Étude de climatologie physionomique et appliquée. Proposition méthodologique pour une approche globale et objective des types de temps en France métropolitaine. Volume 2 " Publications ". Recueil d'études de climatologie régionale. La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux

Olivier Cantat

▶ **To cite this version:**

Olivier Cantat. Étude de climatologie physionomique et appliquée. Proposition méthodologique pour une approche globale et objective des types de temps en France métropolitaine. Volume 2 " Publications ". Recