionné jusqu'à nos jours, notre cognition de la météorologie et de la climatologie. L'analyse d'épisodes de phénomènes extrêmes ayant donné lieu à des catastrophes liées aux conditions météorologiques, et mettant en jeu des prévisions, permet de relever des irrégularités dans la conception habituelle des modèles. C'est pourquoi, nous proposons une sélection d'analyses sur quelques approximations pour redynamiser la réflexion sur la modélisation dans un sens plus phénoménologique.

Mots clés : climat, modèle, perception du risque, prévision

Abstract: *Surprise of predictions for the extremes weather and climatic: back to the phenomenology.* The equations of the atmosphere used for meteorological models are based on fluid mechanics and thermodynamics. To take account of conceptual simplifications and the computing power necessary for the density of spatial and temporal, it was carried out approximations. But are they still valid for extreme conditions? The theoretical knowledge of the phenomena at all scales can be improved taking into account all the observations in perpetual renewal. However, conceptual models of old, justified in their time, have influenced or conditioned to the present day, our cognition of meteorology and climatology. The analysis of episodes of extreme events which led to disasters related to weather conditions, and involving predictions, used to identify deficiencies in the design of the usual models. Therefore, we propose a selection on some analytical approximations to reinvigorate the debate on modelling in a more phenomenological.

Key word : climate, the model, perceived risk, forecast-

1. Problématique à partir de prévisions météorologiques catastrophiques.

Constat aéronautique : Un facteur météorologique d'accidentologie en aéronautique existe au décollage ou à l'atterrissage (1). Les pilotes sont entraînés à atterrir en toutes conditions, et le surcoût éventuel d'un changement de plan de vol incite à une prise de risque, limitée ou périlleuse. C'est le cas de l'avion en provenance de Bangkok le 16 septembre 2007 qui a atterri à Phuket en Thaïlande sous **une pluie battante et un vent fort**, malgré l'avis du pilote puisqu'il voulait « *une autorisation de faire avorter l'atterrissage* » ; aquaplaning faisant 88 morts pour 42 rescapés (2). Les long-courriers, lourds, ont la durée du vol suffisante pour créer les conditions de surprise à l'arrivée entre situation prévue et effective. Une fois en l'air, le déroutage n'est pas toujours consenti pour un mauvais temps, coutumier. Contrairement à ce pilote d'une compagnie pourtant « à bas coût », qui le 19 décembre 2008 a préféré revenir à son aéroport de décollage de Cardiff que d'atterrir dans le brouillard à Paris-CG « *pour cause d'insuffisance de formation* » ; passagers sains et saufs. Dans aucun des cas ne s'est réalisé le prévu !

Brouillard, précipitations, zone orageuse, foudroiement, vent latéral ou de cisaillement, la traversée d'un front fait déjà courir de vrais risques aux abords de l'aéroport (3; 4). Ainsi, le 11 juin 2008 à Khartoum au Soudan, un avion s'est posé avec une forte tempête, faisant 29 morts pour 171 rescapés. Qu'attend-on de modèles météorologiques ? Comment intégrer l'erreur humaine? [Pensons à l'AF447.](#)

Constat en navigation maritime ou de plaisance:

Observons des exemples d'appareillages de bâtiments maritimes, avec des procédures de sécurité et de prises de décisions réglementées, et pourtant sanctionnées par des naufrages.

Certaines routes sont-elles économiques lors de pertes telles l'Erika (12/12/99) ; du Prestige (13/11/02) qui a mobilisé les services de prévision de plusieurs pays ; du SMC Napoli (18/01/07)? Quatre cargos à la fois dans le détroit de Kertch en Mer Noire (11/11/07) sombrés malgré prévisions et avertissements. La plateforme pétrolière Ocean Ranger a sombrée corps et biens au large de Terre Neuve en 1982 ; les **vagues scélérates** ont généré du scepticisme ou de l'ironie car imprévues, non comprises. Elles dégradent encore plateformes et navires ; au large de l'Afrique du sud, partiellement expliquées (5), mais aussi vers Ouessant comme pour le Pont-Aven le 21 mai 2007, proche du solstice. Un modèle de probabilité de périodes de retour sera-t-il suffisant pour expliquer la non linéarité de ces vagues (6; 7) ?

Le **ferry sénégalais Le Joola**, a appareillé le 26 septembre 2002 de Ziguinchor, pour Dakar (8). Prévu pour 550, il embarque surchargé ; passe l'embouchure de la Casamance. « *Le temps est calme et pluvieux* ». Un grain tropical « *aurait été détecté au radar par le personnel* » qui atteint le Joola par le travers tribord, il gîte sur bâbord et il chavire très rapidement au large de la Gambie. Le naufrage fera 104 rescapés pour 1863 noyés (9). Le rapport d'enquête sénégalais conclue que le chavirement vient du dossier de stabilité. Les causes avancées sont nombreuses, mais peut-on y ajouter les conditions météorologiques ? De beau, le temps s'est rapidement dégradé. Voilà les propos rapportés (10): « *[---] il y a eu subitement plus de vent. Un fort vent latéral qui a pris le bateau. On a constaté une accentuation du tangage. Le bateau s'est levé, n'est pas revenu à sa position normale et s'est renversé doucement, tout doucement [...]* **Cela s'est passé très vite, le bateau s'est retourné en quelques minutes** (11)". Le rapport de la commission militaire du Joola (12) « **souligne que le matériel de secours n'a pas été déclenché, preuve que l'équipage a été surpris par l'événement** » « *Les prévisions météorologiques faisaient certes état pour la zone, « de fortes pluies, orages, vents très forts de 20 à 40 noeuds pendant 15 à 30 minutes », mais n'étaient pas même diffusées par la station radio maritime de Dakar et par ailleurs, n'annonçaient pas un temps «non maniable» pour ce navire qui avait [---] déjà rencontré des circonstances comparables, voire plus dures.* ». Le ferry était déjà engagé, mais tout marin sait que le temps peut changer...vite (13). Les services compétents auraient agi si la force de ce « grain » avait été pronostiquée. Dans la région tout le monde savait que le Joola embarquait de la sorte et ce drame prévisible (14). Par conséquent, il faut envisager que le phénomène de grain tropical soit mal compris. L'alizé les amène qui vont nourrir les cyclones dans les Antilles. La période la plus intense est de mi-août à mi-octobre, mais s'étend de juin à novembre comme en 2008. Ce drame se situe au cœur de cette période signifiante de phénomènes climatiques globaux (15).

Un autre exemple significatif est le **cas du ferry Samson**, qui reliait l'île d'Anjouan des Comores à Madagascar. Le 6 mars 2004, le Samson a quitté le port de Mutsamudu avec à son bord 120 personnes (le double ?). « *Victime des vents violents engendrés par le cyclone Gafilo, il a chaviré ---* ». Comment expliquer qu'un armateur s'engage en laissant appareiller un bâtiment avec un cyclone en vue? Gafilo a également provoqué le naufrage d'un bateau de pêche industrielle, le "**Véga 9**", dont treize des quinze occupants sont portés disparus, un seul a survécu. Or les marins sont expérimentés sur les conditions de pêche de leur zone. Comment ont-ils pu s'aventurer en mer ce jour-là ? Des centaines d'autres décès et 200 000 sinistrés seront touchés à Madagascar par ce cyclone malgré l'alerte. Il y eut un grand écart de prévision car le cyclone a même rebroussé chemin. Un autre bateau comorien le "**Niati-Soifat**" de l'île de Mohéli a aussi coulé le 27 juillet 1996 dans des circonstances non élucidées avec une cinquantaine de victimes pour une centaine de passagers à bord.

La course nord Atlantique du **Fastnet 1979** où en plein été, le 13 août, les voiliers engagés ont été avec de nombreux vacanciers pris dans une dépression dévastatrice qui a fait de nombreuses victimes pourtant très aguerries. Sur 303 bateaux, peu finiront ; plus de 140 personnes seront secourues ; 15 navigateurs perdront la vie. L'association des cap-horniers commente : « *[---] La BBC parle de force 8 imminent sur [---] les zones où doit passer la course. Le centre dépressionnaire d'après les positions données devait passer au nord de l'Irlande, or **il a changé de route vers le Sud et passe au milieu de la mer d'Irlande** puisqu'un bateau dans la nuit du lundi au mardi restera pendant dix minutes sans vent sur une mer très forte, puis se retrouvera dans un vent de **force 9 à 10 en quelques instants**, ce qui est le signe du passage du centre de la dépression* ». Et d'une grande surprise ! « *Les prévisions météo ont été dépassées. C'est très possible en été, depuis deux jours nous vivions dans une masse d'air chaud, alors qu'une masse d'air polaire avait envahi la haute atmosphère ; le conflit air chaud/air froid a fait se resserrer le gradient et **des vents dépassant les prévisions ont***

soufflé sur la zone de la course. ». Si les prévisions paraissaient balbutiantes, en 2007 les équipages ont appréhendés la même situation (16).

Des risques sous-estimés, trajectoires, intensités et nature de phénomènes reproductibles mal assimilés.

Constat en agriculture : Les cultivateurs sont les premiers météorologues: à se transmettre une tradition « d'empirisme expert ». Là comme en navigation à la voile, l'observation in situ d'un vieux baromètre pratiquée quotidiennement peut-être très fiable (17) ; qui gagnerait à s'associer à des prévisions à une échelle continentale. Pourtant ces méthodes sont dénigrées puisque 9 sur 10 des exploitants agricoles utilisent d'autres prévisions. Problèmes d'adaptations ou d'étalonnage : des surprises : perte de fourrage, destructions avant récolte. L'objectivité paysanne s'est effritée en même temps, ce que confirment les demandes de dédommagements aux assurances ou à l'Etat au titre des « catastrophes naturelles ». Paradoxalement, le « changement climatique » serait causé par l'homme.

Activités de plein air : tel le drame du Drac le 4 décembre 1995, cette rivière du Sud de la France où 6 enfants et leur accompagnatrice venus là en « classe verte » se sont fait emportés par une crue de décharge d'un barrage hydroélectrique. Quel risque sur le barrage ou contrainte justifie ce rare péril ?

A Strasbourg, le 6 juillet 2001, un spectacle était prévu en plein air, malgré une prévision de « mauvais » temps et plusieurs alertes « d'épisodes très orageux », un violent coup de vent associé au maintien de la manifestation a occasionné 13 morts et une centaine de blessés quand un arbre centenaire s'est écroulé sur la tente où s'étaient abrités les quelques 120 spectateurs. La prévision donnait-elle une information sans ambiguïté de vigilance ? Était-elle bien calibrée en intensité ? Cet événement aura des conséquences sur la communication de Météo France engagée dans sa responsabilité. Mais est-ce que pour autant la compréhension du phénomène de ce risque et son amplitude aura été mieux ciblée ?

En montagne, malgré la présence de service de prévision adapté au milieu, comme dans les Alpes avec Météo Chamonix, les touristes de la neige sont attirés justement lorsque la menace d'avalanche est là, par un beau soleil tentant après une précipitation neigeuse abondante (18). Si règles de survie et dissuasion du hors piste sont activées lors des alertes, chaque année fait son lot de malheureux. L'avalanche du 21 février 1999 à Evolène dans le Valais Suisse fait douze victimes dont une famille décimée dans un chalet réduit en confettis. La risque d'avalanche était au niveau maximal 5/5 (19) sur la région, 4 sur le village, mais la sécurité civile n'y a pas cru. Après des chutes abondantes, le redoux inquiétant s'était installé. Ce risque exceptionnel rappelle qu'une procession au village commémore une autre cinquantaine de victimes en 1827. Alors à quoi bon comprendre comment le temps météorologique évolue si ce n'est pas pour anticiper les moments cruciaux de risque ! L'abondance fait suite à un phénomène important en énergie de déplacement d'un front : le beau temps qui suivra sera à la mesure du phénomène, intense et donc dangereux. La dynamique du temps est ici en jeu, plus que l'imprudence des skieurs ou le niveau de vigilance affichée. Le centre de la neige de Davos [id] constate que le nombre de victimes n'est pas cohérent à celui de danger. A l'heure où j'écris ces lignes, lundi de Pâques: 3 morts emportés par une avalanche en Queyras, danger de niveau seulement 3/5 ! Pêcheurs, plaisanciers, montagnards, paysans, touristes ou transporteurs, la vigilance repose sur le **crédit apportés aux centres de prévision** et donc aux modèles réputés performants. **La médiatisation** des prévisions s'est vulgarisée aussi vite que le développement des techniques et des données. La résonance internationale du « changement climatique » activement débattu à toutes les échelles incitent les utilisateurs de prévisions météorologiques une marche à suivre « à n'en pas douter », et pourtant...

2. Analyse d'approximations de modélisation:

Nous allons ici, comme géographe ou physicien plus qu'analyste numérique, essayer de comprendre quels seraient les éléments théoriques de la construction des modèles qui pourraient intervenir dans cet écart avec la réalité. Les équations de l'atmosphère font intervenir les volumes élémentaires d'une échelle millimétrique avec une période de stabilisation de l'ordre d'un dixième de seconde ; tel un fluide confiné où la thermodynamique implique pression et température uniforme. Ce n'est plus le cas à l'échelle globale. La conservation de l'énergie concerne l'énergie cinétique, l'énergie interne, la pesanteur. Celle-ci varie avec l'altitude et la latitude (20). Sans l'approximation faite sur la forme elliptique de la terre, est modifiée de peu l'inertie sur la sphère horizontale liée à l'hydrostatique

(21). La variation de pesanteur sur ces masses d'air considérables, tenant compte de l'altitude des inlandsis et du géoïde, représente une force qui tend à altérer sa trajectoire méridienne en se rapprochant de l'équateur (22; 23). Les masses d'air peuvent ainsi s'étendre plus méridionalement que prévu. Lorsqu'elles se transforment en cyclones, l'effet de surprise est garanti. La géosphéroïcité interroge sur l'**approximation synoptique**.

Le régime laminaire supposé pour l'écoulement à l'échelle planétaire est contredit par l'observation satellitaire de phénomènes turbulents à l'échelle globale (24) où nous observons ces vents de dégagement devant la progression des fronts froids. Ils prennent quelle que soit la latitude une allure tempétueuse, sources de dégâts cités plus haut. Considérer laminaire tout mouvement atmosphérique interdit d'envisager des perturbations à une échelle intermédiaire sur les pressions, et donc des vents locaux. Mais dans les cas de catastrophes qui nous ont préoccupés, la turbulence était d'un ordre de grandeur hémisphérique. Ces vents apportent une réponse quantitative majeure à la question du transfert énergétique méridien, issu de la dynamique planétaire d'équilibre thermique entre pôles et zone intertropicale, principe même de toute climatologie. Ces vents concernent nos incompréhensions.

Une discussion sur **les facteurs externes du climat** peut s'engager pour modéliser l'énergie interne (25) (cycles solaires, rayons cosmiques, chaleur interne) et sur les interactions (volcans, biomasse, nébulosité, albédo). La circulation en cellules selon les étages latitudinaux, devrait pouvoir être manifestée par le transport de matière accumulée selon la dynamique de ces cellules. Or le constat est bien établi que par exemple la pollution globale prend la direction des pôles, mesurée dans les tissus des animaux, les lichens ou les glaces (26). En outre, la recherche de discontinuité à la supposée naissance des alizés n'est pas constatable par les faits puisque il y a continuité de flux de la circulation des masses d'air depuis aussi loin que l'on veut en latitude vers la zone de convergence intertropicale [opus cités Favre, Pommier]. Si les explorateurs au long court avaient atterris et colonisé le Spitzberg plutôt que les Antilles, la démonstration serait faite ; ce que confirment les éditions déjà anciennes des « pilots charts » (27) ou l'expérimentation faite pendant une transatlantique à la voile (28).

Sur le plan vertical, **l'approximation hydrostatique** courante dans la plupart des modèles (29) considère la vitesse de déplacement vertical négligeable par rapport aux vitesses horizontales. Or les praticiens de l'air savent qu'il est impérieux de ne pas s'engager dans une zone convective où l'ascension peut être mortelle. Les vents thermiques sont suffisants aux sportifs. A l'approche des orages, ou de lignes de grains, en relation avec un front froid marqué par sa structure verticale, il existe bien une occultation dissymétrique de cette dimension. Par conséquent l'approximation hydrostatique, ne se justifie pas toujours, en particulier en présence d'un phénomène de changement brutal du temps.

L'approximation des gaz parfaits est systématique ; pourtant un air humide en présence de noyaux glaciogènes (30) forme un air instable dans sa composition, et donc pour ses propriétés physicochimiques. Les recombinaisons moléculaires contredisent le principe de conservation lié au modèle « gaz parfait ». Les précipitations engendrées lors des orages ou des cyclones libèrent une énergie thermique faramineuse. La présence de gaz soluble issus des volcans, de la biomasse, de l'activité humaine entraîne des changements d'état et incertitudes sur les mouvements atmosphériques de matière et d'énergie (31). L'atmosphère ne se comporte pas comme un gaz parfait dans toutes les situations ; celles qui justement nous incitent à la prudence, lors des tempêtes notamment ou des canicules où les recombinaisons sont importantes à cause de la chaleur ou de rayons plus énergétiques. Du reste, l'atmosphère est bien plus instable quand il fait chaud (orages, tornades, trombes), ce qui peut aussi induire une méprise entre instabilité liée à une grande chaleur ou instabilité liée à la dynamique engendrée par une masse d'air relativement plus froide qui propulse en altitude des masses d'air plus humides. Matière à réflexion sur ce que sont les phénomènes réels de changement de temps. De plus, la question des **gaz à effet de serre**, dont le plus important reste la vapeur d'eau, multifonctionnelle (absorption spectrale, thermique), est sous-jacente quand il s'agit de tirer des conclusions sur le climat. La composition de l'atmosphère est bien plus importante pour les modèles.

Pour l'approximation géostrophique, la rotation de la Terre et la vitesse de déplacement des masses d'air à l'échelle planétaire induit une force apparente liée au changement de repère, manifeste dans l'écoulement des masses d'air qui apportent beau temps ou tempêtes. Cette force qui dépend de la latitude et de la vitesse de la masse d'air est souvent négligée en zone polaire, loin de tout ; mais les vents catabatiques qui y sont présents peuvent prendre des valeurs considérables (jusqu'à 300km/h), générant des forces de frictions actives dans la « couche limite » ! La trajectoire initiale de ces masses d'air n'est-elle pas déviée différemment? Quelle considération faite des masses d'air des calottes

polaires ; pauvre en stations de mesure? L'**interpolation des mesures** sur une grille, même dense, est un autre problème que les interprétations par mesure satellitaire ne font pas totalement disparaître.

L'approximation orbitale : Comme repère galiléen, considère-t-on que la Terre elle-même est en binôme avec la Lune? L'axe de rotation est décalé en direction de la Lune à proportion de leur masse. Cet écart n'induit-il pas des mouvements atmosphériques prévisibles en phase avec la Lune ? L'orbite inclinée de la Lune sur l'écliptique l'a fait paraître à des hauteurs différentes sur l'horizon. Par conséquent, périodiquement, il est naturel de penser que cela peut avoir une incidence sur la trajectoire de masses d'air dont la masse totale doit bien avoir une influence quant à la latitude atteinte, et donc au temps constaté pour une latitude. Les cycles comme celui du Saros de 223 lunaisons en lien avec des « désastres » liés aux éclipses pourrait prendre tout leurs sens.

Le postulat de l'homogénéité de l'atmosphère est détruit dès qu'on ressent le passage d'un front froid avec orage, grêle ou forte précipitation pluvieuse ou neigeuse (pensons au climat de la Roumanie (32)). Hiver ou été, l'air avant le front ou après celui-ci est tellement différent : écarts de température (sans parler de Mongolie), humidité, pression, transparence le prouvent à l'approche des « perturbations » : l'homogénéité atmosphérique est illusoire. L'atmosphère n'est pas réellement un milieu non confiné puisque lié à une gravité et une orographie contraignante à cette échelle ; par conséquent la variation de densité des masses d'air en mouvement peut difficilement être assimilée nulle selon des critères de Boussinesq. Utilisés dans les modèles, cette approximation tient l'atmosphère pour un fluide au comportement « incompressible », contredit par l'observation.

3. Prise de recul méthodologique: Boire à plusieurs sources

S'autoriser à parler de modèles sans équations est risqué, hors des écoles de la météorologie, il n'est possible qu'effleurer les développements de cette science par le sens plus que la technique. La capacité du chercheur isolé est limitée pour appréhender avec précision les ordres de grandeurs et les axes de recherches en cours. Mais ce n'est pas un tabou de discuter avec ces moyens humains et budgétaires. Seulement est-il possible d'apporter la vision d'un praticien de la météorologie, nourri de plusieurs sources scolastiques, qui doivent pouvoir se compléter afin de compréhension des climats: la physique et la géographie. Beaucoup reste à faire pour construire cette climatologie concrète... avec conviction.

4. Conclusion : Pour une climatologie concrète

L'étude de cas montre sans être exhaustive que la compréhension des phénomènes extrêmes est inachevée. L'analyse des approximations, à compléter, montre que des progrès peuvent être faits pour prendre en compte dans les itérations des modèles, des phénomènes physicochimiques et géographiques avec moins d'inertie conceptuelle. Nous nous devons d'être plus efficaces pour améliorer la prévision des phénomènes extrêmes et éviter autant de victimes que possible; qui semblent être annoncées inéluctablement plus nombreuses ; à une échelle irrémédiablement globale et à un terme qui semble se rapprocher dangereusement. L'application aux modèles climatiques pourrait aussi surprendre ! Si la finalité de la météorologie est de prévoir, celle de la climatologie est de comprendre. L'exploitation des équations fondamentales des modèles météorologiques et climatologiques, indissociables, peut être revisitée et affinée notamment la justification de toutes les approximations. J'invite donc chacun à y réfléchir selon sa discipline pour que cette recherche fructifie. L'expert de la modélisation, sorcier moderne, peut-il encore vivre « hors sol », dans les vapeurs atmosphériques de sa bulle fonctionnarisée, hors de la réalité ressentie et observable de son objet d'étude ? Etre concret : un enseignements insufflé par le Professeur Leroux, disparu l'été dernier.

Bibliographie

¹ Météo France, Rapport recherche & développement 2007, 64 p.

² Une survivante de plus par rapport au bilan officiel du 18 septembre 2007, ayant manqué l'avion (communication personnelle : Yves Pomel sur place le jour du drame).

³ Viaut A, 1956. La météorologie du navigant, Paris, Ed. Blondel la Rougerie, 284 p. + cartes d'application.

- ⁴ Vaziaga (Lieutenant de Vaisseau), 1947. Manuel du navigateur aérien, Paris, Ed. Blondel La Rougerie, 333 p.
- ⁵ Inst. franç. de rech. pour l'exploitation de la mer : <http://www.ifremer.fr/web-com/stw2008/rw/schedule.html>
- ⁶ Une association de familles de marins péris en mer : http://www.crefmpm.com/article.php3?id_article=134
- ⁷ Institut Français de la Mer : <http://ifm.free.fr/htmlpages/pdf/2007/479-vague.pdf>
- ⁸ Commission d'enquête technique sur les causes du naufrage du « Joola », 4 novembre 2002, Dakar. (www.kassoumay.com/joola/rapport.pdf; et l'encyclopédie en ligne fr.wikipedia.org/wiki/Joola)
- ⁹ Dujardin B., 2004 : Sécurité maritime et tiers-monde, La leçon du Joola, *La Revue Maritime*, **464**, Institut Français de la Mer (<http://ifm.free.fr/htmlpages/pdf/2004/464-joola-dujardin.pdf>)
- ¹⁰ Lombard J., 2003 : Sénégal : des dérives du système des transports à la catastrophe du Joola ; édition numérique -*Afrique contemporaine* 2003- 3 (207), page 165-184.
- ¹¹ Extraits du quotidien sénégalais *Wal Fadjri*, 30 septembre 2002.
- ¹² Commission militaire du Joola sur <http://www.kassoumay.com/joola/Rapport%20Expertise%20France.pdf>
- ¹³ Le nouveau cours des Glénans, 1999, Paris, 5^{ème} éd. du Seuil (1^{ère} 1961-2), 1247 p.
- ¹⁴ Lombard J., 2005 : « Continuités ou ruptures territoriales au Sénégal : au risque du transport ? », *Les Cahiers d'Outre-Mer*, **229**, Janvier-Mars 2005, en ligne sur <http://com.revues.org/index267.html>
- ¹⁵ Leroux M., 1996 - La dynamique du temps et du climat. Collection «Enseignement des Sciences de la Terre», 310 p. Editions Masson, Paris. 2000 - 2^e édition, revue et augmentée collection : Masson Sciences, Dunod Ed., Paris, 366 p
- ¹⁶ http://www.boneteau.com/UserFile/File/ACTUALITES/Fastnet_Courrier_2007.pdf
- ¹⁷ Observations personnelles sur plusieurs décennies de mon père agriculteur en Auvergne en zone montagne.
- ¹⁸ Site de la vallée de Chamonix : chamonix.com avec publicité singulière de skieurs en plein hors piste.
- ¹⁹ Institut pour l'étude de la neige et des avalanches de Davos : http://www.slf.ch/lawineninfo/zusatzinfos/interpretationshilfe/interpretationshilfe_f.pdf
- ²⁰ Levallois J-J, 1988 : Mesurer la Terre (300 ans de géodésie française — De la toise du Châtelet au satellite), Assoc. Franç. de topographie Presses de l'École Nat. des Ponts & Chaussées, 389 + cartes.
- ²¹ Voir De l'ellipsoïde au géoïde sur wikipedia.org utilisant la référence précédente de Levallois.
- ²² Favre Alice, 2007 : Influence de l'activité dépressionnaire / anticyclonique des moyennes latitudes du Pacifique Nord sur les températures et les précipitations hivernales en Amérique du Nord-Ouest, thèse de l'université de Bourgogne, Dijon.
- ²³ Pommier A., 2005 : Analyse objective de la dynamique aérologique de basses couches dans l'espace atlantique nord : mécanisme et évolution de 1950 à 2000, Thèse, 9 décembre 2005, Université de Lyon, 316 p.
- ²⁴ Voir un exemple parmi tant d'autres sur http://fr.allmetsat.com/images/afwa_natl_ani.php
- ²⁵ Sègerie N., Le dilemme entre facteur anthropique et naturel dans le changement climatique : Pour un recadrage astronomique, Symposium international Géotunis 2008 («Gestion des ressources naturelles et étude de l'impact du changement climatique avec les SIG, des sciences et des technologies de l'espace. » à Tunis 26-30 novembre 2008 ; en ligne sur <http://www.geotunis.org>)
- ²⁶ Ramade F., 1987 : Les catastrophes écologiques, Paris, Ed. Mc Graw-Hill, 317 p.
- ²⁷ http://www.meteo-marine.com/meteo_marine/pilot_charts.htm et sur <http://www.nga.mil>
- ²⁸ Sègerie N., (en préparation) : « Expérimentation sur le transfert méridien en milieu atlantique »).
- ²⁹ Météo France, Rapport d'activité 2007, 88 p.
- ³⁰ Climat : le dossier vérité, *Sciences et vie* n°240, Hors série, septembre 2007, 162 p.
- ³¹ Comby J., 1997 : A propos des brouillards lyonnais, Lyon, *Revue de géographie de Lyon*, vol **72** 4/97, p.333-7
- ³² Aubert S., 2007 : *La dynamique du temps et le climat de la Roumanie*, Thèse en Lettres spécialité Géographie - Géographie et aménagement, soutenue le 14 décembre 2007, Université de Lyon.

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE EN AGRICULTURE : TENDANCES MOYENNES ET EVENEMENTS EXTREMES

B. SEGUIN

INRA, Site Agroparc, F-84914 Avignon Cedex 9; :seguin@avignon.inra.fr

Résumé : La publication du 4^{ème} rapport du GIEC au cours de l'année 2007 a renforcé la crédibilité scientifique et sociétale de la réalité du phénomène du changement climatique. La température moyenne de surface a augmenté de 0,6° C depuis 1860. Le XX^e siècle a probablement été le siècle le plus chaud depuis 1.000 ans et la décennie 1990 a connu le réchauffement le plus important de ce siècle. Les conséquences pour les différentes productions agricoles sont maintenant bien établies, mais elles prennent en compte essentiellement les modifications des facteurs climatiques en valeur moyenne. L'effet des événements extrêmes (en premier lieu canicule et sécheresse, ainsi que le gel) peut notablement modifier les perspectives futures, mais les connaissances actuelles sont largement insuffisantes et doivent faire l'objet de travaux significatifs dans un proche avenir.

Mots-clés : changement climatique, agriculture, événements extrêmes, sécheresse, canicule

Abstract: *Climatic change in agriculture : mean projections and extreme events.* The scientific bases for climate change have been reinforced by the edition of the IPCC fourth assessment report in 2007. The mean global temperature has increased by 0.6 ° C after 1860, and the XXth century has been likely the warmest from 1.000 years, with a very significant warming during the last decad. The potentiel impact on crop production has been now well-established, but it is mainly based on the use of climatic projections only in terms of mean-values. The effect of extreme events (excess heat and drought in the first range, then frost) could noticeably modify the future prospects, but the present stage of knowledge is by far insufficient and would deserve a significant development in the next future

Keywords: climate change, agriculture, extreme events, droughts, excess heat

Introduction

C'est l'observation, au début des années 1970, d'une augmentation notable de la concentration de certains de ces gaz à effet de serre (GES), en lien évident avec l'activité anthropique, qui a conduit à envisager l'éventualité d'un changement climatique par le renforcement induit de cet effet de serre. Au premier rang de ces gaz figure le dioxyde de carbone CO₂, dont le niveau actuel dépasse les 380 ppm, contre 260 à l'époque préindustrielle, et qui devrait atteindre de 450 à 1000 ppm à la fin du 21^{ème} siècle, suivant l'évolution des politiques énergétiques. Depuis la prise de conscience, dans les années 1970, de l'influence de l'Homme sur le climat global (qui n'est d'ailleurs qu'une des composantes de ce qu'on dénomme changement global), les prévisions des spécialistes du climat se sont progressivement affinées et ont gagné en degré de confiance. Il existe un consensus assez large de la communauté sur la très forte probabilité de réalisation des scénarios présentés par les experts du GIEC/IPCC (2001), confirmés dans le récent rapport (GIEC 2007).

1. Les projections pour le futur : état des lieux

A la fin du siècle, les modèles prévoient un accroissement moyen de la température de surface était estimé devoir être de 1,5 à 6° C de 1990 à 2100, et les simulations effectuées pour le 4^{ème} rapport ne changent pas fondamentalement la donne : pour la fin du siècle, la gamme de réchauffement en fonction des scénarios d'émission de GES va de 1.8° C (avec une fourchette de vraisemblance de 1.1 à 2.9) à 4.0°C (fourchette de 2.2 à 6.4). Cette augmentation serait sans précédent dans les 10 000 dernières années. Il est presque certain que toutes les surfaces continentales se réchaufferont plus rapidement que la moyenne, particulièrement celles situées à haute latitude en saison froide.

Une comparaison des scénarios les plus récents d'évolution de la pluviométrie saisonnière dans 32 régions du monde faite par le groupe II du GIEC montre une tendance à l'augmentation pour l'Europe du Nord (0 à +3 % par décennie) au printemps, à l'automne et en hiver. En revanche, pour la zone

Europe du Sud et Afrique du Nord, les modèles prédisent une réduction de la pluviométrie estivale (de -0,2 à -6 % par décennie), qui pourrait également intervenir en Europe du Nord (de -1,8 à +0,8% par décennie). Une tendance similaire à un assèchement estival se retrouve dans les simulations concernant d'autres régions de l'hémisphère Nord (Amérique du Nord, Chine, Méditerranée), même si cette tendance est loin de constituer une certitude. On retiendra parmi les conclusions très probables (à plus de 95%) : une augmentation des températures maximales et de la fréquence des jours chauds, une augmentation des températures minimales et une diminution de la fréquence des jours froids (ou encore des gelées). Les conclusions probables (probabilité supérieure à 2/3) concernent une diminution de l'amplitude thermique journalière, des précipitations plus fréquentes et plus intenses, des vagues de chaleurs plus fréquentes et, inversement, des vagues de froid moins fréquentes, une augmentation des épisodes de fortes pluies hivernales et, enfin, une augmentation de la fréquence des sécheresses estivales dans les régions continentales situées à des latitudes intermédiaires.

2. Quel impact sur l'agriculture ? : les tendances moyennes

Il faut garder à l'esprit que le changement climatique n'est, bien sûr, qu'un des déterminants qui vont conditionner l'évolution de l'agriculture, au sein de contextes évidemment très variés suivant les continents et même les régions. En se limitant à la situation en Europe, la remise en question de sa vocation unique de production d'alimentation, déjà largement entamée depuis quelques années par la reconnaissance de sa multifonctionnalité, est fortement accentuée actuellement par l'ouverture des perspectives de l'utilisation de la biomasse pour la substitution d'énergie fossile (biocarburants, cultures énergétiques). Le tout se situe dans un contexte de transformation profonde du contexte économique, incluant les réformes de la PAC (Politique Agricole Commune) au niveau de l'Union Européenne.

Ceci étant dit, en termes techniques pour l'agriculture, le changement climatique va se traduire par une modification du fonctionnement physiologique des cultures et de la production, de biomasse dans un premier temps, du rendement en fin de cycle ensuite. Avant d'en venir à l'impact du réchauffement climatique proprement dit, il est nécessaire de prendre en compte un effet spécifique aux couverts végétaux qui concerne la stimulation de la photosynthèse par l'augmentation du gaz carbonique (ou dioxyde de carbone) atmosphérique CO₂. Avec l'hypothèse d'un doublement du CO₂ pour la fin de ce siècle, les travaux permettent de prévoir une stimulation de la photosynthèse de l'ordre de 20 à 30 %, conduisant à une augmentation résultante de l'assimilation nette de l'ordre de 10 à 20% (en prenant en compte l'augmentation de la respiration liée à l'effet de l'augmentation de la température). Par ailleurs, il faut s'attendre à une amélioration de l'efficacité de l'eau par suite de la diminution de la conductance stomatique. Cet effet sur la photosynthèse sera combiné à l'effet propre du réchauffement climatique sur la température en premier lieu, mais également sur les autres facteurs, en particulier la pluie. Bien que la réponse physiologique des plantes à un enrichissement de l'atmosphère en gaz carbonique et à une augmentation concomitante de la température entraîne en théorie une production plus importante de biomasse, les effets sur le rendement des espèces cultivées, à l'échelle du peuplement, risquent d'être beaucoup plus contrastés. Cela est particulièrement vrai pour les pays à climat chaud, où l'optimum thermique pour les fonctions physiologiques est souvent déjà atteint, sinon dépassé dans certaines conditions. C'est le cas pour la photosynthèse, où il est plutôt voisin de 25°, mais aussi pour les stades reproducteurs (par exemple pour le riz, la fertilité des épillets décroît fortement au-delà de 34° C, ou pour le maïs, la viabilité du pollen baisse au-delà de 36° C). Dans les conditions tempérées, l'augmentation de température peut favoriser la plupart des processus physiologiques, mais elle aura également un impact négatif sur les cultures telles que pratiquées actuellement en accélérant leur rythme de développement et donc en raccourcissant les cycles de culture et, par suite, la durée de fonctionnement de l'usine photosynthétique. Au bout du compte, le bilan résultant en la production de biomasse peut prendre des aspects variés, en fonction du type de couvert et des conditions climatiques associées aux conditions culturales pour les plantes cultivées.

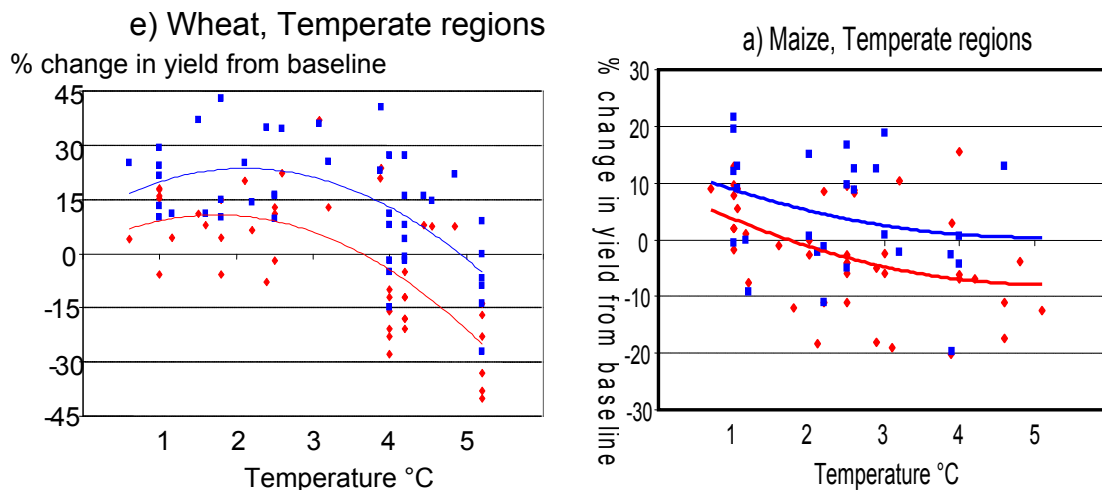


Figure 1. (d'après Easterling et Aps 2005) : effet du réchauffement sur le rendement du blé et du maïs en zone tempérée (sans adaptation en rouge, avec adaptation en bleu) à partir des études répertoriées dans le 4^{ème} rapport du GIEC/ IPCC

En prenant le cas de la France, au niveau des grandes cultures, les résultats des simulations effectuées à l'INRA avec les modèles de culture sur le blé et le maïs (Delecolle et al 1999) permettent de conclure à des effets légèrement positifs sur le premier, avec des augmentations de rendement allant de 2.5 % à 5.7 %, et des effets plus variables sur le maïs (+ 10 % à - 16 % dans le cas d'une culture irriguée dans le sud-est). Ils sont en bon accord avec les études comparables d'autres pays pour les conséquences sur les céréales en milieu tempéré (fig. 2, d'après Easterling et al 2007). Au niveau des prairies (Soussana 2001), la conjugaison de travaux expérimentaux (sous serre et en enrichissement naturel à l'extérieur) et de modélisation à partir d'un modèle d'écosystème prairial conduit à envisager, dans les conditions du Massif Central, une augmentation de la production de biomasse aérienne de l'ordre de 25 % (dont 18 % attribuables au seul doublement de CO₂). En termes de système d'élevage, la valorisation de cette augmentation de production devrait permettre une augmentation du chargement animal (en gros de 20%) ou une augmentation de la saison de pâturage de l'ordre de trois semaines, avec un accroissement de l'ingestion de 7 à 20 % et de 2 à 20 % pour la production de viande. Mais ce potentiel plus fort pourrait être très largement contrebalancé par l'effet négatif du stress hydrique, en particulier dans les régions du Sud de la France, mais la perspective de sécheresses plus fortes amène aussi à envisager des effets significatifs de la sécheresse dans l'Ouest et même le Nord de la France.

En ce qui concerne les cultures pérennes, essentiellement arbres fruitiers et vigne (Seguin et al 2004), le facteur primordial devrait être l'avancée des stades phénologiques, d'autant plus marquée que l'on s'éloigne en cours de saison de la levée de dormance, qui risque elle d'être plus tardive à cause du manque de froid. Pour certaines espèces telles que l'abricotier, les hivers doux risquent même de créer des troubles physiologiques (chute de bourgeons, fruits avortés). Ensuite, l'action de la chaleur reprendra vite le dessus et l'avancée de la date de floraison peut conduire paradoxalement à augmenter le risque de gel (figure 2), et à envisager des conditions climatiques moins favorables pour la fécondation et la pollinisation, en dépit du réchauffement des températures. Pour la vigne, la période de la maturation sera décalée (pour le midi, avancée d'après le 15 août à courant juillet selon Lebon 2002), ce qui a pour effet de 'démultiplier' le réchauffement, en ajoutant au seul effet climatique un effet lié à l'avancée du calendrier, avec des conséquences certaines sur la qualité de la vendange, plus chargée en sucre (et donc en degré alcoolique) et moins en acide.

Il faudrait aussi considérer l'impact sur les adventices (mauvaises herbes) et les insectes et maladies cryptogamiques, encore mal cerné à l'heure actuelle.

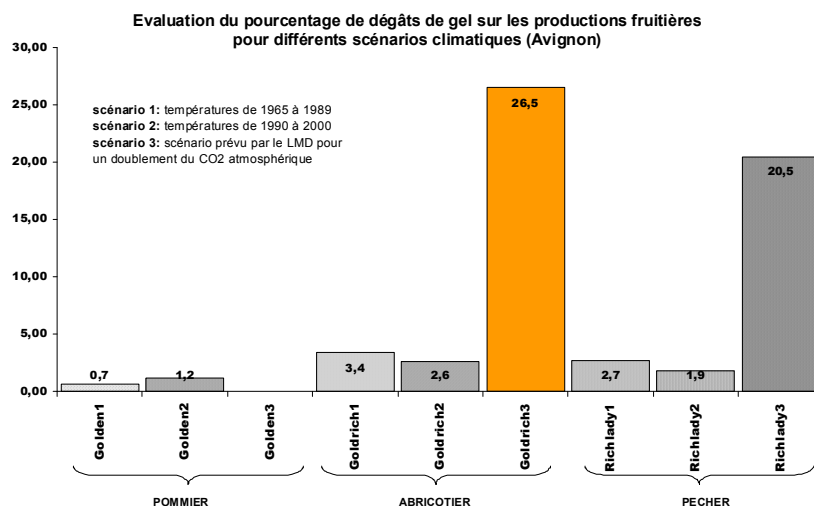


Figure 2. effet du réchauffement climatique sur les dégâts de gel simulés pour 3 productions fruitières (pommier, abricotier, pêcher) sur le site d'Avignon

Les tendances, que nous venons de détailler dans le cas de la France se retrouvent dans leurs grandes lignes au niveau européen (Olesen et Bindi 2002), avec la perspective de conditions finalement globalement plus favorables pour le Nord du continent, et à l'inverse avec des impacts plutôt négatifs dans le Sud, la ligne de partage se retrouvant au niveau français. C'est évidemment une vision simplifiée, très schématique, qui est actuellement de plus en plus complétée dans le détail des régions et des cultures par un grand nombre d'études. Il n'en reste pas moins que ce partage se retrouve en tendance dans les projections au niveau du globe (Easterling et APPS 2005), avec des productions fortement pénalisées dans les climats des pays à faible latitude, alors que celles des pays de climat tempéré pourraient être légèrement favorisées, du moins tant que le réchauffement reste inférieur à 2 ou 3° C. Mais au-delà, le réchauffement devrait aussi se traduire par une chute des rendements, même limitée par rapport aux impacts dans le Sud. Il faut relativiser la portée de ces projections en notant qu'il faudrait aussi considérer l'impact sur les adventices (mauvaises herbes) et les insectes et maladies cryptogamiques, encore mal cerné à l'heure actuelle.

3. Et les événements extrêmes ?

Une autre limite provient du fait que ces projections en termes d'impact, qui combinent expérimentation et utilisation de modèles informatiques de simulation des cultures, utilisent quasi-exclusivement les données climatiques issues de différents scénarios en valeur moyenne. La prise en compte de la variabilité peut les modifier sensiblement. L'étude de Porter et Semenov (2005) a montré que, partant d'un rendement de 5.6 t/ha pour une culture de blé dans le climat actuel en Espagne, avec un coefficient de variation CV supposé de 0.24, on obtenait par simulation un rendement légèrement diminué (5.2 t/ha) pour un climat du futur supposé à même variabilité, mais une chute à 3.9 t/ha avec un CV s'élevant à 0.48, sans doute suite à l'augmentation d'épisodes de sécheresse. La probabilité de produire moins de 3.5 t/ha montait dans ce cas à 0.50, alors qu'elle était de 0.10 dans les deux autres cas. Il faut signaler que cet effet de la variabilité du climat se retrouvait peu dans le cas de l'Angleterre, où les valeurs supposées actuelles de 9.8 t/ha avec un CV de 0.06 passent à 11.5 t/ha avec un CV de 0.08, mais ne chutent guère (11.4 t/ha) pour un CV de 0.09. Non seulement le réchauffement serait favorable pour l'Angleterre en valeur moyenne, mais il ne éviterait d'accuser le poids d'une variabilité accrue, contrairement à ce qui est projeté pour l'Espagne. Pour celle-ci, la probabilité de périodes de sécheresse plus longues conduit à un accroissement de variabilité, non seulement pour le rendement, mais aussi et surtout pour la qualité du blé, exprimée par sa teneur en protéines, avec une augmentation du CV de 80% par rapport à sa valeur sous le climat actuel.

La prise en compte de la variabilité est une première source d'incertitude, mais il faut également envisager l'impact des événements extrêmes, qui devrait associer aux tendances moyennes une quantification de la modification des risques par rapport à ce qu'ils étaient dans le climat passé (voir Vinet 2003 pour le cas de l'agriculture française).

Au premier rang, on trouve bien sûr les températures élevées : il est sûr que des températures d'été de l'ordre de 40° comme expérimenté ces dernières années, et de 42 à 45° C pour le futur, vont poser des problèmes aux cultures annuelles d'été (maïs en premier lieu, mais aussi sorgho, tournesol, etc..) et pérennes (arbres fruitiers, vigne). Mais les conséquences sont encore trop mal connues à l'heure actuelle pour les quantifier valablement. C'est une des grandes limites des projections issues de la modélisation des cultures. Par ailleurs, à d'autres périodes, des températures moins extrêmes peuvent aussi causer des dégâts pour des cultures d'hiver : c'est le problème mieux connu de l'échaudage en mai-juin sur le blé, qui a récemment été identifié comme la cause majeure vraisemblable de la stagnation des rendements en France depuis une vingtaine d'années (Gate et al 2008)). A noter également que les fortes chaleurs peuvent causer des dégâts en élevage, un peu au pâturage, mais surtout dans les bâtiments d'élevage, difficiles à climatiser. Les travaux effectués par Météo-France dans le cadre du projet IMFREX (voir le site : <http://imfrex.mediasfrance.org/web>) permettent de disposer de projections assez détaillées sur les dépassements de seuil en température élevée, et sur ce point, on peut estimer que c'est clairement la connaissance agronomique qui est le principal verrou à lever dans le futur.

Toujours pour les températures, mais cette fois du côté des valeurs minimales, un premier avis hâtif conduit logiquement à tabler sur une diminution du risque de gel. C'est vrai au niveau des seules températures à une date donnée, mais l'avancée de la phénologie et des dates de floraison peut conduire à une augmentation des risques sur les arbres fruitiers et la vigne. C'est d'ailleurs ce qui a été constaté ces dernières années, et en particulier cette année 2007, après l'hiver très doux qui conduit à une avancée limitée pour les arbres fruitiers (protégés par le retard de sortie de dormance par manque de froid), mais significative pour la vigne (trois semaines d'avance pour le débournement).

L'autre grande composante est évidemment la sécheresse, qui est certes définie comme un événement extrême, mais cette qualification par rapport à l'agriculture supposerait une forte modulation en fonction du climat de la zone considérée, de l'occurrence de l'épisode de sécheresse au cours de la saison, et aussi de son extension spatiale (voir Amigues et al 2006 pour une discussion plus complète. On sait que tous les modèles climatiques font état d'un renforcement notable de la sécheresse estivale autour du bassin méditerranéen, sans que les limites d'extension géographique de cette influence soient bien cernées (dans tous les cas, une large moitié sud et souvent jusqu'au nord). Les dernières années ont rappelé, parfois de façon sévère l'importance primordiale de l'eau dans la production agricole, soit directement au niveau des conséquences du stress hydrique sur la production, soit plus indirectement par les tensions sur le partage de la ressource en eau si l'on a recours à l'irrigation. A l'heure actuelle, il y a peu d'informations sur la fréquence et la variabilité temporelle de la chute de pluviométrie estivale : les données calculées dans IMFREX se limitent au nombre de jours consécutifs sans pluie, ce qui est une information peu utilisable dans les modèles de culture. Ceux-ci nécessitent des données d'entrée beaucoup plus complètes pour permettre le calcul du bilan hydrique des cultures. A l'inverse du constat pour les températures excessives, on peut admettre que le savoir agronomique est suffisamment étendu pour caractériser correctement les effets de la sécheresse, mais que ce sont les données d'entrée du climat qui sont le facteur limitant. Les travaux en cours à Météo-France sur le bilan hydrique et la sécheresse pour la fondation MAIF permettront sans doute d'avancer dans un bref avenir.

Bien sûr, on doit envisager aussi des événements extrêmes tels que les tempêtes, la grêle, les pluies intenses (en particulier en automne), mais pour ceux-ci, il n'existe pas encore de prédictions détaillées au niveau français, en dehors d'une tendance générale à pronostiquer leur accroissement dans un monde plus chaud et plus humide globalement (GIEC/IPCC 2001 et 2007).

Conclusion

Il ne serait pas exagéré de dire que les événements extrêmes représentent, pour l'agriculture, la principale inconnue par rapport à ce que l'on peut formuler actuellement comme projection sur la productivité résultant de la seule prise en compte des valeurs moyennes. Il faut aussi garder à l'esprit que celle-ci s'accompagnera d'une modification sensible des potentialités des différentes cultures et que l'on doit aussi envisager l'impact dans un cadre géographique sensiblement différent de maintenant. On peut estimer, en premier lieu, que les éléments essentiels pour l'avenir seront les

épisodes de fortes chaleurs d'un côté, de sécheresse de l'autre, qui sont d'ailleurs souvent combinés (mais pas toujours). Pour le premier, la connaissance agronomique paraît largement insuffisante, alors que c'est l'information climatique qui serait à approfondir. A l'heure actuelle, on en est réduit, comme Battisti et Naylor (2008) à rappeler des analogues historiques (Ukraine 1978, France 2003, Sahel des années 2000) pour donner une évaluation des risques effectivement majeurs de cette conjonction.

Bibliographie

Amigues J.P., Debaeke, P., Itier B., Lemaire G., Seguin B., Tardieu F., Thomas A., 2006 : Sécheresse et agriculture. Adapter l'agriculture à un risque accru de manque d'eau. *Expertise scientifique collective, synthèse du rapport, INRA (France)*, 72 pp.

Battisti D.S., Naylor R. L., 2009: Historical warning of future food insecurity with unprecedented seasonal heat, *Science*, **323**, 240-244

Delecolle R., Soussana J.F., Legros J.P. 1999 : Impacts attendus des changements climatiques sur l'agriculture française. *C.R.Acad.Agric.Fr.* **85**, 45-51.

Easterling W., Apps M.. 2005: Assessing the consequences of climate change for food and forest resources: a view from IPCC. *Climatic change*, **70**, 165-189

Gate P., Blondot A., Gouache D., 2008. Impact du changement climatique sur la croissance du blé en France. Quelles solutions et quelles actions à développer, *actes du colloque 'biodiversité et changements climatiques' organisé par l'AFPP, Montpellier, 21 octobre 2008*.

GIEC / IPCC, 2001: Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability, Contribution of Working Group II to the third assessment report of IPCC. Cambridge University Press, Cambridge

GIEC/IPCC., 2007: Climate change 2007, summary for policymakers, sur le site: www.ipcc.ch

Lebon E., 2002 : Changements climatiques : quelles conséquences prévisibles sur la viticulture, *actes des 6èmes rencontres rhodaniennes, Institut Rhodanien, Orange*, 31-36.

Olesen J.E, Bindi M., 2002: Consequences of climate change for European agricultural productivity, land use and policy, *Eur.Journ.Agronomy*, **16**, 239-262.

Porter. J., Semenov M.A., 2005 : Crop responses to climatic variation, *Phil.Trans.R. Soc. B*, **360**, 2021-2035

Seguin B., Domergue M., Garcia de Cortazar I., Brisson N., Ripoche D., 2004: Le réchauffement climatique récent : impact sur les arbres fruitiers et la vigne. *Lettre pigb-pmrc France Changement global*, **16**, 50-54

Soussana J.F., 2001 : Changement climatique. Impacts possibles sur l'agriculture et adaptations possibles. In : *Demeter, Armand Colin, Paris*, 195-222.

Vinet F., 2000 : L'agriculture française face aux risques climatiques, *publication. A.I.C*, **13**, 309-317

L'ANALYSE DU DEFICIT PLUVIOMETRIQUE DE LA PLAINE DE L'OUEST DE LA ROUMANIE, PAR L'INTERMEDIAIRE DE L'INDICE STANDARDISE DE PRECIPITATIONS

EUGENIA ȘERBAN ¹, CARMEN SOFIA DRAGOTĂ ²

¹ L'Université d'Oradea, Faculté de la Protection Environnementale, Rue Gen. Magheru, nr. 26, Oradea, Roumanie, eugeniaserban@yahoo.com

² L'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine, Rue Dimitrie Racoviță, nr.12, Secteur 2, Bucarest, Roumanie, dragotacarmen@yahoo.co.uk

Résumé: On a analysé le territoire de la Plaine de l'Ouest de la Roumanie, c'est à dire, la partie située au nord de la rivière Mureș. Pour la mise en évidence du déficit pluviométrique, on a calculé les valeurs de l'Indice Standardisé de Précipitations (ISP) pour les intervalles de temps de 3, 6 et 12 mois. Le calcul a été réalisé pour la période 1961-2000. L'analyse a poursuivi la mise en évidence des périodes sèches. Pour cela, on a analysé divers paramètres de la sécheresse: le commencement et la fin de la sécheresse, la durée, l'intensité maximale et la magnitude. Les sécheresses de brève durée (ISP-3 mois) sont les moins nombreuses, mais aussi les plus intenses et les plus longues de la Plaine Aradului, aussi comme de la Plaine Crișurilor. Les sécheresses de moyenne durée (ISP de 6 et 12 mois) sont les moins nombreuses, mais les plus sévères et les plus longues dans la Plaine Ierului (ISP-6) et dans la Plaine Aradului (ISP-12).

Mots-clés: l'Indice Standardisé de Précipitations, déficit, sécheresse, intensité.

Abstract: The analysis of pluviometric deficit in the Western Plain of Romania through the Standardized Precipitation Index. The present study is based on the analysis of the territory of Romania Western Plain, the part situated to the North of the Mureș River. The values of the Standardized Precipitation Index (SPI) have been calculated for time steps of 3, 6 and 12 months, to emphasize the pluviometric deficit. The calculation has been made for the period 1961-2000 and the analysis aimed to point out the droughty periods. Several parameters of drought have been studied in this respect, the beginning and the end of drought, its duration, maximum intensity and magnitude. Short droughts (SPI-3 months) are the fewest but the longest and most intense in the Aradului Plain, as well as in Crișurilor Plain. Medium length droughts (SPI 6 and 12 months) are the fewest but the longest and most severe in the Ierului Plain (SPI-6) and Aradului Plain (SPI-12).

Key words: Standardized Precipitation Index, deficit, drought, intensity.

Introduction

La Plaine de l'Ouest de la Roumanie représente un lopin étroit de relief orienté approximativement nord-sud. Elle est délimitée par les parallèles de 45° et 48° latitude nord. Le régime des précipitations atmosphériques est modéré, à cause des influences océaniques qui prédominent dans le climat de cette région. Ainsi, sur le territoire analysé dans le travail ci-joint – la Plaine de l'Ouest, la partie située au nord de la rivière de Mureș (fig. 1) – les quantités moyennes annuelles de précipitations sont d'environ 525-550 mm vers la frontière de l'ouest du pays et augmentent à 630-650 mm vers l'est, la limite des collines étant marquée par l'isohyète de 700 mm.

1. Données et méthodes

Pour la mise en évidence du déficit pluviométrique sur le territoire mentionné plus haut, on a calculé les valeurs de l'Indice Standardisé de Précipitations (ISP) pour les intervalles de temps de 3, 6 et 12 mois (McKee et al., 1993). L'indice permet l'analyse spatio-temporelle des phénomènes de sécheresse, sur la base de l'identification et de la caractérisation des périodes avec un déficit pluviométrique de différentes durées et intensités. Les périodes (les événements) sèches ont été analysées sur la base de plusieurs paramètres de la sécheresse: le commencement et la fin de la sécheresse, la durée, l'intensité maximale et la magnitude. Les intervalles de temps choisis expriment la durée de l'accumulation du déficit de précipitations. Ainsi, les valeurs ISP pour l'intervalle de temps de 3 mois représentent la sécheresse météorologique de courte durée, et celles pour 6 et 12 mois, la sécheresse météorologique de moyenne durée.

Pour le territoire de la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş, le calcul ISP a été réalisé pour la période 1961-2000, à cinq stations météorologiques avec une période d'observation commune: Satu Mare, Săcueni, Oradea, Arad et Sânnicolau Mare. La station Sânnicolau Mare, située près du sud de la rivière de Mureş a été choisie pour comparaison, même si on n'inclut pas l'aire étudiée. Les données journalières de précipitations utilisées dans ce travail proviennent de l'archive de l'Administration Nationale de Météorologie de Bucarest (A.N.M.).

2. Résultats et discussions

Le calcul ISP pour l'intervalle de temps de 3 mois permet l'identification des sécheresses agricoles. Cet intervalle de temps est assez long pour l'accumulation d'un déficit pluviométrique qui provoque la sécheresse. En même temps, celui-ci met en évidence les périodes sèches de courte durée (Holobacă, 2006).

Sur le territoire de la Plaine de l'Ouest située au nord de Mureş 24-32 périodes sèches ont été identifiées pour l'intervalle de temps de 3 mois, au cours des 40 années analysées (tableau 1), auxquelles on a accordé trois qualificatifs: „extrêmement sèche (ES)” ($ISP \leq -2,00$); „très sèche (TS)” ($-1,5 \geq ISP \geq -1,99$); „modérément sèche (MS)” ($-1,0 \geq ISP \geq -1,49$). Les périodes sèches les plus nombreuses ont été enregistrées dans le nord du territoire, à Satu Mare et Săcueni, mais aussi dans le sud à Sânnicolau Mare. Le minimum de sécheresses a été enregistré à la station d'Arad. Les périodes „très sèches” ont varié entre 25 et 54% des occurrences totales.

La fréquence selon les classes de valeurs « ISP-3 mois » des périodes sèches, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş (1961-2000).

Tableau 1

Le qualificatif/ La station	Sânnic.Mare		Arad		Oradea		Săcueni		Satu Mare	
	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%
ES	11	37,9	8	33,3	11	39,3	9	31,0	7	21,9
TS	9	31,0	13	54,2	7	25,0	9	31,0	14	43,8
MS	9	31,0	3	12,5	10	35,7	11	37,9	11	34,4
TOTAL	29	100	24	100	28	100	29	100	32	100

C'est dans la Plaine du Someş (les stations Satu Mare et Săcueni) et celle de l'Aranca (la station Sânnicolau Mare) qu'ont été enregistrées les périodes sèches les plus nombreuses, mais elles ont toutefois connu la durée la plus courte de toutes les stations (tableau 2). Leur durée moyenne s'élève à 5,2-5,7 mois, par comparaison à 6,1-6,4 mois à Arad et Oradea. Ainsi, c'est à Arad qu'ont été enregistrées le moins de périodes sèches, mais aussi la durée la plus longue (6,4 mois).

Par rapport à ces valeurs moyennes, la durée maximale s'est élevée à 11-19 mois. La période sèche la plus longue a duré de *septembre 1970 à mars 1972* à Săcueni, soit *19 mois*. Elle a été „modérément sèche”, avec une magnitude de 9,8 et une intensité maximale de -1,4.

Les paramètres caractéristiques des périodes sèches établies sur la base des valeurs « ISP-3 mois », dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş (1961-2000).

Tableau 2

La station/Le paramètre	Sânnic.Mare	Arad	Oradea	Săcueni	Satu Mare	
La durée	Moyenne	5,2	6,4	6,1	5,7	5,5
	Maxime	11	12	13	19	13
	Minime	2	3	3	2	2
L'intensité maximale	Moyenne	-1,8	-1,9	-1,8	-1,7	-1,7
	Maxime	-3,4	-3,4	-3,0	-2,7	-2,8
	Minime	-1,0	-1,2	-1,1	-1,0	-1,0
La magnitude	Moyenne	5,7	6,7	6,0	5,7	5,6
	Maxime	15,7	18,8	13,5	12,0	14,0
	Minime	1,4	2,1	1,8	1,1	1,3

L'intensité maximale des périodes sèches est majeure dans la Plaine de l'Arad, de l'Aranca et des Criş. Les plus grandes intensités maximales se sont signalées aux stations du sud (-3,4). Ainsi, à Arad

dans la période „extrêmement sèche” mars-décembre 2000 (10 mois) on a atteint l'intensité maximale de -3,4 au mois d'août, celle-ci étant la période avec la plus grande magnitude accumulée (18,8). Les plus grandes intensités ont été enregistrées dans les années 2000, 1986-1987 et 1962. Les plus grandes magnitudes – c'est à dire les plus sévères sécheresses – ont été enregistrées aux stations d'Arad et d'Oradea (6,0-6,7).

En général on peut observer qu'à la station d'Arad, ainsi qu'à celle d'Oradea on a enregistré les moins de périodes sèches, mais elles ont eu les durées, les intensités et les magnitudes les plus grandes. On peut donc dire que *les sécheresses de courte durée sont les plus intenses et les plus longues dans la Plaine de l'Arad, mais aussi dans la Plaine des Criș*. Les stations de la Plaine du Someș présentent le plus grand nombre de périodes sèches, mais elles ont les durées, les intensités et les magnitudes les plus réduites, donc elles sont les plus douces. *Les sécheresses de courte durée sont moins intenses et plus courtes dans la Plaine du Someș. Dans la Plaine de l'Aranca les sécheresses de courte durée sont intenses, mais elles ont des durées et des magnitudes moindres.*

Sur le territoire de la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș on a enregistré, au cours de la période 1961-2000, un nombre total de 17-22 périodes sèches concernant l'intervalle de temps de 6 mois (tableau 3). Les périodes sèches les plus nombreuses ont toujours été enregistrées à la station la plus nordique, Satu Mare, puis aux stations Oradea et Sânnicolau Mare. Le minimum de sécheresses a été enregistré à Săcueni et Arad. Pour l'intervalle de temps de 6 mois, qui correspond aux sécheresses météorologiques de moyenne durée, la fréquence la plus grande correspond aux périodes „extrêmement sèches”.

La fréquence selon les classes de valeurs « ISP-6 mois » des périodes sèches, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș (1961-2000).

Tableau 3

Le qualificatif/ La station	Sânnic.Mare		Arad		Oradea		Săcueni		Satu Mare	
	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%
ES	9	47,4	7	38,9	6	31,6	11	64,7	8	36,4
TS	6	31,6	6	33,3	7	36,8	4	23,5	3	13,6
MS	4	21,0	5	27,8	6	31,6	2	11,8	11	50,0
TOTAL	19	100	18	100	19	100	17	100	22	100

On peut observer dans le tableau 4 que dans la Plaine Basse du Someș (la station Satu Mare) les périodes de sécheresse sont les plus nombreuses mais avec par contre les durées les plus courtes (la durée moyenne 8,2 mois), et aussi les intensités et les magnitudes les plus basses. Les durées les plus longues sont enregistrées par les périodes sèches de la Plaine de l'Ier (la station de Săcueni) et des Criș, ainsi que celles de la Plaine de l'Arad (durée moyenne de 9,2-10,4 mois). Dans la Plaine de l'Aranca leur durée diminue à environ 8,9 mois, c'est à dire que dans les régions où on enregistre les périodes sèches les moins nombreuses (la Plaine de l'Ier) on peut observer que les sécheresses ont les plus fortes durée, intensité et magnitude.

Les paramètres caractéristiques des périodes sèches établies sur la base des valeurs « ISP-6 mois », dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș (1961-2000).

Tableau 4

La station/Le paramètre	Sânnic.Mare	Arad	Oradea	Săcueni	Satu Mare
<i>La durée</i>	Moyenne	8,9	9,2	9,4	8,2
	Maxime	23	21	17	21
	Minime	2	3	4	3
<i>L'intensité maximale</i>	Moyenne	-1,9	-1,9	-1,8	-1,6
	Maxime	-3,1	-3,7	-2,9	-2,9
	Minime	-1,0	-1,1	-1,0	-1,0
<i>La magnitude</i>	Moyenne	9,2	9,4	9,1	8,1
	Maxime	19,4	20,7	18,7	23,9
	Minime	1,6	3,0	2,9	1,8

La durée maximale des périodes sèches s'est élevée à 17-32 mois. La sécheresse la plus longue a été enregistrée à Săcueni dans l'intervalle *novembre 1970- juin 1973* (32 mois), et „extrêmement sèche” (intensité maximale: -2,1) et atteint une magnitude de 25,2. Celle-ci représente la sécheresse la plus sévère de la plaine, pour cet intervalle de temps. Les plus grandes intensités ont été signalées aux stations du sud. Ainsi, dans la période *mai-décembre 2000* (8 mois) à Arad on a enregistré l'intensité maximale de -3,7 en novembre, cette période atteignant une magnitude de 20,7, la plus grande de cette station pour l'intervalle de temps de 6 mois. Les années avec les plus grandes intensités des sécheresses de moyenne durée ont été: 2000, 1992-1993, 1961-1962. Les sécheresses avec les magnitudes les plus grandes – c'est à dire les sécheresses les plus sévères – ont été enregistrées à la station de Săcueni (la magnitude moyenne des périodes étant de 10,1).

En conclusion, on peut dire que sur le territoire analysé, les sécheresses de moyenne durée sont les plus sévères et les plus longues dans la Plaine de l'Ier. La deuxième aire du point de vue de la durée est de la sévérité est la Plaine de l'Arad, de l'Aranca et des Criș, et l'aire avec les sécheresses de moyenne durée les moins sévères et avec les plus brèves durées est celle de la Plaine Basse du Someș.

Dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș on a enregistré au cours de la période 1961-2000, un nombre total de 9-14 périodes sèches correspondant à l'intervalle de temps de 12 mois (tableau 5). Dans ce cas, la période de persistance du déficit pluviométrique est assez longue pour causer des dommages considérables à l'économie, surtout à l'agriculture, mais aussi à la végétation spontanée. Les périodes les plus nombreuses se sont produites toujours à la station de Satu Mare, et les moins nombreuses à Arad. Leur nombre est plus réduit par rapport à celui des étapes temporelles antérieures (ISP-6 mois, ISP-3 mois) ce qui met en évidence la décroissance du nombre des périodes, tout en témoignant de leur croissance en durée. Pour l'intervalle de temps de 12 mois, qui coïncide avec les sécheresses météorologiques de moyenne durée, la plus grande fréquence a été enregistrée dans les périodes „extrêmement sèches”, et „très sèches”.

La fréquence selon les classes de valeurs « ISP-12 mois » des périodes sèches, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș (1961-2000).

Tableau 5

Le qualificatif/ La station	Sănnic.Mare		Arad		Oradea		Săcueni		Satu Mare	
	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%	No.per.	%
ES	5	45,4	3	33,3	4	33,3	4	36,4	6	42,9
TS	4	36,4	6	66,7	5	41,7	5	45,4	1	7,1
MS	2	18,2	0	0	3	25,0	2	18,2	7	50
TOTAL	11	100	9	100	12	100	11	100	14	100

Comme dans les cas antérieurs, on peut observer que dans la Plaine Basse du Someș on a enregistré la plupart des périodes, mais ce sont les périodes les moins sévères et les plus brèves de tout le territoire analysé (tableau 6). A Arad la situation est inverse, car ici on a enregistré le moins de périodes de sécheresse, mais e même temps les durées, les intensités et les magnitudes les plus grandes.

Les paramètres caractéristiques aux périodes sèches établies sur la base des valeurs « ISP-12 mois », dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș (1961-2000).

Tableau 6

La station/Le paramètre	Sănnic.Mare	Arad	Oradea	Săcueni	Satu Mare
<i>La durée</i>	Moyenne	17,4	20,7	16,3	12,9
	Maxime	40	35	27	39
	Minime	6	6	5	4
<i>L'intensité maximale</i>	Moyenne	-1,9	-2,0	-1,8	-1,7
	Maxime	-2,9	-3,3	-2,3	-2,5
	Minime	-1,0	-1,5	-1,0	-1,0
<i>La magnitude</i>	Moyenne	16,8	19,4	14,7	12,2
	Maxime	35,0	34,2	28,2	48,5
	Minime	6,1	9,5	5,0	3,0

Donc on peut conclure que les sécheresses de moyenne durée, calculées pour l'intervalle de temps de 12 mois ont l'intensité et durée les plus élevées dans la Plaine de l'Arad. Suivent alors avec une intensité inférieure du point de vue de la sévérité et de la durée, les plaines de l'Ier, de l'Aranca et des Criș. L'aire avec les sécheresses de moyenne durée les moins sévères et avec les plus brèves durées est celle de la Plaine Basse du Someș.

La période sèche la plus longue a duré 49 mois, à Săcueni, dans l'intervalle novembre 1991-novembre 1995. Celle-ci a été „très sèche”, ayant l'intensité maximale de -1,6 et la magnitude de 43,8. La sécheresse la plus intense a été celle du juillet-décembre 2000 (6 mois) à Arad, qui a eu l'intensité de -3,3 („extrêmement sèche”) et la magnitude de 13,4. La sécheresse la plus sévère a été enregistrée à Satu Mare, dans l'intervalle mars 1971-mai 1974 (39 mois), ayant l'intensité maximale de -2,5 („extrêmement sèche”) et cumulant une magnitude de 48,5.

Les périodes sèches identifiées dans les intervalles de temps de 3, 6 et 12 mois des ISP ne se sont pas produites chaque année, aux stations météorologiques. Leur fréquence annuelle d'apparition est élevée (tableau 7) et comprise entre 62,5-87,5% (ISP-3 mois), 60,0-72,5% (ISP-6 mois), 60,0-65,0% (ISP-12 mois) et en général, celle-ci augmente du sud vers le nord du territoire. La fréquence annuelle la plus grande apparaît aux stations nordiques, et la plus réduite à la station d'Arad.

La fréquence annuelle de production des périodes sèches, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș (1961-2000).

Tableau 7

La station	Sănnic.Mare	Arad	Oradea	Săcueni	Satu Mare
ISP-3 mois	70,0	62,5	75,0	75,0	87,5
ISP-6 mois	67,5	60,0	72,5	60,0	70,0
ISP-12 mois	60,0	60,0	62,5	65,0	65,0

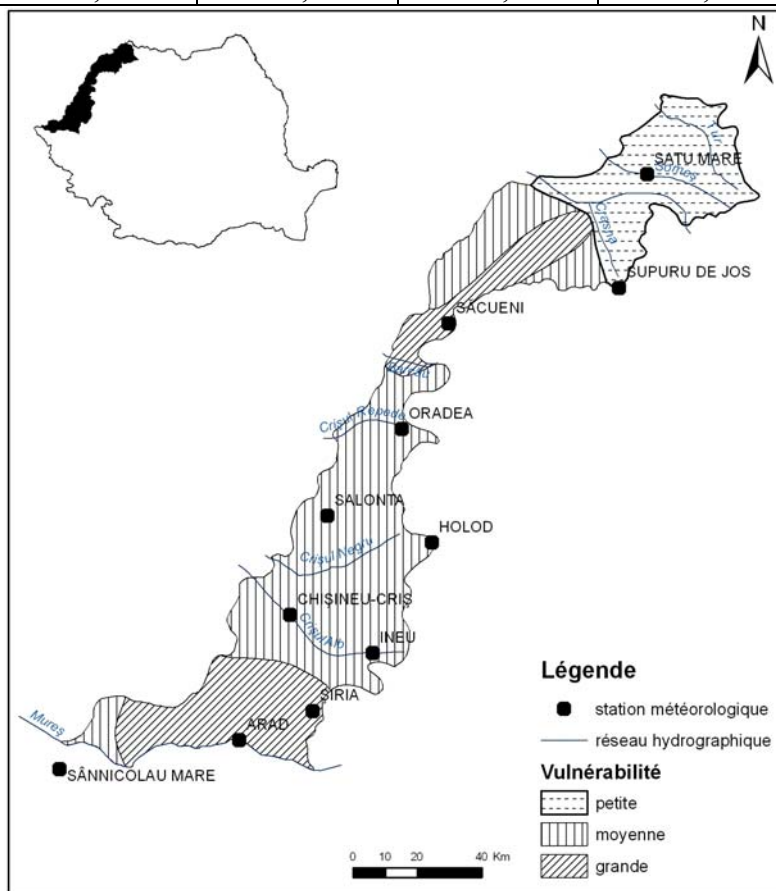


Figure 1. La position de la Plaine de l'Ouest de nord de Mureș sur le territoire de la Roumanie. La vulnérabilité du territoire de la Plaine par rapport à l'intensité et la durée des sécheresses.

Dans la figure 1 on a représenté *la vulnérabilité* du territoire de la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș vis à vis de *l'intensité et de la durée des sécheresses*. On peut observer que les aires les plus vulnérables sont la Plaine de l'Arad, l'est de la Plaine de Nădlac et la Plaine de l'Ier. Les aires avec une vulnérabilité moyenne sont l'ouest de la Plaine de Nădlac (on a considéré que celle-ci a les mêmes caractéristiques que la Plaine de l'Aranca) et la Plaine des Criș, tandis que l'aire la moins vulnérable est la Plaine Basse du Someș. Comme d'habitude, dans le cadre de ces territoires, les terrains cultivés sont les plus vulnérables.

Conclusions

Le calcul de l'Indice Standardisé de Précipitations a montré qu'il n'y a pas de corrélation claire entre la répartition des aires avec les intensités, les durées ou les magnitudes les plus grandes des sécheresses et les influences climatiques différentes du territoire ou les facteurs locaux. Par conséquent, on peut affirmer que l'apparition des sécheresses intenses et de longue durée ne dépend pas des influences climatiques différentes de la région d'étude (avec les différences signalées entre le sud et le nord du territoire) ou des facteurs locaux, mais seulement de *la circulation générale de l'atmosphère*. C'est la raison pour laquelle les sécheresses peuvent être présentes tantôt dans les aires plus hautes ou nordiques, où les précipitations sont plus abondantes (le cas de la station de Satu Mare), tantôt dans les aires de pré, riches en humidité (le cas de la station d'Arad). Elles ne sévissent évidemment pas seulement dans les aires méridionales, affectées fréquemment par les invasions des masses d'air chaud et sec, tropical, mais aussi dans les aires septentrionales, influencées par les masses d'air humides, océaniques. Cela est dû au fait que les aires les plus arides (exemple: Sânnicolau Mare) ne sont pas obligatoirement affectées par des phénomènes de sécheresse, et les aires les plus humides (par exemple: Satu Mare) ne sont pas obligatoirement dépourvues de tels phénomènes.

Bibliographie

- Croitoru Adina Eliza, 2006: *Excesul de precipitații din Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 264p.
- Holobacă I.H., 2006: *Perioadele deficitare sub aspect pluviometric și efectele lor hidrologice în Podișul Transilvaniei*, teză de doctorat, Univ. „Babeș-Bolyai”, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca, 212p.
- McKee Th.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales, Eighth Conference on Applied Climatology, *American Meteorological Society*, 17-22 January 2003, Anaheim, California, 179-186
- Păltineanu C., Mihăilescu I.F.I., Seceleanu I., Dragotă Carmen, Vasenciuc Felicia, 2007: *Ariditatea, seceta, evapotranspirația și cerințele de apă ale culturilor agricole în România*, Edit. Ovidius University Press, Constanța, 319p.

L'IMPACT DE LA CANICULE DE L'ÉTÉ 2007 SUR LA POPULATION DE LA CAPITALE DE LA ROUMANIE

ELENA TEODOREANU¹, L. BOTEZAT-ANTONESCU², IULIA BUNESCU³

¹ Université d'Ecologie, Bucarest, Bd. Lascar Catargiu 24-26, sc.A, ap. 16, code 010672, Bucaresti, tel. 021.315.19.14, elena_teodoreanu@yahoo.com

² Centre de calcul du Ministère de la Santé, Str. Dionisie Lupu 54, Bucaresti, tel. 021.314.39.02, botezat@yahoo.com

³ Institut National de Récupération, Médecine Physique et Balnéoclimatologie, Bucarest, Str. Plaiul Muntelui, 58, sect.1 Bucaresti, tel. 021.667.53.83, bunescudiulia@yahoo.com.

Résumé : Cet article présente la relation entre la mortalité à Bucarest en juillet 2007 et la grande vague de chaleur spécialement dans la deuxième partie du mois. On constate un pic de décès qui dépasse de 2.5 fois la moyenne mensuelle, après les températures excessives et successives de plus de 40°C.

Mots clés : canicule, été 2007, santé, mortalité

Abstract: *The impact of the heat wave of the summer 2007 on the population of the capital of Romania.* This article present the relation between mortality has Bucharest in July 2007 and the large heatwave especially on second part of the month. One notes a peak of death which exceeds of 2.5 times the monthly average, after temperatures successive and that exceeded 40°C.

Key words: heat wave, summer 2007, health, mortality

Introduction

Dans toute la partie de l'Europe de sud est, l'année 2007 a été caractérisée par un été long et chaleureux déterminé par de vagues successives d'air torride apporté par un fort anticyclone de nord de l'Afrique. A Bucarest, un des pôles de la chaleur de l'Europe, les plus de 2 millions des habitants de la capitale ont supporté plus de 100 jours d'été, (75 jours tropicaux et 20 caniculaires) et quelques nuits tropicales, dans toute la période de mai jusqu'à septembre, avec de répercussions sur la santé des hommes et sur le milieu environnant.

1. Caractérisation sommaire de la canicule de juillet 2007 à Bucarest

1.1 Les principaux paramètres climatiques

Si on prend en considération la température de 35°C (jours caniculaires) on a constaté 6 vagues : une en juin (25-26), 4 en juillet (3-4, 17-25 et 28-30) et une vague en août (21-25). La plus longue et la plus difficile à supporter a été la période du 14 au 30 juillet, quand la température maximale a été de 40°C pendant 4 jours (19 et 22-24) et a dépassé 34°C en 14 jours et que pendant 7 nuits, la température minimale n'a pas descendu sous 17°C. Les jours ont été caractérisés par des *valeurs d'humidité relative* très petites quand les températures étaient environ 40°C (de 9-11% à 13-15%). Sinon, on a enregistré des valeurs jusqu'à 28-29%. La vitesse du vent a oscillé entre des valeurs moyennes de 0 et 2 m/s, avec des rafales qui ont atteint 8 m/s (23 et 25 juillet). Les directions ont été très variables, avec une prédominance de la direction ouest et sud-est. Dans les mois analysés, le ciel était prédominant serein, avec quelquefois une nébulosité partielle vers midi.

1.2. Caractérisation bioclimatique de la canicule

Le *stress bioclimatique* (Besancenot, 1974, cf. Teodoreanu, 2008) a présenté par ses deux composantes un caractère excitant, sollicitant. Ainsi, le *stress cutané*, dépendant de température et de vitesse du vent, était à 100% hypotonique pendant les heures de température maximale, entraînant les mécanismes de thermolyse.

Le *stress pulmonaire*, à cause de l'air très sec déshydratant était presque quotidien tous les jours de juillet.

Le confort thermique établi d'après divers indices de confort (Yaglou/Yakovenko, Seleihovski, Missenard, THI-Thom, Arakawa, cf. Teodoreanu, 2008) a indiqué, avec quelques petites différences, les mêmes jours inconfortables de point de vue thermique. Ainsi tout les jours de juillet 2007, sauf 5-6, 12 et 31 juillet, presque toute la journée, (de 9-10 heures du matin, jusqu'à 20-21 heures) la température a dépassé la limite de confort, même à l'ombre, en déterminant des réactions de protection de l'organisme humain, en vue de résister au stress de chaleur.

1.3. L'effet de la canicule de l'été 2007 sur la population de la capitale

Dans les jours de grande canicule à Bucarest, la morbidité a présenté une situation spéciale. On a enregistré beaucoup des appels aux ambulances et aux services d'urgence, en comparaison avec les jours normaux, beaucoup de personnes sont été tombées dans la rue. Les plus vulnérables ont été toujours les personnes âgées et malades (avec affections cardio-vasculaires, rénales, digestives etc.) et quelque fois, les nourrissons. On a enregistré de crises de hyper- et hypotension, choc calorique, insolation, crises digestives, de lithiase rénale et psychiques. En même temps, la mortalité à Bucarest a augmenté. C'est pour cela que nous avons étudié la situation de la mortalité dans la capitale pendant cette période.

2. Matériel et méthode

Nous avons utilisé les données de Centre du calcul du Ministère de la Santé sur la mortalité à Bucarest, pendant le mois de juillet 2007, en comparaison avec la mortalité à Bucarest dans les années 1996-2007, considérées relativement normales de point de vue climatique. On a analysé aussi les dates par rapport avec les données de l'Agence Nationale de Météorologie sur les températures maximales diurnes absolues, de la même période de la station București-Băneasa, située à la limite nord de la ville et on a établi une corrélation entre les températures maximales diurnes de la période la plus stressante, la deuxième partie du juillet 2007, et le nombre des personnes décédées en fonction de l'âge (0-19 ans, 20-59 et plus de 60 ans).

3. Résultats et analyse

3.1. La mortalité pendant le mois de juillet 2007

Le nombre moyen des personnes décédées en juillet pendant les douze dernières années est de 2011.5, soit 64,9 décédés par jour, pour une moyenne de la température maximale diurne de 30°C. En juillet 2007, la température maximale moyenne a été de 34.2°C et on a enregistré un total de 2454 décédés (79.2 par jour voir fig. 1a et b) ce qui signifie une valeur rapportée à la moyenne de 122%.

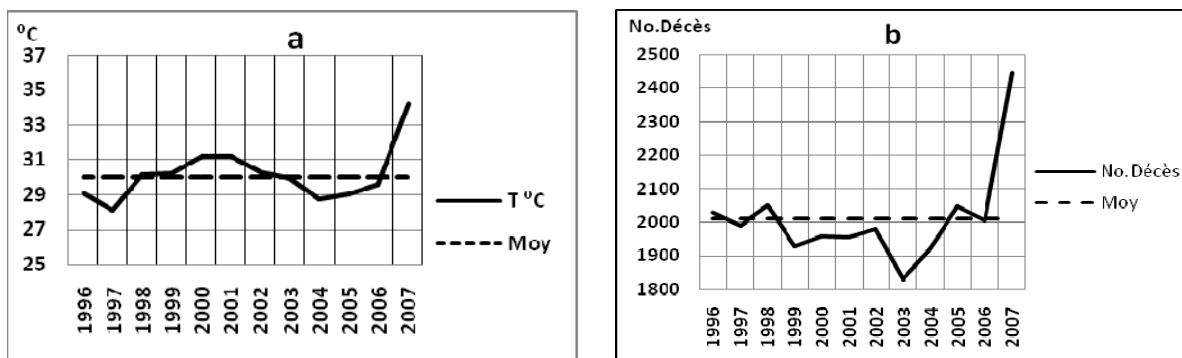


Figure 1. a) Les valeurs de la température maximales moyennes mensuelles en juillet (1996-2007);
b) Le nombre de personnes décédées en juillet (1996-2007)

Si on analyse les données sur le nombre de décès pour la période 1996-2007 d'après l'âge, on constate que les personnes qui dépassent 60 ans constituent presque 76.9% des décès et les personnes de 20 à 59 ans en représentent 21,1%. Le reste de 2% sont les enfants et les jeunes gens de moins de

19 ans. En 2007, le nombre de personnes décédées âgées de plus de 60 ans a augmenté à 80% et les personnes du deuxième âge, représentaient 19.1%. Les enfants et les jeunes gens ont constitué 0.9%. On peut constater la corrélation entre la croissance du nombre total de décès et l'augmentation de la température maximale mensuelle en juillet. (Fig. 2)

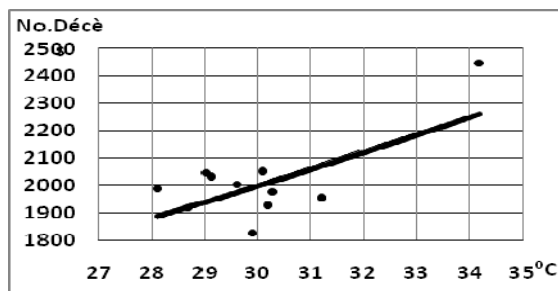


Figure 2. La corrélation entre le nombre de décès et la température maximale mensuelle du mois de juillet.

En conclusion on peut affirmer que pendant la canicule de juillet 2007, le nombre total de décès a été supérieur de 22 % à la moyenne pluriannuelle. Les personnes plus affectées ont été celles qui ont dépassé 60 ans.

3.2. La relation entre les maximums diurnes et la mortalité dans la première partie du mois

En juillet 2007 la valeur moyenne de la température maximale diurne a été de 34.2°C, comme nous avons dit déjà, dépassant plus de 4°C la moyenne pluriannuelle (1996-2007) qui est de 30.0°C. Tous les jours du juillet ont été des jours d'été (t.max. >25°C), mais la deuxième partie du mois a été plus stressante, avec ses températures diurnes très élevées, en général au-dessus de 30°C. Dans la première période du 1^{er} au 15 juillet, la valeur moyenne de la température maximale diurne a été de 29.5°C, avec 11 jours tropicaux (t.max. >30°C et 3 jours caniculaires (t.max. >35°C). Le nombre total de personnes de plus de 60 ans décédées a été de 991 (66.4 en moyenne par jour)

3.3. Le grand vague de chaleur de 17-25 juillet 2007

Dans la période 16-30 juillet, la température maximale diurne moyenne a été de 37.2°C, avec 15 jours tropicaux et 12 jours caniculaires. Le nombre total de personnes décédées a été de 1394 (moyenne 92.9 par jour). Le nombre des personnes décédées âgées plus de 60 ans a dépassé la moyenne mensuelle pluriannuelle et la moyenne de la première période. Aussi les autres catégories (20-59 ans) et (0-19 ans) ont dépassé les valeurs de la première période, même la moyenne du mois de juillet. La mortalité des enfants et des jeunes gens a été inférieure à la moyenne de juillet 2007, ce qui nous montre qu'en général dans la première partie de la vie les vagues de grande chaleur n'ont pas une importance si grande, comme pour les personnes âgées (Tab.1).

Les principaux paramètres climatiques et de la mortalité en juillet 2007.

Tableau 1.

	Valeurs climatiques juillet				La mortalité en juillet				
	T.max.moy	Nr. J. d'été	Nr. J. trop.	Nr. J. canic	Nr. Total déc	Moy. /jour	0-19 ans	20-59 ans	>60 ans
Val. Pluriann.	30.0	28.1	17.7	3.6	2011.5	64.9	1.4	13.7	49.9
juillet 2007	34.2	31.0	26.0	15.0	2442.0	79.2	0.8	15.1	63.2
1-15 juill.	29.5	15.0	11.0	3.0	991.0	66.1	0.4	12.7	52.7
16-30 juill.	36.6	15.0	15.0	12.0	1394.0	92.9	1.2	17.7	75.3

De 17 à 25 juillet, on a enregistré 4 jours avec plus de 40°C à la station météorologique, mais sans doute plus encore dans les rues surchauffées de la ville, où la température maximale a dépassé 44-45°C. Ces valeurs de la température maximale diurne se sont reflétés dans l'évolution des décès diurnes par un pic de 164 personnes mortes le 24 juillet (136 de plus de 60 ans et 28 personnes d'âge adulte) représentant un nombre de 2.5 fois de plus qu'un jour normal. Après un tel maximum de mortalité, le nombre de décès a diminué. On nomme un tel événement, un « effet de moisson » (*harvesting effect* en anglais) comme si le pic de chaleur sélectionnait et « fauchait » les individus les plus fragiles, après quoi le « stock » de sujets à haut risque se trouve réduit (cf. Besancenot, 2007) (Fig. 3a et b).

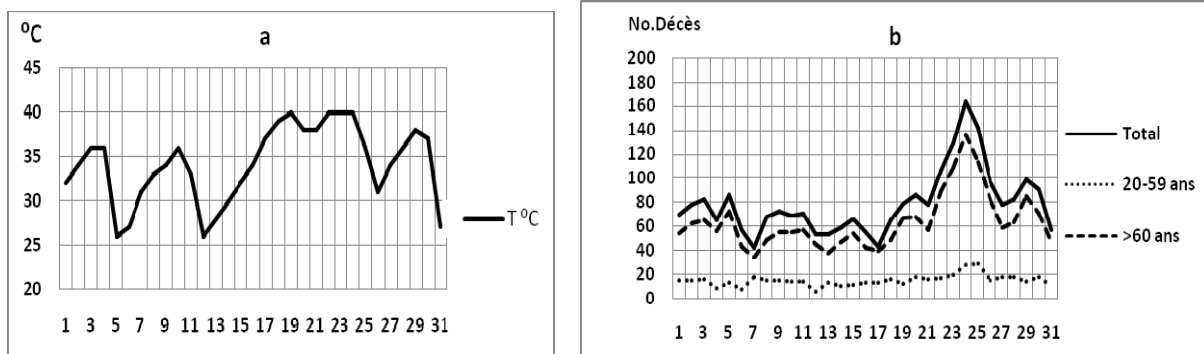


Figure 3. a) Les températures maximales diurnes en juillet 2007;
b) le nombre de décès dans la même période.

On peut voir la corrélation entre les températures extrêmes élevées et le nombre de décès, mais elle n'est pas parfaite, car les causes de grande mortalité sont bien sûr plus nombreuses que la chaleur (Fig.4).

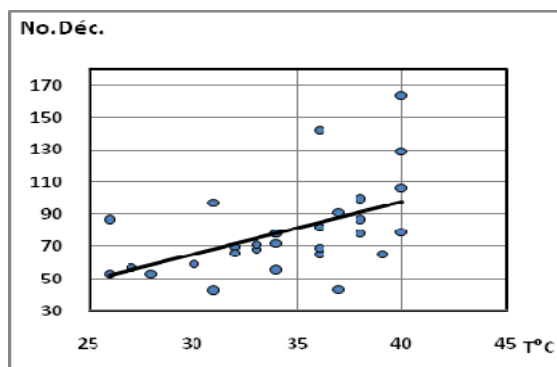


Figure 4. La corrélation entre les températures maximales diurnes et le nombre de décès en juillet 2007.

Conclusions

Les vagues de chaleur de l'été 2007 ont provoqué une croissance de la mortalité à Bucarest, en comparaison avec les étés précédents (caractérisées par des valeurs moyennes et extrêmes plus proches de la normale). Lors du mois de juillet très chaud de 2003 qui a fait beaucoup de victimes en France et en général en Europe Centrale, Bucarest a présenté des valeurs réduites des températures (29.9°C) et de la mortalité (59 décès par jour). Le paroxysme thermique a été enregistré dans la deuxième partie de juillet, quand le nombre de décès a dépassé de 2.5 fois les valeurs moyennes diurnes. Les victimes de la canicule ont été spécialement les personnes âgées, mais on ne peut pas répondre si la canicule a précipité la fin de malades en phase terminale ou si elle a terrassé des individus qui sans elle auraient survécu encore longtemps.

Bibliographie

- Agostini G., Pinna M., Pinna S., Russo F., 2005, *Bioclimatologia umana*. Utet Libr. 330 p.
- Besancenot J-P., 2001, *Climat et santé*, Col. Médecine et Société, Presses Univ. de France, 128 p.
- Besancenot J.P, 2002 : Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines. *Environnement, Risques et santé*, 4, 229-240
- Besancenot J-P., 2007, *Notre santé à l'épreuve du changement climatique*, Delachaux et Niestle, Paris, 22 p.
- Licht S., 1964, *Medical climatology*, Elisabeth Licht Publ., New Haven, 753 p.
- Teodoreanu E., 2002, *Bioclimatologie umană*, Edit. Academiei Române, București, 216 p.
- Teodoreanu E., 2008, La canicule de l'été 2007 à Bucarest (Roumanie), *Actes du XXIème colloque de l'AIC, Montpellier III*, 593-599.
- Tromp S.W., 1974, *Progress in bioclimatology*, Vol.I, Swets et Zeitlinger B.V., Amsterdam, 726 p.

DETERMINATION DES DATES DE DEMARRAGE ET DE FIN DE LA SAISON PLUVIEUSE AU PROCHE-ORIENT

MYRIAM TRABOULSI

Université Libanaise, Faculté des Lettres, Beyrouth Liban
Archéorient UMR 5133. Maison de l'Orient et de la Méditerranée CNRS-Université Lyon2
e-mail : traboulsim@yahoo.fr

Résumé : Les précipitations proche-orientales sont caractérisées par une grande variabilité interannuelle particulièrement au début et à la fin de la saison pluvieuse, précipitations les plus utiles pour la vie végétative. Cette contribution propose la détermination des dates de démarrage et de fin de la saison pluvieuse pour la période allant de septembre 1970 à Juin 2002 en appliquant une Analyse en Composantes Principales sur les données quotidiennes de 20 stations réparties sur le Liban, la Syrie, La Jordanie et Israël. Les valeurs minimales et maximales des scores cumulées de la première composante (42,2 % de la variance) calculées année par année ont permis de déterminer des dates de début et de fin de la saison pluvieuse. Les séries temporelles montrent une tendance au raccourcissement de cette saison qui est plus liée à une fin précoce qu'à un démarrage tardif.

Mots-clés : Variabilité de la pluviométrie, Proche-Orient, début et fin de la saison pluvieuse, tendance.

Abstract : Near East precipitation is characterized by a high interannual variability especially at the beginning and end of the rainy season. Rains at this time of the year are most useful for vegetative life. This contribution proposes the determination of onset and cessation dates of the rainy season for the period September 1970 to June 2002 by applying a principal component analysis on daily data from 20 stations spread over Lebanon, Syria, Jordan and Israel. The minimum and maximum cumulative scores of the first component (42.2% of the variance) calculated year by year enabled to determine the onset and cessation dates. The time series show a trend towards a shortening of the rainy season, which is mainly due to an early end rather than to a delayed start.

Key words : Rainfall variability, Middle East, onset and cessation of the rainy season, trends.

Introduction

La variabilité temporelle des précipitations est une question primordiale en climatologie méditerranéenne et notamment « proche orientale » où les ressources en eau sont liées directement à la pluie avec une saison sèche très longue. Une « bonne » ou « mauvaise » année pluviométrique est déterminée non par le total annuel mais plutôt par la distribution de la pluie au cours de la saison pluvieuse, tout en sachant que les pluies des mois du début et de la fin de cette saison, les plus utiles pour la vie végétative, sont les plus variables (Traboulsi, 2004; Sanlaville, 2000). Ceci pose le problème de la durée de la saison pluvieuse, donc de la variabilité des dates de démarrage et de fin de cette saison.

1. Données et méthode

1.1 Données

Pour cette étude, nous avons utilisé les données pluviométriques quotidiennes des 20 stations (qui sont inégalement réparties dans l'espace, notamment au Liban) couvrant le Liban, la Syrie, la Jordanie et Israël. Ces données sont recueillies directement auprès des Services Météorologiques des pays concernés sauf pour Israël, elles proviennent du site web : <http://climexp.knmi.nl/>. La période retenue va de septembre 1970 à juin 2002 (303 jours pour chaque saison pluvieuse, les 29 février sont éliminés).

1.2 Méthode

Pour délimiter la saison pluvieuse, nous proposons une méthode qui repose sur l'utilisation de l'Analyse en Composantes Principales, appliquée sur la racine carrée des données journalières (afin d'atténuer l'asymétrie des distributions) des 20 stations. Seule la première composante principale

(42,2 % de la variance) est conservée. Les coefficients de saturation montrent qu'une part importante de la variance est commune à toutes les stations même à l'échelle journalière.

Le calcul des scores cumulés de chaque année (du 1^{er} septembre à 30 juin) montre un maximum et un minimum qui sont considérés comme les dates du début et de la fin de la saison pluvieuse. L'alternance entre saison sèche et saison de pluie est montrée par les changements de pente sur les courbes (Figure 1).

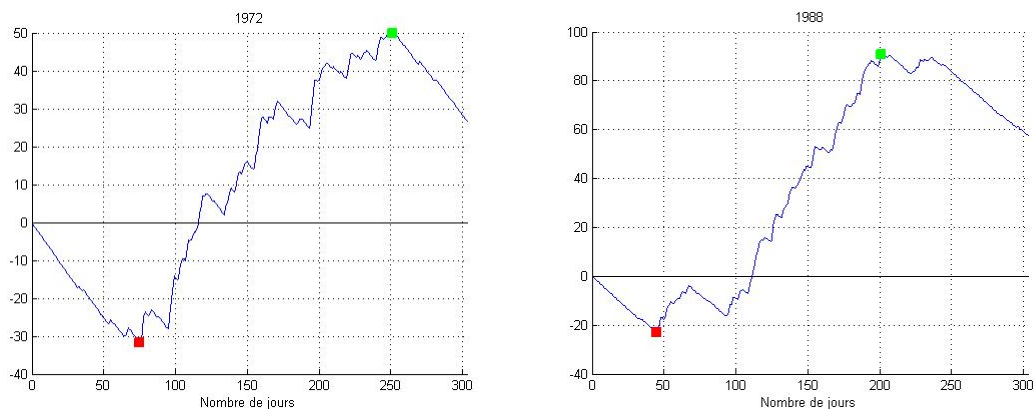


Figure 1. Scores cumulés de la 1^{ère} composante principale des précipitations journalières pour les années 1972 et 1988 au Proche-Orient. Les symboles indiquent le démarrage et la fin de la saison des pluies.

Il faut signaler qu'il y a une incertitude dans la détermination des dates pour certaines années où la saison des pluies n'est pas structurée comme les années 1973 et 1999 (Figure 6).

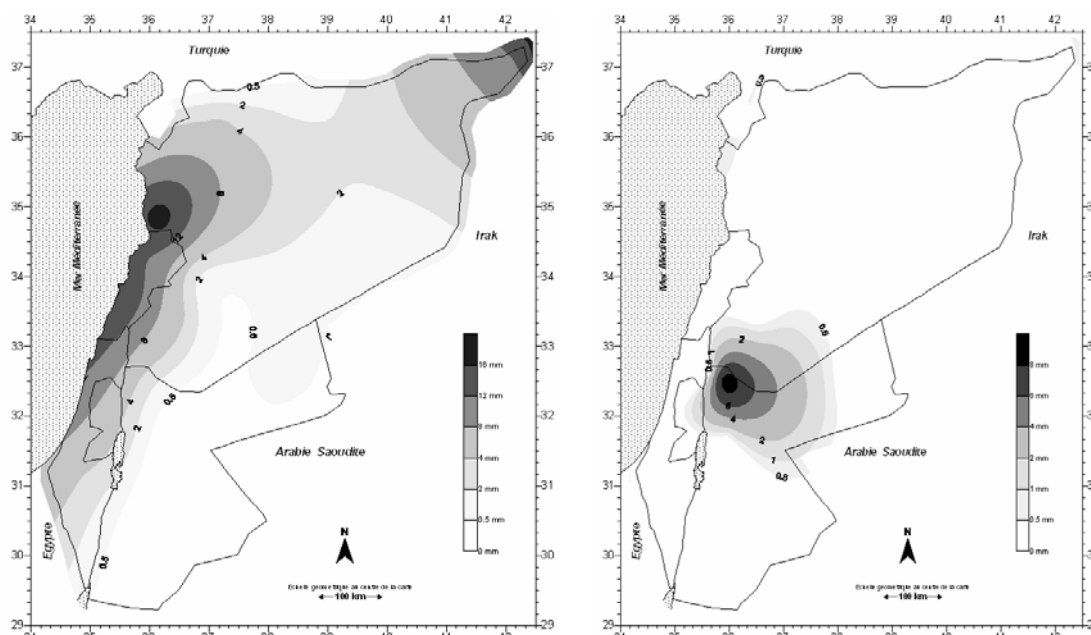


Figure 2. Précipitations moyennes des jours J+2 (à gauche) et J=0 (à droite) de part et d'autre de la date de démarrage de la saison des pluies (J=1) au Proche-Orient.

Pour vérifier la validité des dates mentionnées, nous avons calculé des séquences composites des pluies totalisées de 1 à 5 jours avant et de 1 à 5 jours après ces dates. La cartographie de ces composites montre bien l'installation brusque des pluies (Figure 2).

Un coefficient (empirique) d'indétermination est utilisé pour mesurer la robustesse des dates obtenues :

$$CI_a = \sum_{j=dmi-10}^{DSP_a-1} \frac{1}{1 + (SC_{aj} - SC_{DSP_a})^2} x (abs(J - DSP_a))^{0,5} + \sum_{j=DSP_a+1}^{dmi+10} \frac{1}{1 + (SC_{aj} - SC_{DSP_a})^2} x (abs(J - DSP_a))^{0,5}$$

dmi : date la plus précoce du démarrage des pluies sur les 30 ans.

dma : date la plus tardive.

DSP_a : date du démarrage des pluies pour l'année **a**.

SC_{DSP_a} : Score cumulé obtenu à la date **DSP_a** pour l'année **a**.

SC_{a,j} : score cumulé obtenu au jour **j** de l'année **a**.

Plus le coefficient d'indétermination est grand plus l'incertitude sur la date est grande.

L'introduction du coefficient ($abs(j-DSP_a)$) permet tenir compte du fait que si un jour avec un SC proche de celui de la date de démarrage se situe à 2 à 3 jours seulement de cette date, l'incertitude est faible. Par contre si on obtient un jour avec un SC lui aussi proche de celui de la date de démarrage, mais éloigné dans le temps (30 jours par exemple) alors le degré d'incertitude est beaucoup plus grand. Nous avons refait le même calcul en utilisant la même formule en changeant le coefficient *0,5 avec lequel nous avons modulé ($abs(j-DSP_a)$) (pour ne pas donner une importance exagéré à ce point) par un autre coefficient *0,3 ; nous avons obtenus presque les mêmes résultats. En réalité, ce sont les années sèches qui ont des dates incertaines (Figure 3) avec une saison mal structurée comme les années 1973, 1979, 1984 et 1999 Par exemple.

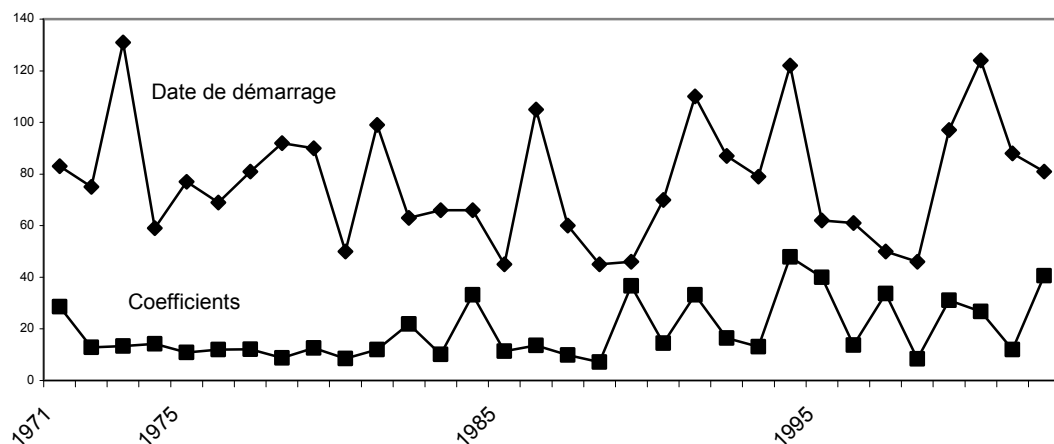


Figure 3. Comparaison entre les dates de démarrage et les coefficients d'indétermination calculés.

2. Résultat

Les séries temporelles des dates calculées montrent sur la période 1970-2002 une tendance au raccourcissement de la saison pluvieuse qui est liée surtout à une fin précoce et à un démarrage tardif (Figure 4). La tendance à une fin précoce est relativement importante, mais elle n'est pas significative au seuil de 5 %.

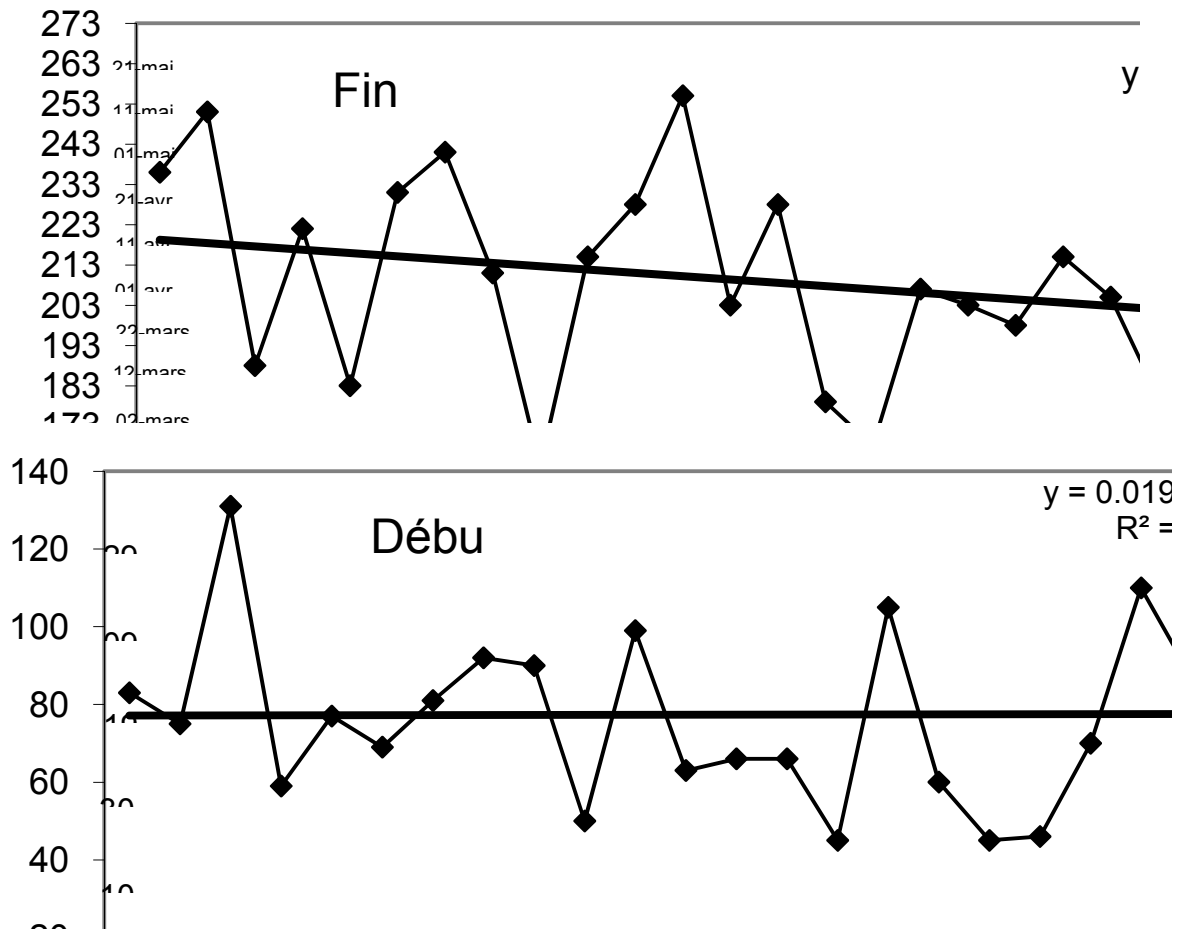


Figure 4. Variabilité interannuelle des dates de démarrage (en bas) et de fin (en haut) de la saison des pluies au Proche-Orient.

Ce résultat est confirmé par la tendance à la baisse des précipitations au printemps c'est-à-dire vers la fin de la saison pluvieuse comme le montre la Figure 5.

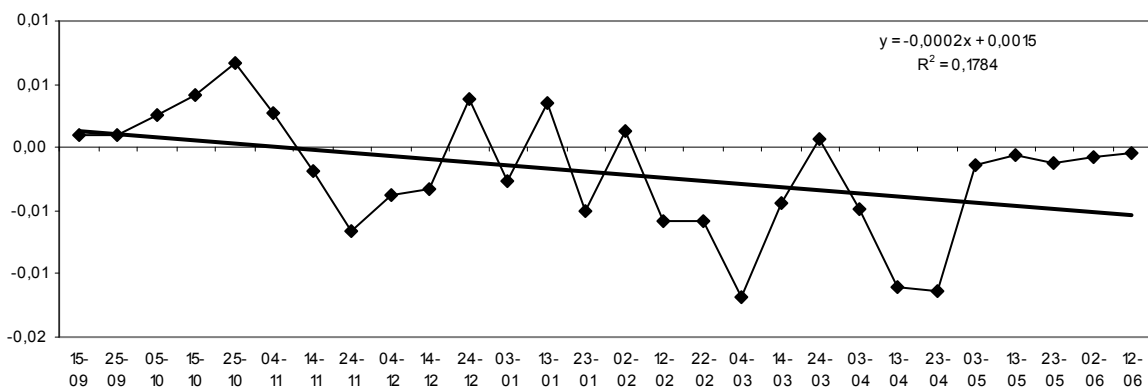


Figure 5. Pentas des droites de tendance (1970-2002) des scores de la CP1, moyennés sur des périodes de 30 jours consécutifs. Les centres des périodes sont représentés sur l'axe des abscisses et les pentas des droites sur l'axe des ordonnées

Pour tester la tendance de la fin précoce de la saison pluvieuse, nous avons calculé les scores moyens de la première composante pour des périodes glissantes de 30 jours de septembre 1970 au 30

juin 2002. Les pentes des droites de tendance appliquées sur les 32 valeurs annuelles obtenues et qui sont représentées sur la Figure 4, montrent bien la tendance à une fin précoce de la saison pluvieuse (printemps). Cette tendance est significative au seuil de 5% (test de spearman).

Le raccourcissement de la saison pluvieuse est en relation avec la fin précoce de cette saison plus qu'avec son démarrage tardif, même si d'autres paramètres interviennent comme les totaux pluviométriques. La corrélation entre les cumuls pluviométriques et la durée de la saison pluvieuse est faible (tableau 1) même si elle est significative au seuil de 5 %.

Tableau 1.

Coefficients de corrélation entre les dates de démarrage, les dates de fin, la durée de la saison et les quantités précipitées entre 1970 et 2002 (les valeurs grisées sont significatives au seuil de 5 %).

	Fin	Durée	Total en mm
Début	-0,2	-0,77	-0,4
Fin		0,87	0,1
Durée			0,4

La Figure 6 montre que les années où les dates de démarrage sont incertaines les coefficients sont élevés. En réalité, ce sont les années sèches qui ont des dates incertaines avec une saison mal structurée comme les années 1973, 1979, 1984, et 1999.

La Figure 6 résume les phases de la saison pluvieuse au Proche-Orient durant la période 1970-2002.

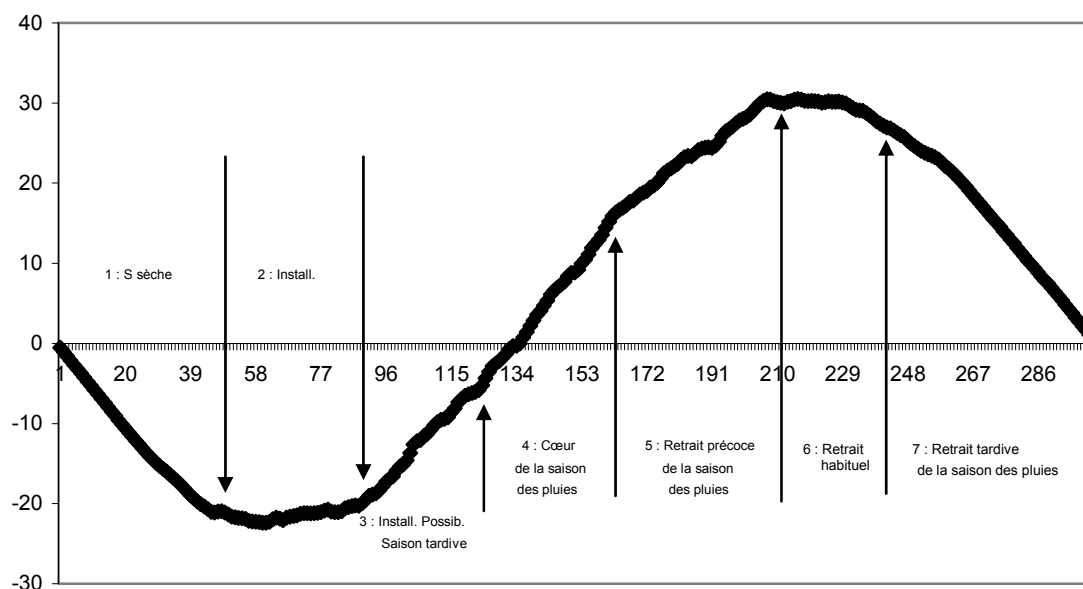


Figure 6. ACP des Précipitations journalières au Proche-Orient. Scores cumulés moyens pour chaque jour du 1^{er} septembre au 30 juin.

Le calcul des scores cumulés moyens pour chaque jour du 1^{er} septembre 1970 au 30 juin 2002 montre les différentes phases de la saison des pluies (Figure 6) : la première est la saison sèche qui dure jusqu'à mi-octobre. La deuxième est la phase d'installation des pluies (de part et d'autre de la date moyenne) avec des pluies modérées qui dure jusqu'à fin novembre. La troisième est la phase des pluies plus fortes avec une installation possible de la saison tardive (début janvier). La quatrième phase représente le cœur de la saison pluvieuse qui dure jusqu'à 10 février. Le retrait précoce de la saison des pluies est la cinquième phase (jusqu'à fin mars). La sixième phase marque le retrait habituel de la saison des pluies (fin avril). Le retrait tardif de la saison des pluies est représenté par la septième phase, situé vers la mi-mai.

Conclusion

Les dates de démarrage et de fin de la saison pluvieuse obtenues par cette méthode, même si elles ne s'appuient pas sur des critères agronomiques locaux, ont l'avantage de fournir une information robuste, à valeur régionale, quant à l'évolution de la saison des pluies. Cette méthode appliquée en climatologie tropicale (Camberlin et al 2003 a et b) où la saison des pluies est bien structurée, donne de bons résultats également sous climat méditerranéen, caractérisé par des épisodes pluvieux discontinus dans le temps et dans l'espace. Nous n'avons pas retenu les méthodes qui s'appuient sur les critères agronomiques ou sur des cumuls des premiers jours de la saison de pluie (Ati et al, 2002 ; Nicholls, 1984 ; Diop, 1996 ; Marengo et al, 1987 ; Reiser et al, 2007) parce que les périodes sèches séparant les périodes pluvieuses sont souvent longues. Pour tester la réalité des dates ainsi calculées, nous avons varié la durée de la saison pluvieuse (du 15 septembre au 15 juin et du 1^{er} octobre au 31 mai) nous avons obtenu dans 80 % des cas les mêmes dates de démarrage et de fin de cette saison (résultats non montrés). De même, le calcul de coefficients d'indétermination a montré une incertitude des dates de démarrage de la saison dans trois cas. L'origine du raccourcissement de la saison pluvieuse au Proche-Orient, induit par une fin de saison de plus en plus précoce, devra faire l'objet de recherches ultérieures, afin d'identifier une possible relation avec les changements climatiques globaux d'origine anthropique.

Bibliographie

Ati O. F., Stigter C. J., Oladipo E. O., 2002 : A comparaison of methods to determine the onset of the growing season in Northern Nigeria. *Int. J. Climatol.*, **22**, 731-742.

Barengo J. E., Liebman B., Kousky V. E., Filizola N. P., Wainer I. C., 2001 : Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *J. Climate*, **14**, 833-849.

Camberlin P. and Diop M., 2003 a : Application of daily rainfall principal component analysis to the assessment of the rainy season characteristics in Senegal. *Climate Research*, **23**, 159-169.

Camberlin P. and Okoola R. E., 2003b : The onset and cessation of the "long rains" in eastern Africa and their interannual variability. *Theor. Appl. Climatol*, **75**, 43-54.

Diop M., 1996 : A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, **7**, 7-15.

Nicholls N., 1984 : A system for predicting the onset of the north Australian wet-season. *Int. J. Climatol.*, **4**, 425-435.

Reiser H., Kutiel H., 2007 : Rainfall uncertainty in the Mediterranean : definition of the rainy season – a methodological approach. *Theor. Appl. Climatol*, **94**: 35-49.

Traboulsi Myriam, 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.

<http://climexp.knmi.nl/>.

Remerciements : Mes vifs remerciements vont à Monsieur Pierre Camberlin Professeur - HDR, directeur adjoint du Centre de Recherches de Climatologie à Dijon France pour ses conseils précieux.

L'EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DE L'AIR AU SUD ET SUD-EST DE LA ROUMANIE DANS UN CONTEXTE DES ECHANGES CLIMATIQUES GLOBAUX

IULICA VĂDUVA¹, RODICA POVARĂ¹, LILIANA SONIA²POPESCU, ALINA
VLĂDUȚ²

¹ *Université Spiru Haret, Bucuresti, Roumanie*

² *Université de Craiova, Roumanie*

iulicavaduva@yahoo.com

Résumé. *Le changement de la tendance de variation de la température de l'air pendant le dernier siècle et l'augmentation de la température moyenne globale de la Terre avec plus de 0.5°C sont soutenues par de nombreuses études. Des études récentes montrent toutefois que la tendance des variations thermiques à l'échelle régionale et locale peut varier par rapport à celle de l'échelle continentale, hémisphérique ou globale. Sur le territoire de la Roumanie la température de l'air a des particularités différentes comme résultat de l'interaction de la circulation générale de l'atmosphère avec les conditions physiques géographiques locales et avec l'influence des Carpates. Pour caractériser la température de l'air on a employé les valeurs mensuelles enregistrées à 6 stations météo avec de longues séries d'observations, fournies par ANM. Toutes les stations ont eu comme intervalle commun de fonctionnement la période d'un siècle (1901-2000).*

Mots clés : *la température de l'air, variabilité climatique, échanges climatiques, Roumanie*

Abstract. *The evolution of the temperature of air in the south and southeast of Romania in the context of global climate change. The changing tendency of air temperature variation during the last century and the increase of the mean global temperature of the Earth by more than 0.5°C are proven by numerous studies. However, recent studies indicate that the tendency of temperature variations at regional and local level may vary compared to the temperature registered at continental, hemisphere or general level. The air temperature for the Romanian territory has some particular characteristics due to the interaction of the general movement of air masses with the local geographical physical conditions and the Carpathians' influence. In order to characterize the air temperature, there were analysed the monthly values registered at 6 meteorological stations, using long series of observations, provided by the National Meteorological Association. All the stations have been functioning since the beginning of the century (1901-2000).*

Key words: *air temperature, climatic variability, climate change, Romania*

Introduction

Dans un contexte général de la variabilité du climat au niveau global et régional, des recherches sur la tendance générale de l'évolution des paramètres climatiques (surtout sur la température de l'air et les précipitations atmosphériques) sont effectuées en Roumanie. Ces recherches mettent en évidence les variations séculaires de la température de l'air sur l'ensemble du pays mais également à l'échelle régionale. L'augmentation des températures à la fin du 20^{ème} siècle a des conséquences importantes notamment pour l'agriculture surtout dans le sud du pays avec conditions climatiques de type « sous tropical sec ». Par conséquent, l'analyse de la tendance et l'amplitude de l'augmentation de la température moyenne annuelle et saisonnière est importante afin d'évaluer les changements futurs.

1. Site, données et méthode

Pour caractériser la température de l'air au sud et sud-est de la Roumanie, les données mensuelles de 6 stations météorologiques ont été utilisées sur la période 1901-2000 : Sulina, Constanta, Calarasi, Bucuresti Filaret, Târgu. Jiu, Drobeta Turnu Severin (Fig. 1).

Pour analyser les variations non- périodiques des températures moyennes annuelles et saisonnières en comparaison avec la moyenne multi annuelle, on a utilisé la méthode statistique des séries de temps pour établir la tendance linéaire ($y = a_0 + a_1t$) et polynomiale de différents degrés ($y = a_0 + a_1t + a_2t^2 + \dots + a_nt^n$).

2. Résultats.

2.1 L'évolution des températures moyennes annuelles

L'analyse de la température moyenne annuelle pendant le XXe siècle met en évidence une grande variabilité des températures moyennes annuelles.

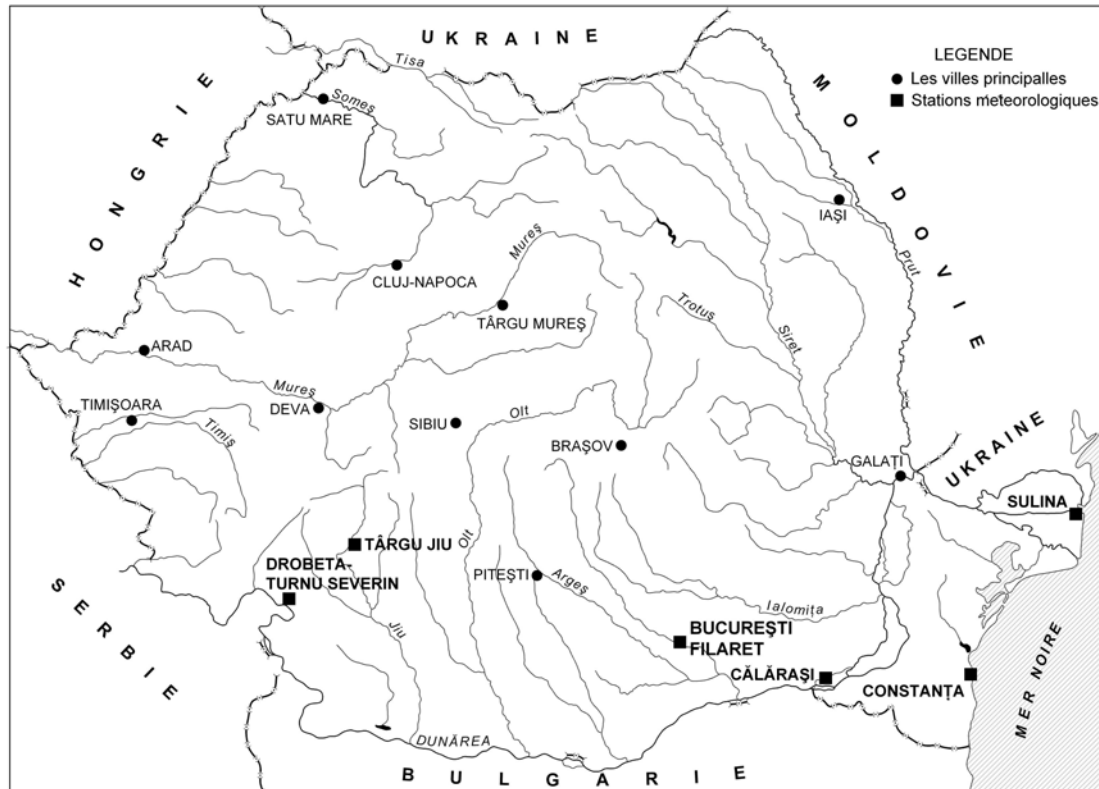


Figure 1. Localisation des stations météorologiques.

Durant la période 1901-2000, la température moyenne annuelle au sud et sud-est de la Roumanie a enregistré une grande variabilité mise en évidence par la plus haute et la plus basse température moyenne annuelle. *Les plus hautes températures moyennes annuelles* (générées par les advections de l'air chaud tropical) durant ce siècle ont été enregistrées en 2000 (Călărași, 12,7°C; Drobeta Turnu Severin, 13,4°C; București Filaret, 12,9°C), 1999 (Sulina, 12,7°C), 1999 (Sulina, 12,7°C), 1998 (Constanța, 13,1°C) et 1910 (Târgu Jiu, 11,8°C). Les plus basses températures moyennes annuelles (générées par les advections d'air froid, polaire ou arctiques) ont été enregistrées en 1993 (Constanța, 9,5°C; București Filaret, 9,2°C), 1940 (Călărași, 9,5°C; Drobeta Turnu Severin, 9,9°C; Târgu Jiu, 8,5°C). Les limites de variation des valeurs moyennes annuelles sont entre 3,2°C et 3,7°C (Călărași, Sulina, 3,2°C; Târgu Jiu, 3,3°C; Drobeta Turnu Severin, 3,5°C; Constanța, 3,6°C; București Filaret, 3,7°C), la tendance d'évolution augmentant, essentiellement pendant les deux dernières décennies du XXème siècle (Fig. 2). Ce fait est mis en évidence par les *valeurs de la température moyenne annuelle* qui ont enregistré une augmentation évidente à partir du 1980. Pendant la période 1981-2000, les températures moyennes annuelles ont été de 0,3 – 0,5°C plus hautes que la moyenne de la période 1901-1980 pour la plupart des stations étudiées (Tableau 1) (Vaduva, 2004, 2008, a).

La tendance évidente de l'augmentation de la température moyenne annuelle, durant les deux dernières décennies du XX^e siècle, atteint 0,5°C à Constanța sur le littoral. Cette constatation a été confirmée par d'autres études utilisant les scénarios climatiques (Busuioc, 2003; Ivanovici et al., 2003; Cuculeanu et al., 2003).

La corrélation des certains facteurs physico-géographiques locaux avec des facteurs socio économiques, ont comme conséquence l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (CO₂, chlorofluorocarbones) dans l'atmosphère, et la prédominance des masses d'air chaudes dans la région expliquant ainsi cette tendance générale de réchauffement du climat (Vaduva, 2008, b).

Les différences thermiques entre les températures moyennes annuelles pour des différentes périodes ($t^{\circ}\text{C}$).

Tableau 1.

Station	Moyenne 1901-1980	Moyenne 1981-2000	Différence entre les moyennes 1981-2000 et 1901-1980
Constanța	11,3	11,8	0,5
Călărași	11,2	11,5	0,3
Drobeta Turnu Severin	11,5	11,9	0,4
Târgu Jiu	10,3	10,2	-0,1
Sulina	11,1	11,4	0,3
București Filaret	11,0	11,3	0,3

2.2. L'évolution des températures moyennes saisonnières

Pour une analyse détaillée des séries des données les graphes de la variation temporelle ont été réalisés pour les quatre saisons. Pendant l'hiver, le régime thermique a enregistré des périodes d'augmentation et de diminution de la température de l'air ; il y a une alternance de ces périodes à des intervalles plus ou moins longs (1- 5 ans).

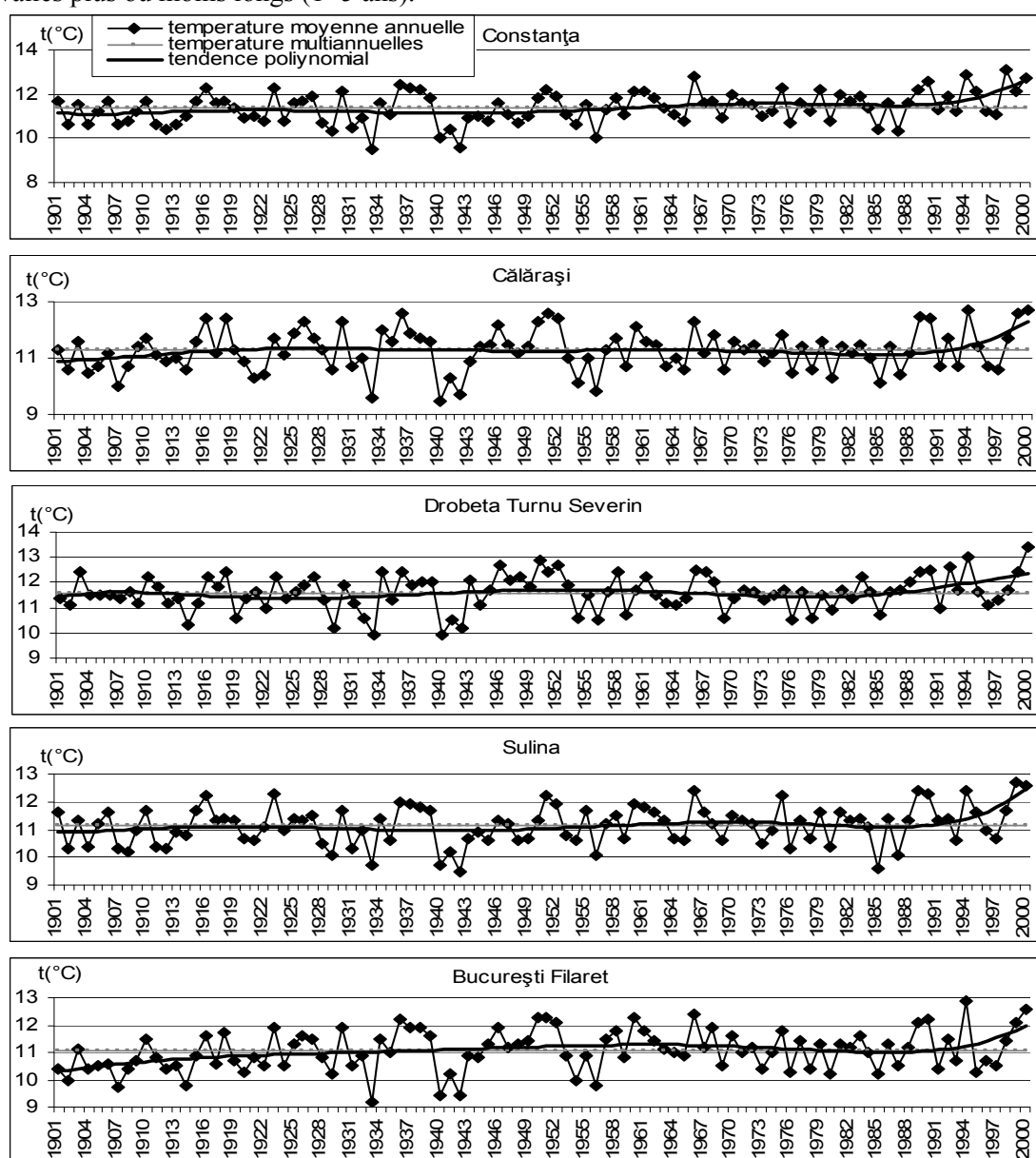


Figure 2. Les variations non périodiques des température moyenne annuelle envers la moyenne multi annuelle et la tendance polynomiale d'évolution (Văduva, 2004, 2008a).

Les températures moyennes les plus élevées de la saison froide ($4,1^{\circ}\text{C}$   Sulina en 1901; $2,3^{\circ}\text{C}$   T rgu Jiu en 1909, $3,5^{\circ}\text{C}$   Drobeta Turnu Severin en 1929; $4,9^{\circ}\text{C}$   Constan a en 1934 et $3,8^{\circ}\text{C}$   C l ra i en 1935), et les températures les plus basses ($-4,6^{\circ}\text{C}$   Sulina en 1953; $-4,2^{\circ}\text{C}$   Drobeta Turnu Severin en 1900; $-4,1^{\circ}\text{C}$   Constan a en 1952 et $-6,1^{\circ}\text{C}$   C l ra i en 1953) ont été enregistrées pendant les premières décennies du XXe siècle. La station du Targu-Jiu est une exception, enregistrant la plus basse en 1984 : $-5,1^{\circ}\text{C}$. En comparant entre les 8 premières décennies et les 2 dernières (les plus chaudes du XXe siècle), on peut observer une augmentation évidente pour les 2 dernières, avec des valeurs qui varient entre $0,4$ et $0,7^{\circ}\text{C}$. De plus, la tendance linéaire de l'évolution offre une image très importante ; elle augmente dans toutes les stations analysées (fig. 3). Donc, on peut affirmer que pendant l'hiver, il y a eu une augmentation du régime thermique, qui peut être comparable à la tendance globale du réchauffement climatique. Cette augmentation thermique pendant la saison froide ne doit pas être considérée comme permanente. Il faut tenir compte de la grande variabilité du régime thermique (Sararu, 2002) et rien ne dit qu'il n'y aura plus d'hiver froid (comme par exemple celle du 2005-2006).

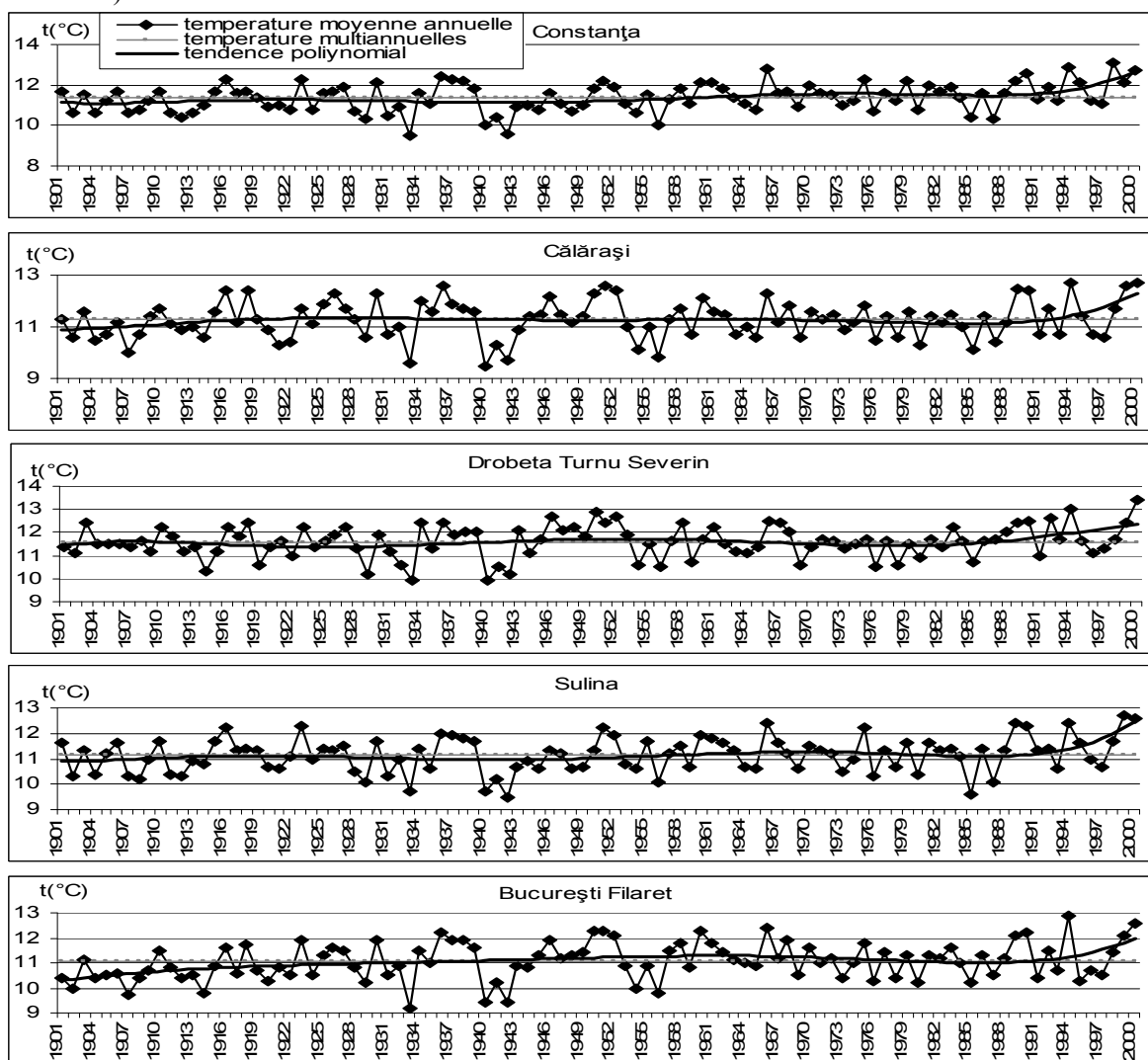


Figure 3. Les variations non périodiques de la température moyenne annuelle pendant la saison froide en comparaison à la moyenne multi annuelle et la tendance polynomiale d'évolution.

Au printemps, les températures moyennes les plus élevées ont été enregistrées à la station météorologique Calarasi ($11,3^{\circ}\text{C}$), puis T rgu Jiu ($10,6^{\circ}\text{C}$), Sulina ($9,8^{\circ}\text{C}$) et Constan a ($9,7^{\circ}\text{C}$). On peut observer cette fois aussi une augmentation de la température moyenne, mais plus modérée que pendant l'hiver (Fig. 4).

L'été est la saison la plus chaude de l'année, et les valeurs moyennes sont presque deux fois plus élevées (Târgu Jiu, 20,6°C; Constanța, 21,3°C; Sulina, 21,4°C; Călărași, 22,0°C) que celles enregistrées au printemps. En été, on peut constater l'existence des oscillations avec de longues périodes qui coïncident avec la tendance générale de variation ; ces oscillations jouent un rôle très important au niveau régional, parce que parfois leur amplitude est très grande, étant amplifiée ou estompée par des phénomènes locaux (Busuioc, 2003). La tendance linéaire d'évolution est *stationnaire*, à Sulina et Calarasi, et augmente un peu à Constanta (fig. 5) (Văduva, 2008 a). On doit remarquer aussi que pendant la dernière décennie du XX^e siècle, seulement pour un an (1993), des valeurs plus basses que la moyenne annuelle ont été enregistrées, le reste de la période les températures dépassant la moyenne. Toutefois, le régime thermique des étés a été excédentaire, notamment à cause de la forte fréquence et de la succession des journées caniculaires au sud du pays, essentiellement en l'Olténie (par exemple l'année 2003 avec 50 jours avec des températures $\geq 32^\circ\text{C}$) (Povară, 2007) et du grand nombre (4 phases) de réchauffements massives $\geq 40^\circ\text{C}$ (43,5°C à Strehaia en 1946 et 2000) (Bogdan et Marinică, 2007). Ces vagues d'air tropical, avec des températures caniculaires, ont durement affecté la population, essentiellement dans les grandes villes, avec des décès. L'été de l'année 2000 a été la plus chaude des 100 dernières années, et le printemps a été parmi les 7 plus secs (Busuioc, 2003, Văduva, 2004).

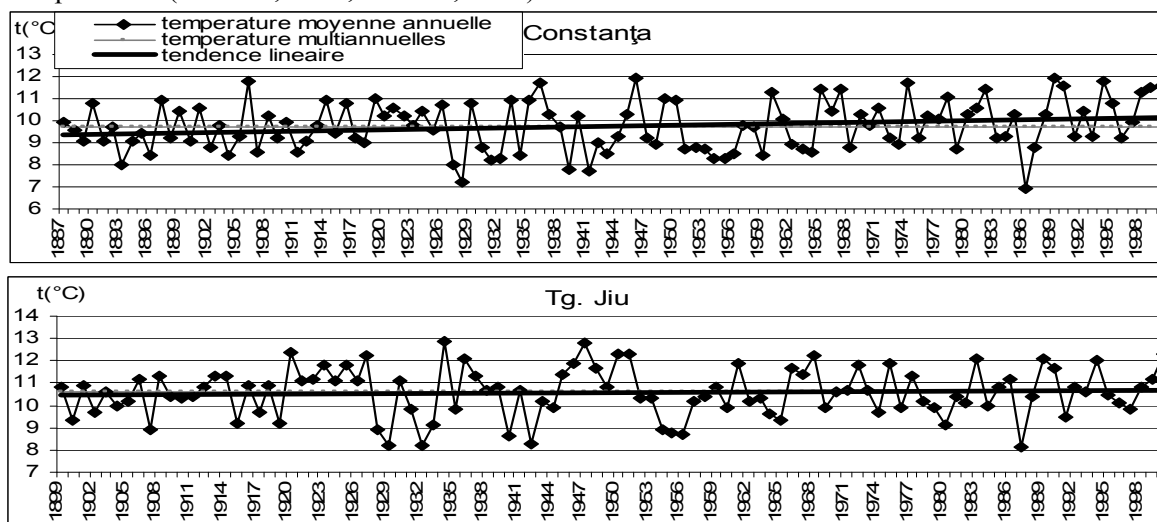


Figure 4. Les variations non périodiques de la température moyenne annuelle pendant le printemps en comparaison avec la moyenne multi annuelle et la tendance linéaire d'évolution.

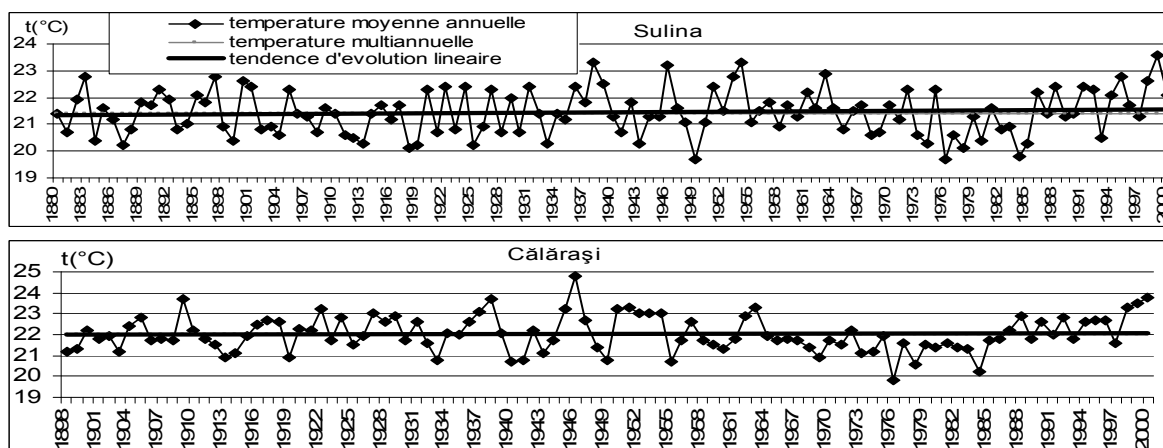


Figure 5. Les variations non périodiques de la température moyenne annuelle pendant l'été en comparaison avec la moyenne multi annuelle et la tendance linéaire d'évolution.

En automne, les valeurs moyennes multi annuelles de la température de l'air oscillent entre 10,4°C à Târgu Jiu, 12,0°C à Călărași et 12,5°C à Sulina. En comparaison avec les autres saisons, la tendance d'évolution de la température de l'air est constante ou diminue lentement (fig. 6).

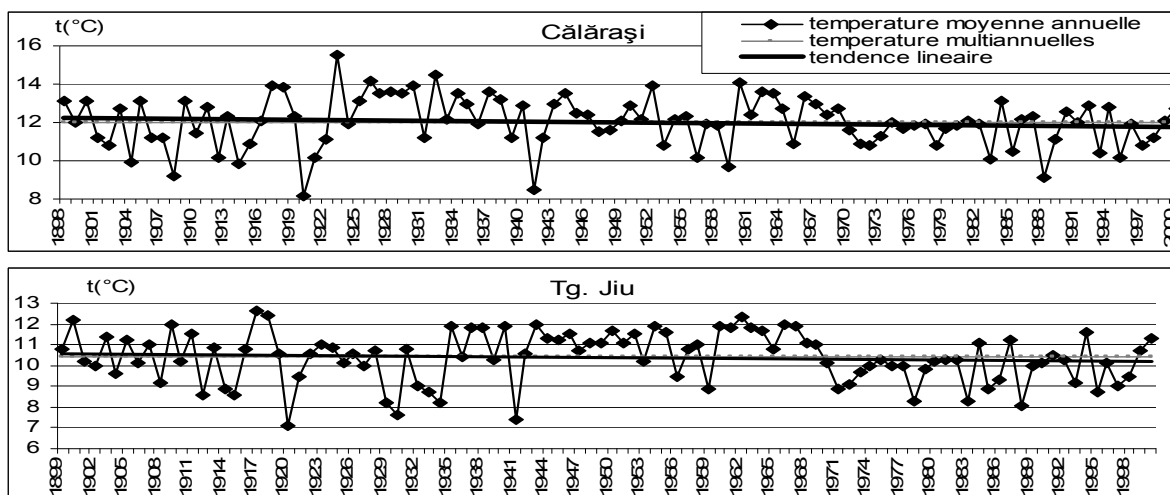


Figure 6. Les variations non périodiques des températures moyennes annuelles pendant l'automne en comparaison avec la moyenne multiannuelle et la tendance linéaire d'évolution.

3. Conclusions

L'analyse des températures moyennes annuelles et saisonnières du sud et sud-est de la Roumanie pendant un siècle montre une tendance de réchauffement du climat.

Pendant les deux dernières décennies du XX^{ème} siècle, la tendance générale de la température moyenne annuelle a été marquée par une augmentation modérée, la plus haute étant enregistrée sur le littoral de la Mer Noire (0.5°C chez Constanta).

La corrélation de la dynamique des températures moyennes annuelles avec celles de la saison d'hiver et des mois d'été s'inscrit dans le schéma général des échanges climatiques locaux et globaux.

Bibliographie

- Bogdan O., Marinică I., 2007: *Hazarde meteo-climatice din zona temperată. Geneză și Vulnerabilitate, cu aplicații la România*, Editura Lucian Blaga, Sibiu, 422 p, pp. 218-219.
- Busuioc A., 2003: Schimbări climatice – perspective globale și regionale, Documentele INMH, Ziua Meteorologică Mondială, 23 martie, București.
- Cuculeanu V., 2003: *Impactul potențial al schimbărilor climatice în România*, Edit. Ars Docendi, București, 230 p.
- Ivanovici VI., Busuioc A, Diaconu O., 2003: Vremea încotro?, *Rev. Geo*, 2, septembrie, pp. 30-35.
- Povară R., 2007: Temperaturi critice în Câmpia Română, *Analele Universității Spiru Haret*, Seria Geografie, nr. 9, 2006, Edit. Fundației România de Măine, București, pp.27-32.
- Săraru L., 2002: *Diferențierea anotimpuală a evoluției regimului termic în România*, Academia Română, București
- Văduva I., 2004: *Clima României-Note de curs*, Editura Universitară, București, 171p.
- Văduva I., 2008 a: *Clima României*, Editura Fundației România de Măine, București
- Văduva I., 2008 b: *Fenomene hidrometeorologice extreme*, Editura Fundației România de Măine, București, 164p.

IMPACT DES DEFICITS PLUVIOMETRIQUES SUR LES RESSOURCES EN EAU ET GESTION ENDOGENE DANS LE BASSIN DE L'OUEME A BETEROU

E. W. VISSIN¹, C. S. HOUSSOU¹, C. HOUNDENOU¹

¹ *Laboratoire Pierre PAGNEY : Climats, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE).
Université d'Abomey-Calavi. BP 1338, tel : 0022997980285 . Abomey-Calavi, République du Bénin.
Courriel , exlaure@yahoo.fr, christpassze@hayoo.fr, const500yahoo.fr*

Résumé : Cette étude s'inscrit dans la problématique de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE) dans le contexte des changements climatiques. Pour réaliser ce travail, deux types de données ont été utilisés : les données climatologiques (Pluie, ETP, ETR) et les données hydrométriques (écoulement et recharge) du bassin de l'Ouémé à Bétérou. La méthode de krigeage est utilisée pour déterminer les hauteurs de pluie sur l'ensemble du bassin et celle du bilan hydrologique pour évaluer l'impact des fluctuations pluviométriques sur l'écoulement et la recharge. Une enquête en milieu réel a permis d'identifier le mode de gestion du bassin en période de crue et de d'étiage sévère. L'analyse de la variabilité pluviométrique de la période 1965-2002, révèle une légère tendance à la baisse avec un coefficient de détermination de l'ordre de 0,11 %. Cette recherche met en évidence les impacts de la récession pluviométrique des décennies 70 et 80 sur la disponibilité des ressources en eau dans le bassin de l'Ouémé à Bétérou. Elle met également en relief le mode de gestion endogène du bassin en période déficitaire par des cultures de contre saison.

Mots clés : récession pluviométrique, écoulement, recharge, bassin de l'Ouémé à Bétérou.

Abstract: *Impact of the pluviometric deficits on the water resources and endogenous management in the Oueme basin at Beterou.* This study falls under the problems of the Integrated Management of the Water Resources (GIRE) in the context of the climate changes. To complete this work, two types of data were used: climatological data (Rain, ETP, ETR) and hydrometric data (flow and refill) of the Oueme basin with Beterou. The method of krigage is used to determine the heights of rain on the whole of the basin and that of the hydrological assessment to evaluate the impact of the pluviometric fluctuations on L'flow and the refill. An investigation in real medium made it possible to identify the mode of management of the basin in period of raw and severe low water level. The analysis of the pluviometric variability of the period 1965-2002, reveals a light downward trend with a coefficient of determination of about 0,11 %. This research highlights the impacts of the pluviometric recession of decades 70 and 80 on the availability of the water resources in the Oueme basin at Beterou. It also highlights the endogenous mode of management of the basin in overdrawn period by cultures of against season.

Key words: *pluviometric recession, flow, refill, Oueme basin at Beterou.*

Introduction

En raison de leurs répercussions immédiates et durables sur le milieu naturel, les questions de changements et de variabilité climatiques sont placées depuis quelques temps au centre des préoccupations des scientifiques et des décideurs politiques dans le monde. (Sighomnou, 2004). Le cycle de l'eau étant l'une des composantes majeures du climat, les implications de ces changements sur les ressources en eau sont importantes. Caractériser et prévoir la variabilité de ces ressources dans l'espace et dans le temps deviennent alors indispensables pour proposer des solutions adaptées aux projets de développement.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Il s'agit des données de pluie, des estimations de l'ETP, extraites des fichiers des stations climatologiques de l'ASECNA. Il est à remarquer que ces stations sont celles qui comportent moins de lacunes sur le bassin. Il faut ajouter également les mesures de hauteur d'eau et de jaugeage permettant de définir les courbes de tarage utilisées pour transformer les hauteurs d'eau en débits (Le Barbé et al, 1993). Elles sont constituées des débits mensuels et annuels de la période 1950-2004 tirées des

données hydrométriques de la DG-Eau. L'écoulement quant à lui, est le seul terme du bilan hydrologique le mieux connu, car il est mesuré sur le bassin.

1.2. Méthodes

Le bilan hydrologique : $(P = E + L + I + (S_1 - S_0))$ est déterminé sur le bassin. Avec P = pluie en mm, E = évaporation en mm, L = écoulement en mm et I = infiltration, en mm ; $(S_1 - S_0)$ = variation du stock d'eau présent dans le bassin, en mm pendant une période donnée. Des cinq termes de cette équation, deux (I et $(S_1 - S_0)$) ne sont pas quantifiables par des mesures directes. L'infiltration : $I = P - (L + E)$ est aussi calculée ; elle représente la recharge en eau du sol (Vissin, 2007).

De même, l'évapotranspiration : $E = P - P_u$ est calculée avec $P_u = P - ETP$ avec P_u = pluie utile en mm et ETP = évapotranspiration potentielle en mm.

La lame écoulée annuelle $(L = \frac{Qxt}{S})$ est déterminée, avec Q : débit du bassin (m^3/s), t : temps et S : superficie du bassin.

3. Résultats et discussion

3.1. Evolution interannuelle des hauteurs de pluie dans le bassin

La figure 1 met en évidence la variation interannuelle de la pluviométrie dans le bassin de l'Ouémé à Bétérou.

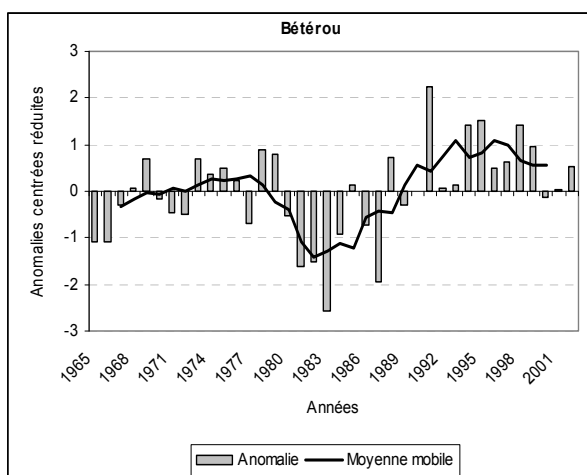


Figure 1. Evolution interannuelle de la pluviométrie dans le bassin de Bétérou sur la période 1965-2002

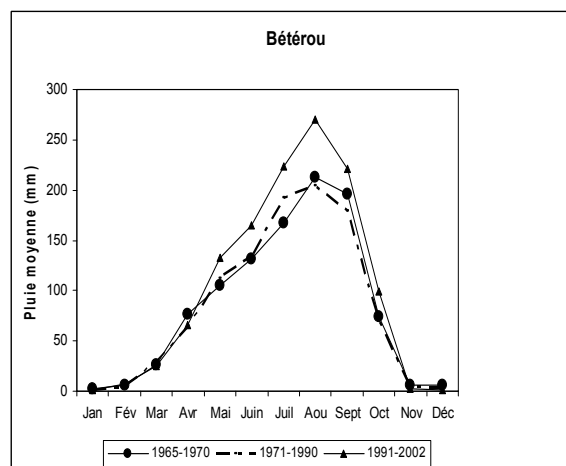


Figure 2. Evolution des régimes pluviométriques entre 1965-1970, 1971-1990 et 1991-2002 dans le bassin

De l'analyse de la figure 1 trois séquences peuvent être distinguées : une première séquence humide avant 1971 et une deuxième séquence humide à partir de 1992. Ces deux périodes sont intercalées par une période sèche très déficitaire. Aussi constate-t-on qu'avec les moyennes mobiles la décennie 90 est beaucoup plus humide à Bétérou.

La figure 2 présente l'évolution du régime pluviométrique dans le bassin. La sous période 1991-2002 est la plus humide dans le bassin. Bétérou atteint son optimum en août avec 270,40 mm de pluie. La période 1971-1990 correspond à une période sèche où la précipitation moyenne maximale enregistrée est de 204,37 mm en août (Vissin, 2001 et 2007).

3.2. Impact des fluctuations pluviométriques sur les autres termes du bilan hydrologique

Le bilan hydrologique rend compte des entrées et des sorties d'eau à l'échelle du bassin-versant en fonction des précipitations P, du débit à l'exutoire Q, de l'évapotranspiration E et de la variation du stock d'eau de la nappe. La figure 3 présente l'évolution des différents termes du bilan dans le bassin.

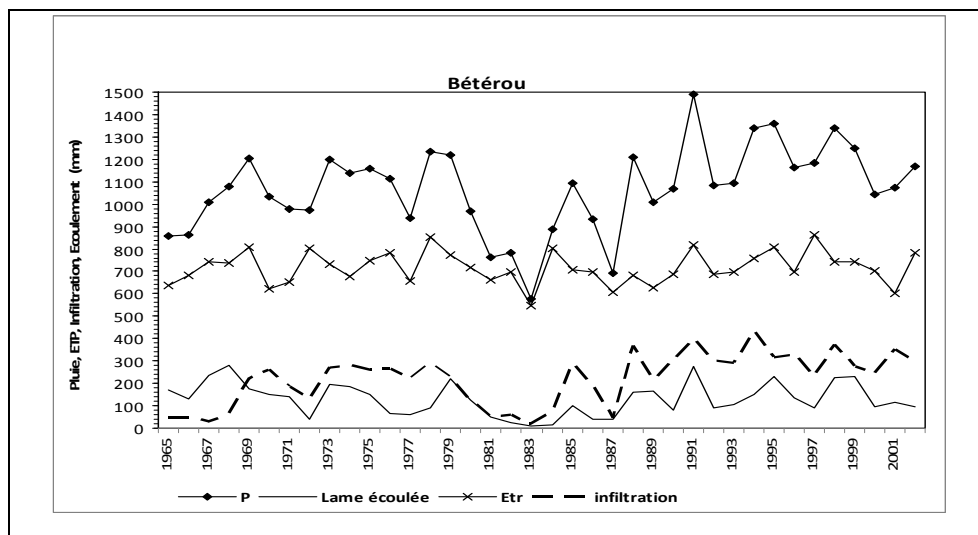


Figure 3. Evolution interannuelle des termes du bilan dans le bassin

L'analyse de ces courbes révèle que la pluie est le plus importante des quatre termes avec un maximum de 1492 mm à Bétérou. Sur toute la période d'étude, il est constaté que sur 100 % de la quantité d'eau tombée chaque année, environ 50 % au moins se perdent par évaporation.

Les autres paramètres du bilan hydrologique (écoulement et infiltration) dépendant des hauteurs de pluies, connaissent une évolution analogue.

Toutefois, une analyse multicritère révèle que les paramètres tels que l'évaporation, la forme de la surface du bassin, la nature des formations géologiques (degré de perméabilité), le jeu de recharge/décharge des nappes souterraines, le couvert végétal influencent fortement la variabilité hydrologique et par conséquent la disponibilité en eau (Totin *et al.* 2007). Tout ceci confirme qu'il y a une relation étroite entre les différents paramètres. Le tableau I met en évidence cette relation.

Analyse de corrélation entre les termes du bilan.

Tableau 1

	Bassin	Bétérou
Corrélation		
Pluie/Ecoulement		0,66
Pluie/Infiltration		0,92
Écoulement/Infiltration		0,61
Écoulement/ETR		0,26
Pluie/ETR		0,64
Infiltration/ETR		0,32

■ Corrélation significative entre les différents termes (supérieure à 50 %)

Les déficits engendrés par la variation de la pluie dans les autres termes du bilan sont consignés dans le tableau II.

Déficits des différents termes du bilan dans bassin (Données ASECNA et DG-Eau).

Tableau 2

Pluie (mm)	1965-1970 (P ₁)	1008
	1971-1990 (P ₂)	997
	Déficit _{P₁-P₂} (%)	1
	1991-2002 (P ₃)	1215
	Ecart _{P₂-P₃}	-218
	Déficit _{P₂-P₃} (%)	-22
Écoulement (mm)	1965-1970 (P ₁)	190
	1971-1990 P ₂	98
	Déficit _{P₁-P₂} (%)	48
	1991-2002 (P ₃)	153
	Déficit _{P₂-P₃} (%)	-56
ETR (mm)	1965-1970 (P ₁)	705
	1971-1990 (P ₂)	706
	Déficit _{P₁-P₂} (%)	0
	1991-2002 (P ₃)	742
	Déficit _{P₂-P₃} (%)	-5
Recharge (mm)	1965-1970 (P ₁)	113
	1971-1990 (P ₂)	193
	Déficit _{P₁-P₂} (%)	-71
	1991-2002 (P ₃)	319
	Déficit _{P₂-P₃} (%)	-65

Pour y parvenir *Source*, la période d'étude a été subdivisée en trois sous périodes : la période d'avant sécheresse, celle dite de sécheresse et celle de la reprise pluviométrique. L'analyse du tableau II permet de constater une augmentation des hauteurs de pluies au cours de la troisième sous période (1991-2002) par rapport à la deuxième sous période (1971-1990) dans tout le bassin. Cette augmentation s'est amplifiée dans les autres termes.

Toutefois, la deuxième sous période (1971-1990) est caractérisée par une baisse de la pluie et de l'écoulement par rapport à la première sous période. Malgré cette baisse, l'évaporation et la recharge ont connu une augmentation. Autrement dit, près 70 % de la quantité d'eau précipitée est perdue par évaporation, environ 10 % par écoulement et 20 % seulement alimente la recharge. Ce fort taux d'évaporation est dû à l'évolution croissante de la température au cours de cette période caractérisée par la sécheresse.

3.3. Gestion endogène du bassin en période de décrue et d'étiage

En période de basses eaux et d'étiage les populations produisent des cultures (figure 4) (maïs, néré, niébé, igname, riz, crin-crin....) de contre saison permettant de couvrir leur besoin pendant la soudure. Aussi exploitent-elles du sable et du gravier dans le lit du cours d'eau (figure 5).

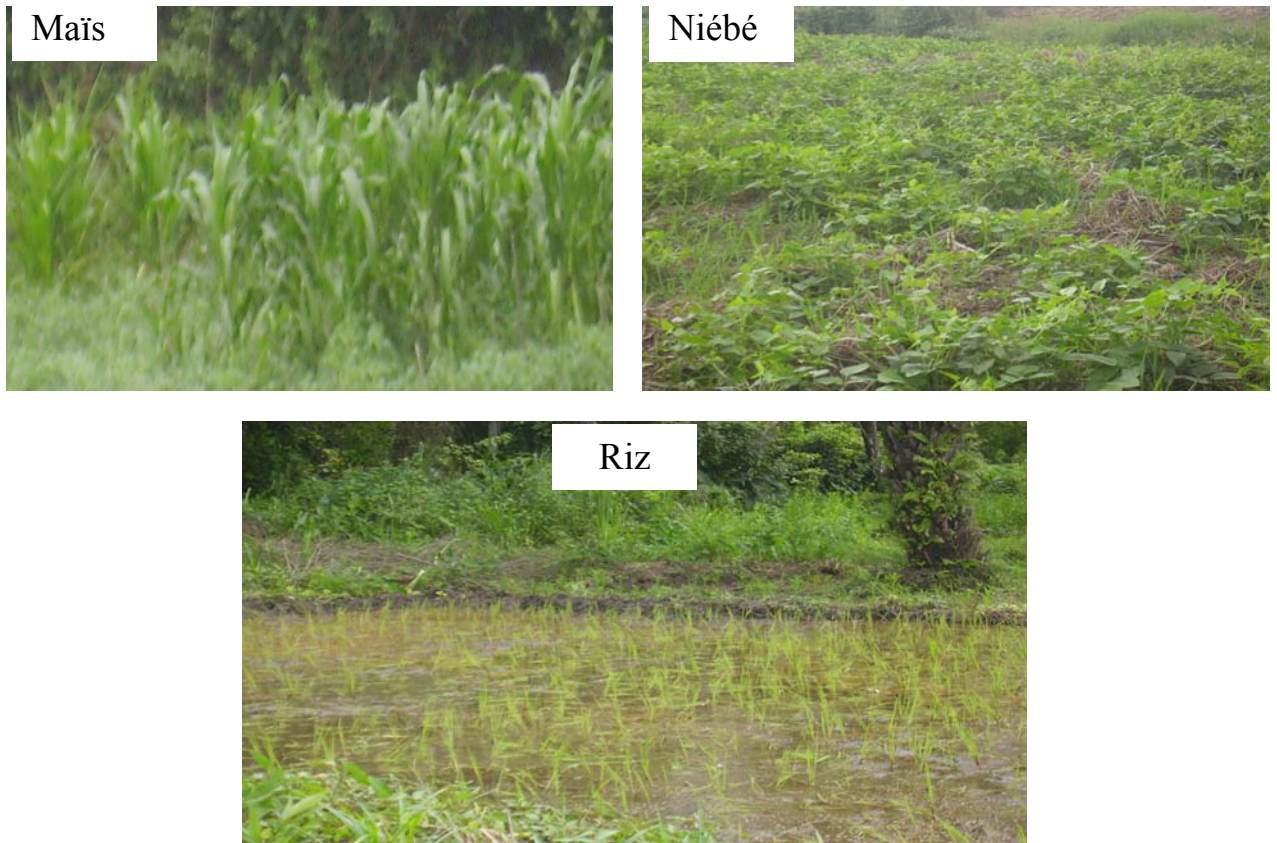


Figure 4. Quelques cultures dans le bassin de l'Ouémé à Bétérou

(Cliché : VISSIN, 2007)

Comme l'indique la photo 2, la vente du sable et du gravier fin constitue aussi une source de revenus pour la population de Bétérou en saison sèche.



Figure 5. Extraction de sable et graviers fins dans le lit de l'Ouémé à Bétérou

(Cliché : VISSIN, 2007)

L'exploitation du sable et du gravier dans le lit du cours principal est une activité saisonnière qui n'est pour le moment menée qu'en période de basse eaux ou sèche.

Conclusion

Cette recherche se veut une contribution à l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement hydro pluviométrique du bassin de l'Ouémé à Bétérou et de son exploitation endogène en période sèche.

Comme le soulève Haziza (2003), vu les impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et l'accroissement de plus en plus rapide de la population, il apparaît nécessaire de pouvoir optimiser l'utilisation future de ces ressources.

Bibliographie

Haziza E., 2003 : Modélisation mensuelle pluie-débit/Apports de la spatialisation : Cas des données de sols. Mémoire de DEA, Université Montpellier II, 89 p.

Le Barbe L., Ale G., Millet B., Texier H., Borel Y., Gualde R., 1993 : Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin. Paris, ORSTOM, 540 p.

SIGHOMNOU D., 2004 : Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : Perspectives d'évolution des ressources en eau. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université de Yaoundé 1, Cameroun, 291 p.

Totin Voudounon S. H., Boko M., Ogouwale E., 2007 : Dynamique de la mousson ouest africaine, régime hydrologique et gestion de l'eau dans le Bassin Supérieur del'Ouémé, In Climat et Développement, **4**, 46-56.

Vissin E. W., 2001 : Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger. Mémoire de DEA Université de Bourgogne, 52 p.

Vissin E.W., 2007 : Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne. 267 p.

VARIABILITE ET TENDANCES DE LA PLUVIOMETRIE ET DES DEBITS DE CRUE DANS LA REGION DE LA COURBURE DE L'ARC CARPATIQUE (ROUMANIE)

LILIANA ZAHARIA ¹, G. BELTRANDO ²

(1) Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd Bălcescu N°1, Secteur 1, 010041, Bucarest, Roumanie

(2) Université Paris-Diderot, UMR PRODIG du CNRS (c.c. 7001) 105 rue de Tolbiac 75013 Paris France

zaharialil@yahoo.com, beltrando@paris7.jussieu.fr

Résumé. L'étude porte sur la variabilité temporelle des précipitations et des débits de crues, ainsi que du nombre de crues importants (dont le débit de pointe est supérieur à la « cote d'attention »), dans la région de la courbure de l'Arc Carpatique (Roumanie). Les données de 20 stations météorologiques et de 20 stations hydrométriques, pour la période 1962 – 2006, sont analysées par des méthodes statistiques (ACP, analyse de tendances par le test Mann-Kendall). Les résultats ne montrent pas de tendances significatives (à l'échelle mensuelle et annuelle), ni dans la variabilité des cumuls de pluies et des débits de crue, ni dans celle du nombre de crues.

Mots-clés : variabilité, pluviométrie, débits, crues, région de la Courbure de l'Arc Carpatique, Roumanie.

Abstract. Variability and trends of pluviometry and flooding discharges in the region of the curve of the Carpathian arch (Romania). The study concerns the temporal variability of the precipitation and the flood-discharge, as well as the number of important floods (which the flood peak is superior to the "attention stage"), in the Carpathian Curvature region (Romania). The data of 20 meteorological stations and 20 hydrometric stations, for period 1962 - 2006, are analyzed by statistical methods (ACP, analysis of tendencies by the test Mann-Kendall). The results do not show significant tendencies (at monthly and annual time-scale) either in the variability of the rainfall and the flood-discharge, or in that of the number of floods.

Key Words: variability, rainfall, discharge, floods, Carpathian Curvature region, Romania.

Introduction

Ces dernières années, la Roumanie, comme beaucoup d'autres pays de l'Europe Centrale, a été touchée par plusieurs événements hydrométéorologiques, à l'origine de pertes humaines et matérielles importantes. Ces phénomènes sont-ils aléatoires, ou s'inscrivent-ils dans des tendances qui renforcent l'hypothèse déjà acceptée officiellement par le Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) et la Convention Climat (Rio, 1992) d'un changement climatique? Afin de répondre à cette question d'un fort intérêt, à la fois scientifique et appliqué, de nombreuses études sont menées, aussi bien à l'échelle globale, que régionale.

Ce travail se focalise sur la région de la Courbure de l'Arc Carpatique (Roumanie), où nous cherchons à identifier des éventuelles tendances significatives dans la variabilité des précipitations et des débits de crue, ainsi que dans l'occurrence des crues. Ces résultats complètent ceux des auteurs qui ont étudié antérieurement cette région du point de vue climatique et hydrologique, en particulier: Bogdan *et al.* (1974), Bordei-Ion N. (1971, 1988, 2008), Zaharia (2005), etc. Ces résultats complètent également ceux de nos études précédentes portant sur la variabilité des paramètres hydro-climatiques de cette région (Zaharia & Beltrando, 2006, 2007).

1. La Courbure de l'Arc Carpatique: une région relativement vulnérable aux risques hydrométéorologiques

La région analysée, correspond dans ses grandes lignes, à la partie extérieure de la Courbure de l'Arc Carpatique, appelée «région de Courbure ». Elle englobe trois unités morphologiques distinctes étalées en marches descendantes progressivement de l'ouest vers l'est : une zone montagneuse (carpatique), dont les altitudes maximales varient de 1800 m (dans la partie est) à 2505 m (dans la

partie ouest); une zone collinaire, appartenant aux Subcarpathes, qui la borde vers l'est, avec des altitudes le plus souvent entre 600 et 700 m, et, par endroits, des sommets dépassant 900-1000 m ; une zone de plaine, correspondant à la partie nord-est de la plaine roumaine.

La région est bien fragmentée par plusieurs vallées, dont les plus importantes (Prahova, Teleajen, Buzău, Putna, Trotuș) sont assez densément peuplées et représentent des axes économiques et de transport, assurant les liaisons entre l'intérieur et l'extérieur de l'arc Carpatique. Suite à leur importance socio-économique, ainsi qu'aux facteurs géographiques spécifiques de leur bassins versant (géologiques, morphologiques, hydrologiques, couverture végétale, usage des sols) favorisant l'écoulement et la concentration des eaux pluviales, les vallées de cette région présentent une vulnérabilité relativement élevée aux risques d'inondations. A plusieurs reprises durant les quatre dernières décennies, cette région a été touchée par des événements pluviaux importants qui ont engendré de fortes crues à l'origine d'inondations très dommageables pour la population vivant dans les fonds de vallées. Les inondations de 2005 sont parmi les plus importantes en terme de dégâts.

2. Données et méthodes

L'étude est basée principalement sur des données pluviométriques et hydrologiques relevées par des stations météorologiques et hydrométriques du réseau national météorologique et hydrométrique et situées dans la région de Courbure et à sa périphérie (Fig. 1).

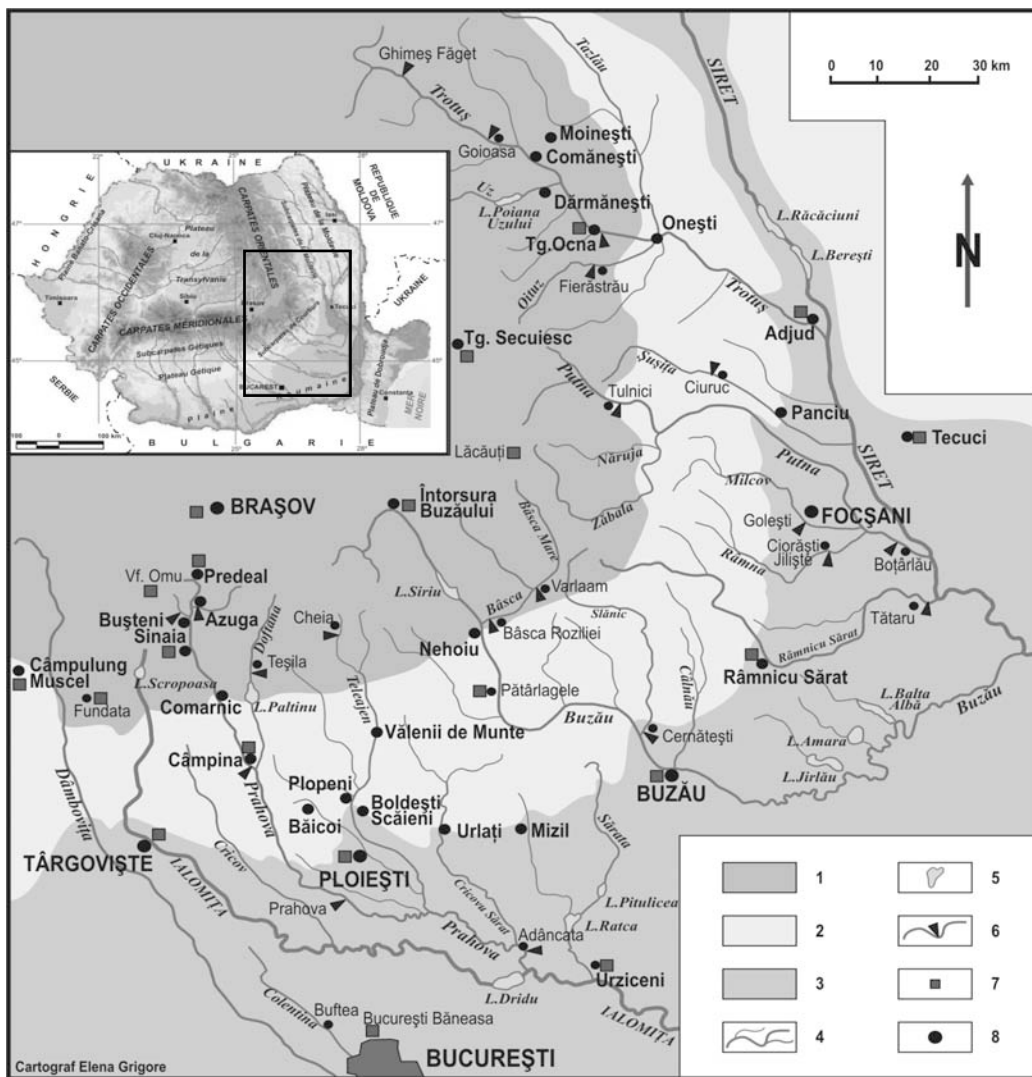


Figure 1. Localisation de la région d'étude et des stations météorologiques et hydrologiques utilisées dans l'analyse. 1. Région montagneuse (carpatique); 2. Région collinaire ; 3. Région de plaine ; 4. Cours d'eau ; 5. Lac ; 6. Station hydrométrique ; 7. Station météorologique ; 8. Localité.

Nous avons analysé les séries des précipitations mensuelles et annuelles de 1962 à 2006 de 20 stations météorologiques, données gérées et validées par l'Administration Nationale de Météorologie (A.N.M.). Du point de vue altimétrique, ces stations s'étalent entre 60 m (Tecuci, Urziceni) et 2504 m (Vf. Omu). La moitié des 20 stations se trouve à des altitudes inférieures à 300 m (zone de plaine), cinq entre 300 et 800 m d'altitude (zone collinaire) et cinq à des altitudes supérieures à 800 m (zone montagneuse). Le cumul annuel des précipitations moyennes augmente avec l'altitude: il va de moins de 500 mm à Tecuci, à plus de 1000 mm, à Sinaia.

Les données hydrologiques utilisées proviennent de 20 stations de jaugeage gérées par l'Institut National d'Hydrologie et de Gestion des Eaux de Bucarest (I.N.H.G.E.). Ces stations correspondent aux exutoires des bassins versant dont les superficies varient de 3708 km² (Prahova à Adâncata) à 25 km² (Valea Cerbului à Bușteni), et les altitudes moyennes oscillent entre 1429 m (Valea Cerbului à Bușteni) et 308 m (Râmna à Ciorăști-Jiliște). Nous avons utilisé les séries de débits maximums annuels (avec la date de leur occurrence) pour les 20 stations hydrométriques, et celles des débits maximums mensuels pour 4 stations réparties sur deux bassins versant importants comme enjeu: Prahova et Troțuș. La longueur des séries de débits est de 45 ans (1962 – 2006).

Des traitements statistiques classiques de données hydro-météorologiques ont été appliqués, en particulier l'Analyse en Composantes Principales (ACP) sans rotation et l'analyse des tendances, dont la significativité statistique a été vérifiée par le test de Mann-Kendall (à l'aide du module MAKESENS sur Excel).

3. Une variabilité pluviométrique sans tendance significative

La variabilité pluviométrique a été analysée à l'échelle annuelle et mensuelle. Nous avons cherché les éventuelles tendances significatives des précipitations, qui pourraient être reflétées par la variabilité des débits.

Spatialement, la distribution des précipitations est bien dépendante de l'altitude. Ainsi, le coefficient de corrélation de la régression linéaire entre la pluie moyenne annuelle et l'altitude est de 0,85. Le gradient pluviométrique est d'environ 40mm/100m.

A l'échelle annuelle, la variabilité spatiale des précipitations sur l'ensemble la région de courbure est relativement structurée. Ainsi, le premier axe factoriel (F1) de l'ACP des 20 séries de cumuls annuels, sur la période 1962 - 2006, explique 70% de la variance totale. Le deuxième axe factoriel, sans rotation (F2) détient 6,5% de la variance et met en évidence quelques particularités pluviométriques des deux stations d'altitude, Vf. Omu et Lăcăuți : celles-ci sont caractérisées par des cumuls annuels de précipitations relativement élevés entre 1962 et 1978. Pour l'ensemble de la région, les années les plus pluvieuses, ont été 1966, 1969 - 1972, 1980 - 1981, 1984, 1991, 1997 et 2005 (Fig. 2). Ces années correspondent, généralement, à celles où il y a eu des crues et des inondations importantes dans la région. A l'opposé, les années les plus sèches ont été: 1985, 1986, 1990, 1992 et 2000. L'analyse de l'axe F1 montre une faible tendance linéaire négative, qui s'explique par 5 années particulièrement sèches entre le milieu des années 80 et 2000 (Fig. 2), mais cette tendance n'est pas significative (selon le test de Mann – Kendall).

A l'échelle mensuelle, la variabilité spatiale des précipitations du réseau des stations météorologiques analysées, est plus importante dans l'intervalle avril – juillet (50 à 63% de la variance totale des précipitations) (Fig. 3). Par contre, la période octobre – mars se caractérise par une pluviométrie, dont la variabilité est plus structurée sur l'ensemble du réseau (64 – 78% de la variance totale des précipitations). Durant cette période, les perturbations atmosphériques (principalement du front polaire) affectent toute la région, alors que durant le printemps et l'été les phénomènes thermo-convectifs d'échelle spatiale plus fine se manifestent plus. Juin est le mois avec la plus faible structuration spatiale des précipitations (50% de la variance totale des précipitations tombées durant de ce mois), tandis qu'octobre possède, sur la période d'étude, la pluviométrie la plus homogène (78%).

Sur l'ensemble de la région de Courbure, l'analyse de la variabilité à l'échelle mensuelle des coordonnées des années sur l'axe F1, n'indique pas de tendances statistiquement significatives (selon le test de Mann-Kendall) pour aucun des 12 mois. L'analyse de chacune des 20 stations

météorologiques, a montré que quelques stations présentent certaines tendances significatives (pour des seuils de significativité $\alpha \leq 0,05$), généralement négatives, dans la variabilité des précipitations. Les plus évidentes tendances (signalées aussi dans des études réalisées dans le cadre de l'Administration Nationale de Météorologie) caractérisent les deux stations de haute altitude (Vf. Omu – 2504 m, et Lăcăuți – 1776 m). Ainsi, à Vf. Omu les précipitations présentent des tendances négatives en décembre – février et avril – juin, ainsi qu'annuellement ; à Lăcăuți il y a des tendances négatives sur la saison mai-juillet, ainsi qu'à l'échelle du cumul annuel.

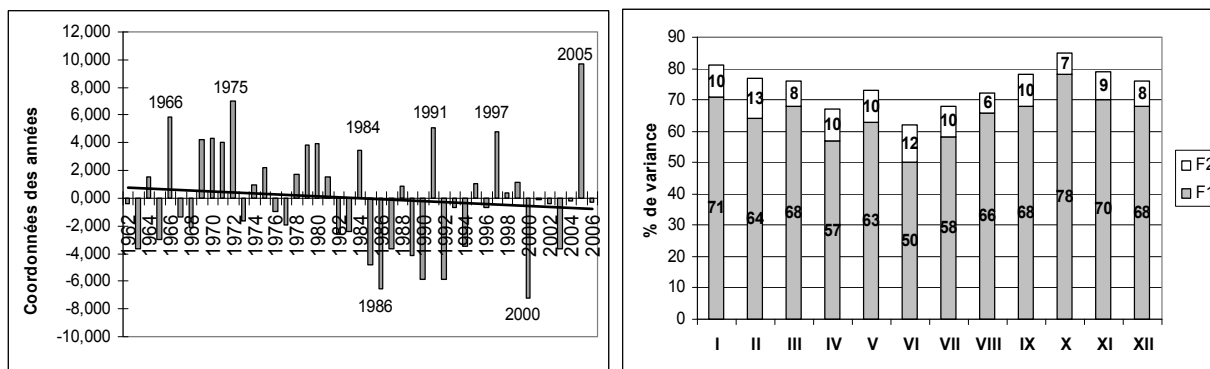


Figure 2. Variabilité annuelle des coordonnées des années sur le premier axe factoriel des précipitations et tendance linéaire, pour la période 1962-2007 (à gauche)

Figure 3. Variation annuelle des pourcentages de variance des précipitations correspondant au premier (F1) et au deuxième (F2) axe factoriel (A.C.P. réalisée par mois, sans rotation, pour la période 1962-2007) (à droite)

4. Une variabilité des débits de crue sans tendance significative

A l'échelle annuelle, dans la région analysée, la variabilité spatiale des débits de crue (dont, les plus importantes sont à l'origine d'inondations avec des répercussions socio-économiques importantes) est moins homogène que celle des précipitations. Ainsi, la première composante principale d'une ACP explique seulement 45% de la variance totale du réseau des 20 stations hydrométriques analysées. Le deuxième axe factoriel retient 13% de l'information commune concernant la répartition spatiale des débits maximums et le troisième axe, 9%.

Pour l'ensemble de la région de Courbure, les débits de crue les plus élevés se sont produits en 1969 - 1972, 1975, 1991 et 2005 (Fig. 4). Ces années correspondent généralement à celles avec des cumuls importants de précipitations (1969 – 1972, 1991, 2005), mais pour des années où à l'origine des crues ont été de forts épisodes pluvieux locaux, une correspondance entre le cumul annuel des précipitations et les débits de crues n'est pas évidente (1966, 1997).

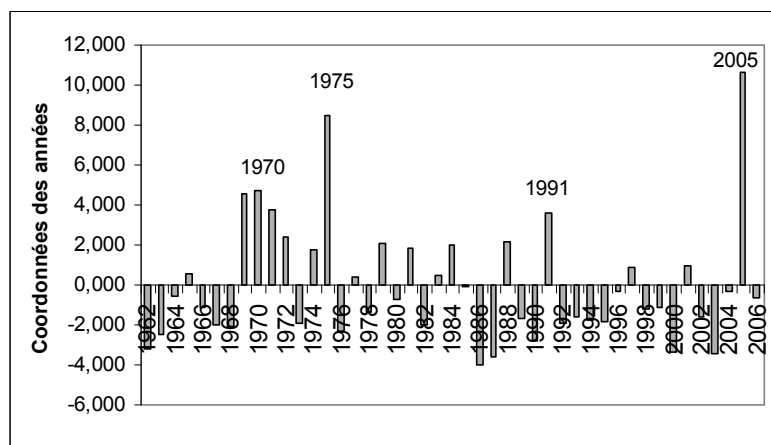


Figure 4. Variabilité annuelle des coefficients temporels sur le premier axe factoriel des débits de crue et tendance linéaire

Quant à la variabilité mensuelle de l'écoulement liquide à l'échelle mensuelle, exprimé par les débits moyens, sur l'ensemble de la région de Courbure, elle est plus importante en février - mars (52 – 59% de la variance totale des débits moyens) par rapport au reste de l'année. C'est la conséquence

des phénomènes de gel et de la fonte de la neige plus ou moins précoce, qui dans cette période influencent l'écoulement des rivières, mars étant le mois avec la plus forte variabilité spatiale des débits liquides (52%). A l'opposé, se trouve le mois d'octobre dont la forte structuration spatiale des débits liquides moyens (91%), est probablement due aux perturbations d'ouest qui affectent l'ensemble de la région (Zaharia & Beltrando, 2006).

L'analyse des tendances dans la variabilité des débits maximums à l'échelle annuelle, a montré que seulement 2 rivières présentent des tendances significatives (à $\alpha = 0,01$): Rm. Sărat à Tătaru (tendance négative) et Doftana à Teșila (tendance positive). D'une manière générale, il n'y a pas de tendance significative dans la variabilité des débits de crue sur la période d'étude (Fig. 4). A l'échelle mensuelle, l'analyse des séries des données des stations des bassins versant de Prahova (à Câmpina et à Adâncata) et de Trotuș (à Goioasa et à Tg. Ocna), les seules pour lesquelles nous disposons de valeurs mensuelles, a montré que, généralement, il n'y a pas, non plus, de tendances statistiquement significatives.

5. Une variabilité du nombre de crues également sans tendance significative

La variabilité du nombre de crues a été analysée pour les rivières Prahova et Trotuș. Celles-ci possèdent les plus importantes superficies de bassins versant, et présentent les plus forts enjeux socio-économiques, car leurs vallées constituent d'axes de transport routier et ferroviaire d'importance nationale, le long desquelles de nombreuses villes et villages, se sont développés. Du croisement de ces enjeux avec l'aléa crue, il résulte pour ces deux vallées un risque d'inondation important. D'ailleurs, les dernières décennies, elles ont été affectées par plusieurs événements de ce type, dont, ceux de 2005 ont eu des conséquences socio-économiques très graves. Dans le département de Bacău, qui correspond à peu près entièrement au bassin versant de la rivière Trotuș, le coût total des dégâts matériels engendrés par les inondations produites à plusieurs reprises en 2005, a été estimé à 80630 milliers d'euro. Suite à ces inondations, 5 personnes ont perdu leurs vies (M.E.G.E., 2006).

Nous avons analysé les séries des débits maximums mensuels pour 2 stations de la rivière Prahova (Câmpina et Adâncata) et 2 stations de la rivière Trotuș (Goioasa et Tg. Ocna), en retenant comme crues considérées comme importantes, celles dont le débit a été supérieur à celui équivalent à la « cote d'attention ». Celle-ci est établie pour chaque station hydrométrique et elle correspond au niveau de la rivière au-dessus duquel il y a le risque que l'eau inonde l'espace riverain ; à partir de cette cote la surveillance permanente du niveau de la rivière est obligatoire. Ainsi, durant la période 1962 - 2006, la rivière Prahova a enregistré 61 crues à Câmpina (débits supérieurs à $70 \text{ m}^3/\text{s}$) et 58 crues à Adâncata (débits supérieurs à $188 \text{ m}^3/\text{s}$). Sur le Trotuș, durant la même période, se sont produites 23 crues à Goioasa (débits supérieurs à $92 \text{ m}^3/\text{s}$) et 75 crues à Tg. Ocna (débits supérieurs à $133 \text{ m}^3/\text{s}$). Les crues arrivent le plus fréquemment, en été et elles sont dues principalement à des précipitations d'origine convective et au printemps (dus notamment à des perturbations d'origine frontales et à la fonte de la neige), tandis qu'en automne et en hiver ces phénomènes sont plus rares.

Afin d'identifier des éventuelles tendances dans l'occurrence des crues, nous avons analysé la variabilité du nombre de crues (tel que défini plus haut) à l'échelle annuelle. Les résultats obtenus montrent qu'il n'y a pas de tendances linéaires statistiquement significatives dans la variabilité du nombre de crues. Durant la période 1962 – 2006, il y a eu des années avec plusieurs crues importantes, et d'autres sans aucune crue importante. Durant les années 1970, 1975, 1980, 1983, 1991, 1996, 1988 et 2005, plus de 3 crues importantes par année se sont produites aux stations analysées. La figure 5 montre le cas des stations de Tg. Ocna (sur Trotuș) et Adâncata (sur Prahova). Au cours des dernières 20 années, les valeurs des débits de crue et les dégâts qu'elles ont engendrés, pourraient être liées non seulement à l'aléa précipitation mais aussi aux facteurs favorisant les crues, parmi lesquelles les déforestations jouent un rôle important, notamment dans le bassin versant de Trotuș.

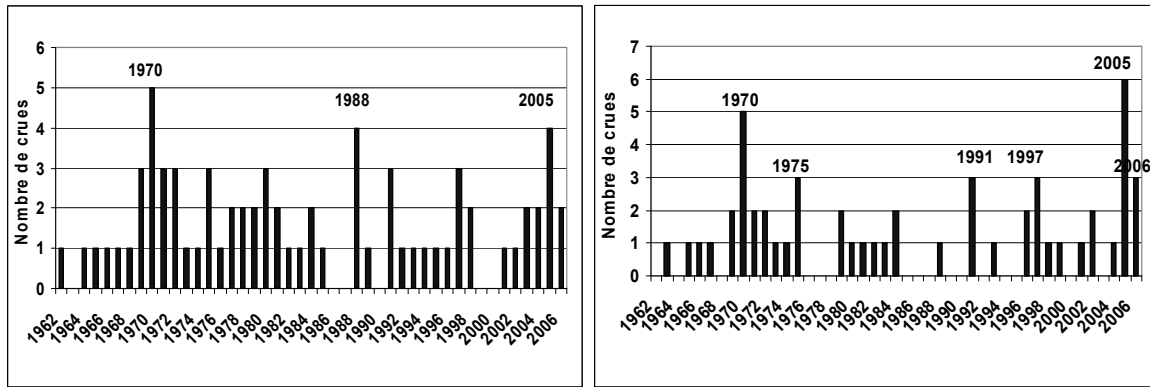


Figure 5. Variabilité du nombre de crues (dont le débit de pointe est supérieur à celui correspondant à la « cote d'attention ») de la rivière Trotuș à Tg. Ocna (à gauche) et de la rivière Prahova à Adâncata (à droite).

Conclusion

Les analyses de la variabilité des précipitations et des débits de crue dans la région de la Courbure de l'Arc Carpatique montrent qu'entre 1962 et 2006, il n'y a pas de tendances significatives. Même si les dernières années, notamment en 2005, la région a été affectée par plusieurs crues importantes (en terme de débit), des tendances nettes dans l'occurrence de cet aléa n'ont été pas identifiées, car des phénomènes d'importance similaire se sont produit également dans les années 1969 – 1975. Mais, les répercussions des crues de ces dernières années sont plus graves par rapport à celles de crues précédentes, car manifestement ces vallées enregistrent une augmentation de la vulnérabilité, notamment par le développement socio-économique des fonds des vallées, et aux changements dans l'occupation des sols au niveau des bassins versants (notamment déforestations), ou encore parce que certains aménagements ne sont pas suffisamment entretenus.

Bibliographie

- Bogdan O., Mihai E., Teodoreanu E., 1974: *Clima Carpaților și Subcarpaților de Curbură dintre Teleajen și Slănicul Buzăului*, Inst. de Geografie, București, 177 p.
- Bordei-Ion N., 1971: *Problèmes de la circulation de l'air dans la zone des Carpates de la Courbure*, La V-ème Conférence de Météorologie des Carpates, București, pp. 57-65.
- Bordei-Ion N., 1988 (2008): *Fenomene meteo-climatice induse de configurația Carpaților în Câmpia Română*, Edit. Academiei, București, 175 p (223 p.).
- Busuioc A., Boroneanț C., Bojariu R., Geicu A., Baciu M., 2005 : *Schimbări climatice în România evidențiate în secolul XX și scenarii pentru secolul XXI*, Communication orale, Session Annuelle de Communication de l'INHGA, Bucarest.
- M.E.G.E., 2006 : *Rapport sur les effets des inondations et des phénomènes météorologiques dangereux de l'année 2005*, Ministère de l'Environnement et de la Gestion des Eaux (M.E.G.E.), București (en roumain).
- Zaharia L., 2005: *Studiul resurselor de apă din Carpații și Subcarpații Curburii în vederea optimizării valorificării lor pentru alimentarea populației din județele aferente regiunii* în volumul „Lucrări și rapoarte de cercetare” Editeur Grecu Floare, Ed. Universității București, p. 137 – 171.
- Zaharia L., Beltrando G., 2006: Relation entre la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie et des débits liquides dans la région de la courbure de l'Arc Carpatique, *Comunicări de geografie*, X, 223 - 228.
- Zaharia L., Beltrando G., 2007: Variabilité spatiale et temporelle de la pluviométrie dans la région de la Courbure de l'Arc Carpatique : étude par Analyse en Composantes Principales, *Revue Roumaine de Géographie*, 47 – 48 (2003 – 2004), 175 – 184.

PLUIES INTENSES ET INONDATIONS DANS LA VALLÉE DU FLEUVE ITAJAÍ (RÉGION DE SANTA CATARINA), BRÉSIL

J. A. ZAVATTINI,

UNESP/ Departamento de Geografia / Rio Claro-SP, Brasil. CEP 13500-230 zavattini@rc.unesp.br

Résumé. Pendant le mois de novembre 2008 il a beaucoup plu dans la Région de Santa Catarina (500 mm environ.), au sud du Brésil, et de façon assez intense, dans la Vallée du Fleuve Itajaí, situé à l'est de cette Région. Il s'agit d'une zone intensément peuplée et de grande importance économique, car le port maritime d'Itajaí est situé sur elle; ce port emploie vers 14 mille personnes et il est responsable de 4% de la recette brésilienne. Chaque jour que le port d'Itajaí est fermé correspond au préjudice de 33 millions de dollars. Pour avoir une idée de la tragédie dans la Vallée d'Itajaí il est suffisant de dire que le week-end (les jours 22 et 23/11/2008) où la catastrophe annoncée s'est abattue sur la vallée a présenté une intensité pluviale de 100 mm/h environ. La dernière tragédie est arrivée il y a 25 ans (l'année de 1983). Un bilan approximatif de cette catastrophe naturelle peut être comptabilisé: 79 mille personnes sans-abri, outre 119 mortes et 31 officiellement disparues.

Mots-clé : inondation, sans-abri, vallée d'Itajaí (SC), Brésil.

Abstract. *Intense Rainstorms and Flooding in Itajaí River Valley, state of Santa Catarina, Brazil.* During the month of November/2008 intensive rain fell on the state of Santa Catarina (south area of Brazil), especially in Itajaí River Valley, found in the eastern part of the same state. Inside the valley the seaport of Itajaí is an intensively populated area with enormous economical importance. It employs around 14,000 people and it is responsible for 4% of Brazil's gross domestic product (GDP). Each day it remains inactive the port is accountable for a loss of US\$ 33 million. To better illustrate the tragedy which fell on Itajaí River Valley it is sufficient to say that in the weekend the catastrophe was announced (22-23/11/2008) the intensive raining in the area reached 100mm/h; 25 years had passed since the last dreadful event (1983). A quick calculation of this unparalleled disaster indicates 79,000 people left unsheltered, on top of 119 deceased and 31 officially missing.

Key-words : Flood, Unsheltered (people), Itajaí River Valley (SC), Brazil.

Introduction.

Le Bassin du Fleuve Itajaí est le plus grand bassin hydrographique du versant atlantique dans la Région de Santa Catarina et se répartit en trois grands compartiments ou vallées: le Haut, le Moyen et le Bas Itajaí. Le cours d'eau le plus important de ce bassin est le Fleuve Itajaí-Açu, formé par les cours des Fleuves Itajaí do Oeste et Itajaí do Sul qui se réunissent sur terres de la commune de Rio do Sul, à partir d'où ils forment un seul cours d'eau, simplement appelé d'Itajaí-Açu.

Les principaux fleuves tributaires d'Itajaí-Açu sont l'Itajaí do Norte, qui débouche dans la ville d'Ibirama; le Benedito, qui débouche dans la ville d'Indaial; le Luiz Alves, qui débouche dans la ville d'Ilhota; et l'Itajaí-Mirim, qui débouche dans la commune d'Itajaí, où se situe le port maritime qui a le même nom, ce port est de grande importance économique, pas seulement pour la Région de Santa Catarina mais aussi pour le Brésil. Après tout, ce port maritime emploie plus de 14000 employés et il est responsable de 4% du PIB brésilien. Très proche de son embouchure dans l'Océan Atlantique le Fleuve Itajaí-Açu, après avoir reçu les eaux de l'Itajaí-Mirim, son nom devient tout simplement Fleuve Itajaí. Le Bassin Hydrographique du Fleuve Itajaí mesure 15.500 km² environ, soit 16,5 % de la surface de la Région de Santa Catarina et 0,6% du territoire national (Figure 1).

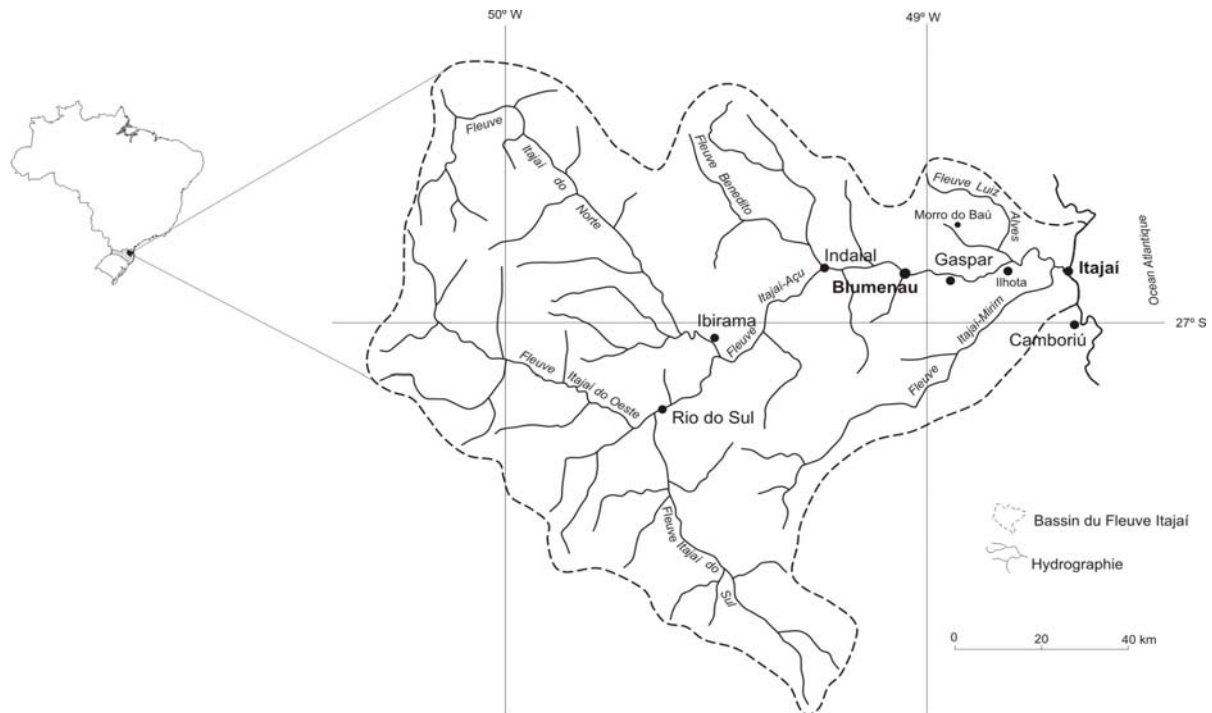


Figure 1. Le Bassin Hydrographique d'Itajaí, SC, Brésil: villes et fleuves principaux.

Dans ce bassin, il y a 53 communes et 47 villes (sièges municipaux), parmi lesquelles se détachent les localités de Blumenau, avec presque 300000 habitants, Itajaí, Gaspar, Indaial, Rio do Sul et Ilhota. L'aire drainée par ce bassin renferme une population qui a déjà dépassé un million d'habitants. Beaucoup d'eux maintiennent, encore aujourd'hui, des liens étroits avec la colonisation allemande et italienne. La préservation des habitudes européennes qui s'y sont installées à partir de la moitié du XIX^e siècle, a produit des traces marquantes dans le paysage du Bassin d'Itajaí. De la moitié du XIX^e siècle à la fin du XX^e siècle, presque 70 événements d'inondation ont déjà été enregistrés à Blumenau, le plus grand pôle géoéconomique de ce bassin hydrographique et noyau initial de la colonisation de l'aire (Figure 2).



Figure 2. Le paysage du Bassin d'Itajaí: traces architectoniques et impacts pluviaux.

Heureusement, les événements ne présentent pas tous la même intensité d'inondation que les jours 22 et 23 novembre 2008, dont les conséquences tragiques, à Blumenau et en grande partie du bassin, justifie le choix de ces dates comme objet de cette étude climatologique spécifique et de caractère éminemment géographique.

1. Caractéristiques climatiques de l'aire d'étude.

Au Brésil, pays encore assez jeune, la mesure climatologique systématique, par l'Instituto Nacional de Meteorologia, a commencé effectivement en 1910. La première "période-standard" (ou "normales climatologiques") se reporte à la période 1931-1960. Le Bassin d'Itajaí, dans cette période-ci, compte avec les données de la station météorologique de Camboriú, situé par 27°00' de latitude sud et 48°38' de longitude ouest à une altitude de 8 mètres au-dessus du niveau de la mer. Pour la période suivante (1961-1990) les données sont de la station météorologique d'Indaial, dont les coordonnées géographiques sont: 26°54' de latitude sud; 49°13' de longitude ouest et altitude de 68 mètres au-dessus du niveau de la mer, qui sont plus utiles à la caractérisation climatique de l'aire d'étude. Avec ces données on a élaboré les tableaux 1 et 2 et on a construit les figures 3 et 4, qui représentent les données "normales" et extrêmes des températures (moyennes, maximums et minimums) et des pluies (moyennes et maximums) enregistrées au cours de soixante ans ininterrompus (1931-1990) et qui sont présentées et analysées ensuite.

Camboriú - Période 1931-1960 - Latitude 27°00'S - Longitude 48°38'W - Altitude 8 m.

Tableau 1

Données Moyennes	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Pluie (mm)	178,2	202,7	158	130,5	102,1	77,9	76,1	93,7	111,4	143,8	108,3	130,5
Temp. Max. (°C)	29,2	29,1	28,6	26,2	24,1	22,4	21,5	21,9	22,3	23,8	25,5	27,6
Temp. Min. (°C)	19,1	19,3	18,5	15,4	12,8	11	9,9	10,9	12,8	14,8	16,1	17,7
Données Extrêmes	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Pluie Max. 24 h (mm)	186,2	167	105,7	207,6	82,8	70,4	81,4	78,2	95,4	83,6	121	154
Temp. Max. (°C)	39,5	38,2	35,2	33,7	35	31,2	30,2	32,4	34,6	31,8	34,9	38,6
Temp. Min. (°C)	9,4	9,9	8	2	2	-0,2	-2,6	-1,2	0,1	4,6	6,2	8,6

Source: Normais Climatológicas - INMET, Rio de Janeiro, 1984.

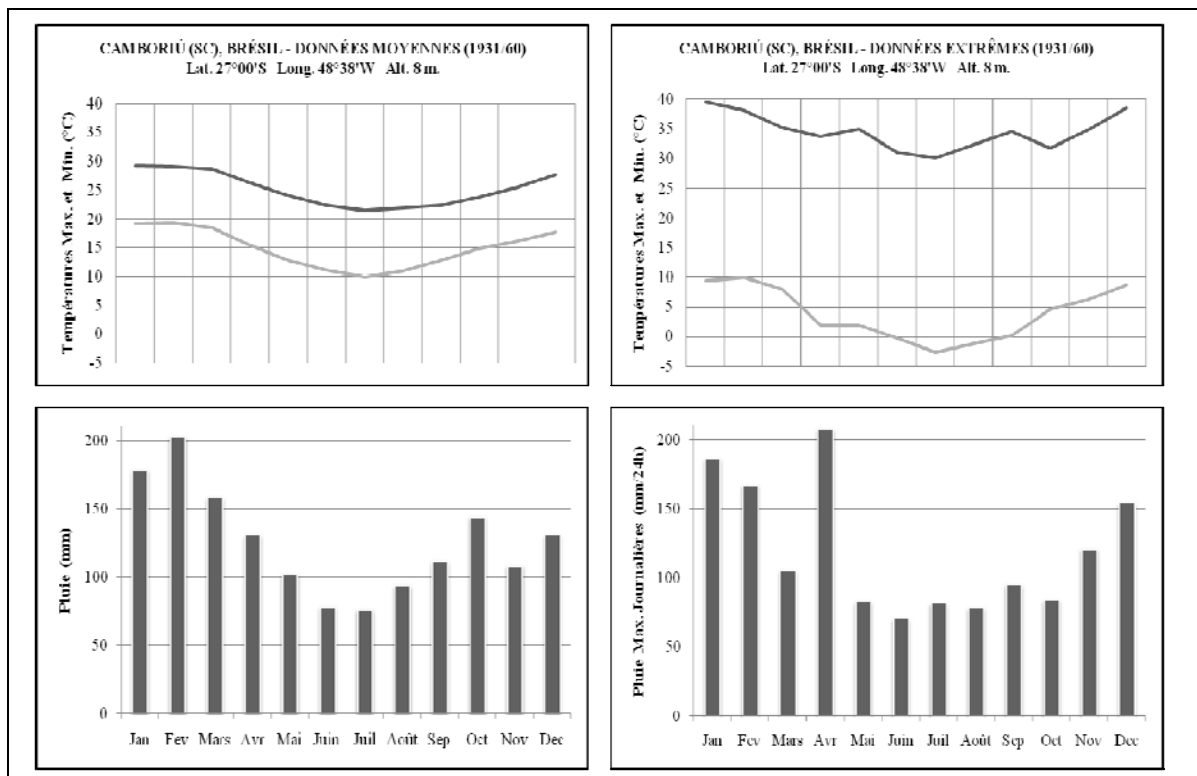


Figure 3. Données Moyennes et Extrêmes de Température et Pluie à Camboriú – Période 1931-1960.

Indaial - Période 1961-1990 - Latitude 26°54'S - Longitude 49°13'W - Altitude 68 m.

Tableau 2

Données Moyennes	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Pluie (mm)	170	194,6	151,9	108,2	106,7	104	104,4	131,3	122,1	165,8	135,6	173
Temp. Max. (°C)	30,4	30,6	29,3	26,7	23,7	21,4	21,4	22,3	22,4	24,8	27,1	29,4
Temp. Min. (°C)	20,4	20,8	20	17,1	14,6	12,2	12,2	13,4	14,6	16,1	17,9	19,4
Données Extrêmes	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Pluie Max. 24 h (mm)	84,6	160,6	65,9	72,7	101,6	65,9	90,9	101	92,4	114,4	70,6	134,4
Temp. Max. (°C)	39	39,3	37,4	37,2	32,6	31,6	31	33,6	33,4	34	36,6	40,3
Temp. Min. (°C)	14,2	15	10	6,4	4,4	-3,4	1,5	4	4	2,2	8,4	11,4

Source: Normais Climatológicas - DNMET, Brasília, 1992.

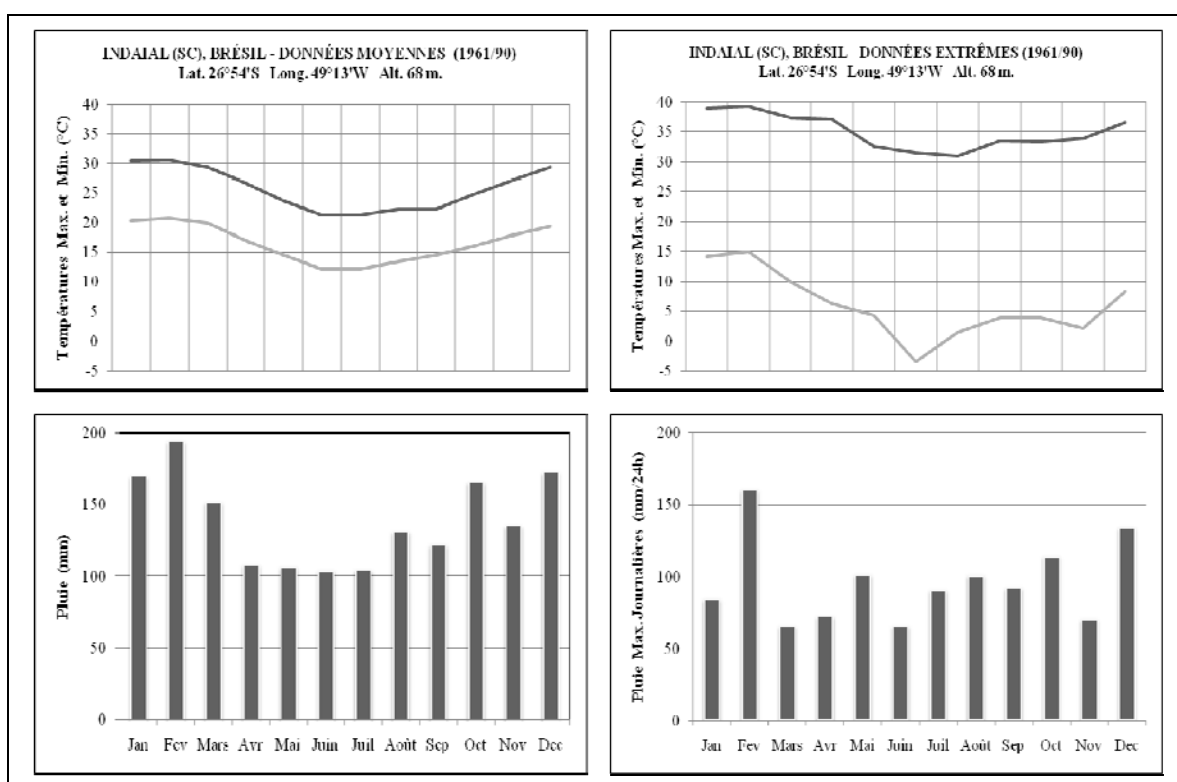


Figure 4. Données Moyennes et Extrêmes de Température et Pluie à Indaial – Période 1961-1990.

Du point de vue de la climatologie descriptive, en se fondant sur les tableaux 1 et 2 et sur les figures 3 et 4, il est possible d'affirmer que les caractéristiques climatiques moyennes (ou « normales ») principales du Bassin du Fleuve Itajaí sont: amplitude thermique de 20°C, avec une variation qui va des 10°C en automne-hiver aux 30°C au printemps-été et pluies mensuelles bien distribuées, plus volumineuses au printemps-été, quand elles peuvent atteindre 200 mm mensuelles, et un peu moins volumineuses en automne-hiver, quand elles restent entre 70 et 100 mm mensuelles. Par rapport aux extrêmes thermiques enregistrés au Bassin du Fleuve Itajaí, l'analyse indique une forte amplitude, car les minimums absolus peuvent descendre au-dessous de -3°C en hiver tandis que les maximums absolus s'approchent des 40°C en été. Quant aux extrêmes pluviométriques mensuels, les enregistrements montrent que l'intensité maximum en 24 heures est rarement inférieure à 70 mm et elle peut dépasser 200 mm, sans distinction entre les saisons, c'est-à-dire pouvant survenir en n'importe quelle saison.

Le Bassin d'Itajaí est situé, selon Strahler (1986), dans une zone climatique de latitudes moyennes, dont le climat subtropical humide est réglé par des masses d'air tropicales et polaires. D'autre part

Péguy (1970) la classe comme étant détentrice d'un climat tropical atténué. À part ces classifications climatiques, Monteiro (1968) explique que, au cours de toutes les saisons, le Bassin d'Itajaí ainsi que tout le sud du Brésil est soumis aux passages frontaux, réputés responsables de la plus grande partie de la pluie qui y arrive. De cette façon, en considérant que dans cette portion du territoire brésilien la succession des états atmosphériques est commandée par des flux d'invasion polaire qui proviennent de l'Antarctique (Monteiro, 1969), il faut se préoccuper des variations du rythme pluvial dans le bassin. Les variations de la pluviosité sont génétiquement liées à la dynamique atmosphérique, habituelle ou exceptionnelle, qui agit sur l'aire et qui interagit avec elle, en provoquant quelquefois, un vrai chaos dans les activités humaines. C'est ce que nous montrons en analysant spécifiquement l'inondation du mois de novembre 2008, dans la Vallée du Fleuve Itajaí.

2. Une catastrophe annoncée: la tragédie dans la Vallée d'Itajaí (SC) – Brésil, en novembre 2008.

Pendant le mois de novembre 2008, il a beaucoup plu dans la Région de Santa Catarina, située au sud du Brésil et, de façon assez intense, dans l'aire d'étude, localisée à l'est de cette région, dû aux fréquents passages frontaux pendant la première quinzaine du mois, selon les cartes norvégiennes et les images de satellites consultées. Pour avoir une idée de la tragédie survenue dans la Vallée d'Itajaí, il faut dire, d'abord, que la moyenne pluviométrique du mois de novembre se situe entre 108,3 mm de la période 1931-1960 et 135,6 mm de la période 1961-1990, tandis que les données maximales en 24 heures ont été de 121 mm à la période 1931-1960 et de 70,6 mm à la période 1961-1990 (Tableaux 1 et 2 et Figures 3 et 4).

Pourtant, il faut ajouter que le volume de pluies accumulé au mois de novembre 2008 a approché les 500 mm, un événement exceptionnel pour cette aire. Les 22 et 23 de ce mois, quand la catastrophe annoncée s'est abattue sur la Vallée d'Itajaí, l'intensité pluviale a été de 100 mm/h environ, ce qui, en soit serait déjà capable d'expliquer les proportions prises par l'inondation. La figure 5 regroupe des scènes qui illustrent cette tragédie sans précédent.



Figure 5. Le scénario de la tragédie de novembre 2008 dans la Vallée d'Itajaí: exemples sélectionnés.

Comme il s'agit d'une aire densément peuplée, intensément urbanisée et de grande importance économique, la Vallée du Fleuve Itajaí a subi de grandes pertes matérielles et humaines en partie à cause du port maritime d'Itajaí qui est resté, à cause de l'inondation, plusieurs jours sans fonctionner et a accumulé des préjudices journaliers à l'ordre de 33 millions de dollars. La dernière tragédie est arrivée il y a 25 ans, en 1983, et on sait bien que la mémoire climatique populaire est courte. Mais cette fois-ci les villes d'Itajaí, Blumenau, Ilhota et Gaspar, parmi d'autres, sont restées submergées, des plantations ont été détruites et des autoroutes interrompues. Les localités de Morro do Baú et

Ilhota ont subi des glissements de terrain qui ont enseveli des familles entières. Un bilan approximatif de cette grande catastrophe naturelle révèle que 79000 personnes sont restées sans-abri ; il y a eu 119 morts et le nombre officiel de disparus est de 31.

Selon des experts, la combinaison de trois phénomènes a entraîné le volume record de pluie: 1) des vents de direction est, engendrés par un anticyclone polaire semi-stationnaire dans la côte atlantique de Santa Catarina; 2) il y a eu le transport d'une plus grande quantité de vapeur d'eau de l'océan au continent, car les eaux littorales étaient entre 0,5°C et 1°C au-dessus de la normale pour le printemps; 3) la température dans les couches plus hautes de l'atmosphère était plus froide, à -18°C environ, quand la température habituelle est de seulement -7°C. En bref et en ajoutant qu'entre 2000 et 2005 la Région de Santa Catarina a été la championne de déboisement de la Forêt Atlantique et que, de plus, il y a une forte pression immobilière et une expansion urbaine assez désordonnée dans l'aire d'étude, on comprend que la tragédie ait atteint d'énormes proportions.

Conclusion

Cette analyse, conduite par des principes qui régissent la Climatologie Géographique Brésilienne (Zavattini, 2004), a rendu possible une vision intégrée des impacts entraînés par des événements pluviaux intenses, dont ceux des jours 22 et 23/11/2008 dans la Vallée d'Itajaí. De tels événements, dont la genèse est liée à la dynamique atmosphérique régionale, ont été amplifiés par d'autres phénomènes de la sphère géographique, dotés aussi de dynamisme propre, tels l'inondation et le mouvement rapide de sols; la profondeur ou l'ensablement des canaux fluviaux, la spéculation immobilière croissante et l'expansion urbaine désordonnée, avec l'occupation des bords des fleuves.

Bibliographie

- Brasil Ministério da Agricultura, 1984: *Normais Climatológicas (1931-1960)*. Instituto Nacional de Meteorologia, Rio de Janeiro, 78p.
- Brasil Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, 1992 : *Normais Climatológicas (1961-1990)*. Departamento Nacional de Meteorologia, Brasília, 84p.
- Monteiro, C.A.F, 1968: Clima. *Grande Região Sul (Geografia do Brasil)*, Fundação IBGE, Rio de Janeiro, **4 (1)**, 114-166.
- Monteiro, C.A.F, 1969: *A Frente Polar Atlântica e as Chuvas de Inverno na Fachada Sul-Oriental do Brasil (Contribuição metodológica à análise rítmica dos tipos de tempo no Brasil)*. USP/IG, São Paulo, 68p.
- Péguy, Ch.P, 1970 : *Précis de Climatologie*. Masson & Cie, Éditeurs, Paris, 468p.
- Strahler, A.N, 1986: *Geografia Física*. Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 767p.
- Zavattini, J.A, 2004: *Estudos do Clima no Brasil*. Editora Alínea, Campinas, 398p.

Table de matières

Avant propos	
I. Haidu	3
B. Abderrahmani, M. Haouari, A. Dobbi, M. Hadjel, N. Hassini <i>Analyse, modelisation des extremes de temperature au niveau de quelques stations types du Nord Ouest Algerien</i>	5
A. Abderrahmen <i>Estimation de l'occurrence des intensites horaires des pluies. Exemple du Centre-Est Tunisien</i>	11
E. Adewi, K. M. S. Badameli, V. Dubreuil <i>Influence de la pejoration pluviometrique sur les productions agricoles au Togo</i>	17
M. Alexe, O. Gaceu, M. Vlaicu, I. H. Holobaca <i>Aspects sur les risques generes par la grele dans les Monts Apuseni</i>	23
T. Alouane, Latifa Henia <i>Les ambiances climatiques matinales en Tunisie</i>	29
E. Amoussou, P. Camberlin, M. Boko, Jocelyne Perard <i>Impact de la variabilite climatique sur les apports liquides dans la basse Vallee du Mono (Benin, Afrique de l'Ouest)</i>	35
Laïla Amraoui <i>L'evolution hivernale des temperatures de surface en relation avec les pressions atmospheriques, les vents de surface en Afrique du Nord-Ouest, le proche ocean pendant la periode 1950-2008</i>	41
S. Aubert <i>La dynamique du temps, les schemas moyens de la circulation atmospherique au-dessus du territoire roumain</i>	47
G. Beltrando, Liliana Zaharia <i>Episodes hydro-pluviometriques extremes, types de circulation atmospherique associes en Roumanie</i>	53
H. Ben Boubaker, N. Fehri <i>Vents forts, vents extremes dans les principales villes cotieres de la Tunisie : mise au point methodologique, resultats preliminaires</i>	59
S. Ben Romdhane, H. Ben Boubaker <i>Saisonnalite climatique, dynamique vegetale en tunisie : analyse spectrale a partir de l'imagerie NOAA</i> ...	67
S. Bigot, Sandra Rome, J. P. Dedieu <i>Variabilite interannuelle de l'enneigement dans les prealpes francaises (Massif du Vercors) : recherche de predicteurs climatiques a l'echelle synoptique</i>	73
L. Boissier, F. Vinet <i>Parametres hydroclimatiques, mortalite due aux crues torrentielles. Etude dans le sud de la France</i>	79
C. Bonnefoy, H. Quénot, G. Barbeau, M. Madelin <i>Analyse multi scalaire des temperatures dans le vignoble du Val de Loire</i>	85

Elodie Briche, M. Madelin, G. Beltrando, C. Kergomard

Analyse diagnostique des températures extrêmes de 1950 à 2000 issues du modèle Arpege-climat : intérêt, pour l'activité viticole champenoise.....91

S. Bridier, B. Pauc

Contribution de l'activité portuaire de traversée à la pollution atmosphérique de Marseille.....97

Cristina Burada, Oana Sandu, Adriana Băcescu

Anomalies climatiques enregistrées dans le sud-ouest de la Roumanie dans le contexte d'une année très chaude103

A. Cardillo, S. Dipilla, M. Fazzini

Analyse statistique des champs de précipitations pendant 30 ans sur le versant Adriatique de la région Molise (Italie Centrale). Premiers résultats.....109

P. Carrega, D. Fox, N. Martin, J. Morschel, C. Yohia

Rétroactions des incendies de forêt sur le vent : exemples mesures sur parcelles végétales expérimentales dans le sud-est de la France115

Adina Croitoru, F. Moldovan, Carmen Dragotă

Considérations sur l'évolution des quantités de précipitations en 24 heures dans les Carpates Roumaines.121

B.S. David, I. Haidu

Des ruptures climatiques dans trois stations de Transylvanie, leur relation à EAWR125

Viviane Djoufack-Manetsa, B. Fontaine, M. Tsalefac, T. Brou

Variations de la phénologie végétale, relations avec la variabilité pluviométrique, la croissance démographique dans le nord du Cameroun131

V. Dubreuil, O. Planchon

Bilan d'un siècle d'observation des sécheresses, des types de circulations atmosphériques associées à Rennes139

D. Dumas, Sandra Rome

Les températures dans les Alpes du Nord : influence de l'altitude, évolution depuis 1960145

T. El Melki

Les situations atmosphériques stables, un type particulier d'extrêmes climatiques : cas des surconcentrations d'ozone à Tunis151

J. C. Espinoza, Josyane Ronchail, M. Lengaigne

Types de temps, pluie en Amazonie157

J. M. Fallot, J. A. Hertig

Détermination des précipitations extrêmes en Suisse à l'aide d'analyses statistiques163

M. Fazzini, D. Moro avec la collaboration de L. Stefanuto

Les extrêmes nivométriques dans les Alpes italiennes : analyse des données de deux stations du Monte Canin (Alpes Iuliennes Frioul) et situations synoptiques responsables des chutes de neige169

M. Feki

Variabilité spatio-temporelle des précipitations dans l'extrême nord de la Tunisie.....175

G. Fortin, B. Hétu

Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs influences sur la couverture neigeuse dans les Monts Chic-Chocs, Gaspésie, Canada.....181

Simona Fratianni, Silvia Brunatti, Fiorella Acquotta, Silvia Terzago

Tendance de températures et précipitations neigeuses en Vallée Maira (Piemont Sud-Occidentale, Italie) .187

H. Fujita-Yashima, V. I. Vlasov, S. L. Skorokhodov, Olga S. Rozanova

Modélisation mathématique du mouvement de l'air dans un cyclone tropical193

Anh Galat-Luong, G. Galat, G. Nizinski

Une conséquence du réchauffement climatique : les chimpanzées filtrent leur eau de boisson199

G. Galat, Anh Galat-Guong, G. Nizinski

L'impact du changement climatique sur les variations des populations de grands vertébrés à leur extrême limite de répartition est-il fonction de leurs régimes alimentaires ?.....205

A. M. Gammar

Topoclimats et cartographie des précipitations dans la région d'Enfidha (Tunisie Orientale).....211

Gica Pehoiu, O. Murărescu

Risques climatiques et leur influence sur le développement de l'agriculture dans le département de Dâmbovița217

F. S. Gradella, H. Quénot, A.Y. Sakamoto

Variation du niveau phréatique d'une saline dans le pantanal en relation avec les précipitations et les inondations provoquées par le fleuve Paraguai (Bresil).....223

Florina Grecu, Cristina Ghiță, E. Cîrciumaru, Lavinia Văcaru

Diagnostic des aléas déterminés climatiques dans les systèmes hydrogéomorphologiques de la Plaine Roumaine229

F. Grégoire, H. Parmentier

La prise en compte des extrêmes climatiques dans la gestion des tourbières.....235

Latifa Henia, T. Alouane

Les ambiances caniculaires dans les villes tunisiennes : cas de Monstir, Kairouan et Tozeur241

I. H. Holobacă, F. Moldovan, Adina Croitoru

L'influence du relief sur l'évolution de la température de l'air en Roumanie, dans les conditions d'une advection froide : étude de la période du 26 décembre 2008 au 13 janvier 2009247

A. Hufty

La neige à Québec: 1872-2008251

R. Juvanon du Vachat

Points de rupture du système climatique analyse des risques et prévention257

T. T. Kenfack, M. Tsalefac, I. Haidu

Influence du climat sur les épidémies de méningites à méningocoque dans la Plaine du Diamare (Extrême-Nord Cameroun).....263

Mireille Lauffenburger, J. Desplat, R. Kounkou-Arnaud, J.-I. Salagnac, J. Bigorgne

Canicule à Paris et changement climatique: approche pluridisciplinaire de la vulnérabilité et de l'adaptation269

Z. S. Magyari-Sáska, Št. Dombay <i>L'analyse statistique du régime des vents dans la Depression Giurgeu</i>	275
Gh. Măhăra, Eugenia Șerban <i>Les orages, des hasards climatiques dans la Plaine Occidentale de la Roumanie</i>	281
P. Maheras, Konstantia Tolika, Fotini Kolyva-Machera <i>Scenarios de changements de temperatures en Roumanie pour la fin du XX siecle : simulations futures par un modele des « ensembles »</i>	287
A. Manga, G. S. Dorego, B.D. El Hadji, T. Sane <i>Predictions pluviométriques des saltigues et pratiques paysannes en pays serere : les croyances culturelles au service de l'agriculture</i>	293
N. Martin, C. Yohia <i>Impact des conditions météorologiques locales sur la variabilité spatiale de l'ozone à échelle fine a Nice</i> ..	299
I. Mbaye, T. Sane, O. Sy, P. Paul <i>Potentialites et perspectives touristiques face au changement climatique en Casamance (Senegal)</i>	305
A. Medjerab <i>Les inondations catastrophiques du mois d'octobre 2008 a Ghardaïa- Algerie</i>	311
D. Mihăilă, Diana-Corina Bostan, I. Tănasă <i>Les précipitations abondantes de l'ouest d'Ukraine et du nord de Moldavie enregistrées dans la période 23-28 juillet 2008. Causes et conséquences</i>	317
F. Moldovan, Adina Croitoru, I. Holobacă <i>Considerations sur le phenomene de grain en Roumanie</i>	323
R. Morel <i>Les pluies de trois jours comme extremes des precipitations</i>	329
O. Murărescu, Gica Pehoiu <i>Precipitations exceptionnelles dans les Souscarpates de Ialomița</i>	335
Fanja Ndriandahy Ralinirina, F. Pesneaud <i>Variabilite interannuelle des pluies de la premiere moitie de la saison pluvieuse des deux regions climatiques : les hautes terres et le sud de Madagascar</i>	341
Gh. Neamu <i>Le role de la surface active dans la modification de l'influence de la mer noire sur le littoral du Delta du Danube</i>	347
M. Nicolella, R. Pelosini, M. C. Prola <i>Les effets des changements climatiques sur l'enneigement dans les Alpes Piémontaises</i>	351
J. Nizinski, G. Galat, Anh Galat-Luong <i>Aspects bioclimatologiques de la nécrose corticale de l'hévéa en Côte d'Ivoire</i>	355
Z. Nouaceur <i>Evolution des précipitations depuis plus d'un demi-siècle en Mauritanie</i>	361

F. Pesneaud, A. Hong-Wa, Fanja Ndriandahy Ralinirina <i>Les effets des changements climatiques sur la vie rurale dans deux régions de Madagascar</i>	367
O. Planchon, H. Quénol, L. Wahl, O. Cantat, C. Bonnefoy <i>Types de circulations atmosphériques et types de temps en situations gélives dans les régions viticoles de la moitié nord de la France</i>	371
Maria Antonia Pulina <i>Analyse des événements pluviométriques extrêmes dans le sud de la Sardaigne durant la période 1951-2005</i>	377
Ramona Receanu, J.-A. Hertig, J.-M. Fallot <i>Modélisation spatiale et temporelle des précipitations pour l'estimation des crues extrêmes dans les Alpes</i>	383
F. Renard, J. Comby, D. Faure <i>Appréciation de la qualité de mesure hydrologique du radar météorologique régional appliqué au contexte local de la communauté urbaine de Lyon pour l'analyse des épisodes pluvieux exceptionnels (période 2001 – 2006)</i>	389
Sandra Rome, S. Bigot, D. Dumas <i>Les extrêmes thermiques et la circulation atmosphérique dans les Préalpes Françaises (Massif du Vercors, 2004-2008)</i>	395
Elsa Rothschild, G. Beltrando, S. Bigot <i>Bilans thermiques et radiatifs hivernaux à l'échelle des hauts plateaux du vercors</i>	401
D. Rousseau <i>Les moyennes mensuelles de température à Paris de 1676 à 2008</i>	407
Soumia Sabba, A. Medjerab <i>La vague de froid de janvier 2005 dans le nord-est de l'Algérie</i>	413
Amina Feriel Sabri, A. Medjerab <i>La canicule de l'été 2003 : un événement météorologique exceptionnel dans l'Algérie Orientale</i>	419
M. A. Sarr <i>Tournant dans l'évolution des précipitations et des températures au Ferlo (Sénégal) : deux paramètres traduisant une tendance au réchauffement</i>	425
N. Sègerie <i>La surprise des écarts de prévision des extrêmes météo-climatiques : pour un recul phénoménologique</i>	431
B. Seguin <i>Le changement climatique en agriculture : tendances moyennes et événements extrêmes</i>	437
Eugenia Șerban, Carmen Sofia Dragotă <i>L'analyse du déficit pluviométrique de la Plaine de l'Ouest de la Roumanie, par l'intermédiaire de l'Indice Standardise de Precipitations</i>	443
Elena Teodoreanu, T. Botezat-Antonescu, Iulia Bunescu <i>L'impact de la canicule de l'été 2007 sur la population de la capitale de la Roumanie</i>	449
Myriam Traboulsi <i>Détermination des dates de démarrage et de fin de la saison pluvieuse au Proche-Orient</i>	453

Iulica Văduva, Rodica Povară, Liliana Sonia Popescu, Alina Vlăduț

L'évolution de la température de l'air au sud et sud-est de la Roumanie dans un contexte des échanges climatiques globaux.....459

E. W. Vissin, C. S. Houssou, C. Houndenou

Impact des déficits pluviométriques sur les ressources en eau et gestion endogène dans le Bassin de l'Ouémé à Bétérou465

Liliana Zaharia, G. Beltrando

Variabilité et tendances de la pluviométrie et des débits de crue dans la région de la courbure de l'Arc Carpatique (Roumanie).....471

J. A. Zavattini

Pluies intenses et inondations dans la vallée du fleuve Itajaí (Région de Santa Catarina), Brésil.....477

Table de matières.....483

Table des auteurs.....489

Table des auteurs

ABDERRAHMANI	5
ABDERRAHMEN	11
ACQUAOTTA	187
ADEWI	17
ALEXE	23
ALOUANE	29, 241
AMOUSSOU	35
AMRAOUI	41
AUBERT	47
BACESCU	103
BADAMELI	17
BARBEAU	85
BELTRANDO	53, 91, 401, 471
BEN BOUBAKER	59, 67
BEN ROMDHANE	67
BIGORGNE	269
BIGOT	73, 395, 401
BOISSIER	79
BOKO	35
BONNEFOY	85, 371
BOSTAN	317
BOTEZAT	449
BRICHE	91
BRIDIER	97
BROU	131
BRUNATTI	187
BUNESCU	449
BURADA	103
CAMBERLIN	35
CANTAT	371

CARDILLO	109
CARREGA	115
CHRISTOPHE	299
CÎRCIUMARU	229
COMBY	389
CROITORU	121 , 247, 323
DAVID	125
DEDIEU	73
DESPLAT	269
DIPILLA	109
DJOUFACK-M	131
DOBBI	5
DOMBAY	275
DOREGO	293
DRAGOTĂ	121, 443
DUBREUIL	17, 139
DUMAS	145 , 395
EL HADJI	293
EI MELKI	151
ESPINOZA	157
FALLOT	163 , 383
FAURE	389
FAZZINI	109, 169
FEHRI	59
FEKI	175
FONTAINE	131
FORTIN	181
FRAIANNI	187
FUJITA-YASHIMA	193
GACEU	23
GALAT	199, 205 , 355
GALAT-LUONG	199 , 205, 355
GAMMAR	211

GHIȚĂ	229
GRADELLA	223
GRECU	229
GRÉGOIRE	235
HADJEL	5
Haidu	125, 263
HAOUARI	5
HASSINI	5
HENIA	241
HERTIG	163, 383
HÉTU	181
HOLOBĂCĂ	23, 247 , 323
HONG-WA	367
HOUNDENOU	465
HOUSSOU	465
HUFTY	251
JUVANON DU VACHAT	257
KENFACK	263
KERGOMARD	91
KOLYVA-MACHERA	287
KOUNKOU-ARNAUD	269
LATIFA HENIA	29
LAUFFENBURGER	269
LENGAIGNE	157
MADÉLIN	85, 91
MAGYARI-SÁSKA	275
MĀHĀRA	281
MAHERAS	287
MANGA	293
MARTIN	115, 299
MBAYE	305
MEDJERAB	311 , 413, 419
MIHĂILĂ	317

MOLDOVAN	121, 247, 323
MOREL	329
MORO	169
MORSHEL	115
MURĂRESCU	217, 335
NDRIANDAHY	367
NEAMU	347
NICOLELLA	351
NIZINSKI	199, 205, 355
NOUACEUR	361
PARMENTIER	235
PAUC	97
PAUL	305
PEHOIU	217 , 335
PELOSINI	351
PERARD	35
PESNEAUD	367 , 341
PLANCHON	139, 371
POPESCU	459
POVARĂ	459
PROLA	351
PULINA	377
QUENOL	85, 371
RALINIRINA	341
RECEANU	383
RENARD	389
ROME	73, 145, 395
RONCHAIL	157
ROTHSCHILD	401
ROUSSEAU	407
ROZANOVA	193
SABBA	413
SABRI	419

SAKAMOTO	223
SALAGNAC	269
SANDU	103
SANE	293, 305
SARR	425
SÈGERIE	431
SEGUIN	437
ŞERBAN	281, 443
SKOROKHODOV	193
STEFANUTO	169
SY	305
TĂNASĂ	317
TEODOREANU	449
TERZAGO	187
TOLIKA	287
TRABOULSI	453
TSALEFAC	131, 263
VACARU	229
VĂDUVA	459
VINET	79
VISSIN	465
VLĂDUŢ	459
VLAICU	23
VLASOV	193
WAHL	371
YOHIA	115
ZAHARIA	53, 471
ZAVATTINI	477

AIMS AND SCOPE

Geographia Technica is a journal devoted to the publication of all papers on all aspects of the use of technical and quantitative methods in geographical research. It aims at presenting its readers with the latest developments in G.I.S technology, mathematical methods applicable to any field of geography, territorial micro-scalar and laboratory experiments, and the latest developments induced by the measurement techniques to the geographical research. *Geographia Technica* is dedicated to all those who understand that nowadays every field of geography can only be described by specific numerical values, variables both of time and space which require the sort of numerical analysis only possible with the aid of technical and quantitative methods offered by powerful computers and dedicated software. Our understanding of *Geographia Technica* expands the concept of technical methods applied to geography to its broadest sense and for that, papers of different interests such as: G.I.S, Spatial Analysis, Remote Sensing, Cartography or Geostatistics as well as papers which, by promoting the above mentioned directions bring a technical approach in the fields of hydrology, climatology, geomorphology, human geography territorial planning are more than welcomed provided they are of sufficient wide interest and relevance.

Targeted readers:

The publication intends to serve workers in academia, industry, and government. Students, teachers, researchers and practitioners should benefit from the ideas in the journal.

GUIDANCE FOR AUTHORS

Submission

Articles and proposals for articles are accepted for consideration on the understanding that they are not being submitted elsewhere. Three copies of all articles and proposals for articles should be sent to: The Editor, at the following address: editor@studiacrescent.com. The site hosts the submitted articles for free (PDF).

Content

In addition to full-length research contributions, the journal also publishes Short Notes, Books and Software Reviews, Letters to the Editor; however the editors wish to point out that the views expressed in the book reviews are the personal opinion of the reviewer and do not necessarily reflect the views of the publishers. Each year two volumes are scheduled for publication. Papers in English or French are accepted. The articles are printed in black and white, but each issue is accompanied by a mini CD containing the paper in extenso and full color graphics. The papers shall be reviewed by two anonymous peers. The link between author and reviewers is mediated by the Editor.

Format

Paper Size must be 17 cm x 24 cm, the margins: Top - 5.7 cm, Bottom - 5 cm, Left - 4 cm, Right - 4 cm. **The font** to be used is : Times New Roman. Font sizes vary, according to the following uses: **the title** must be written with 11 bold big letters, **the author** 10 bold big letters, the “Abstract” word with 9 bold normal letters, the **abstract contents** 9 normal, the **article text** must be written with 10 normal, the title of the **chapter** with 10 bold big letters, the title of the **table** 9 bold-centered, the **figures** : 9 normal and the **bibliography** with 11 bold big letters.

For your ease, we have provided a dummy article, formatted as required at our Guides for authors page at <http://studiacrescent.com/publishing/main-page/guides-for-author>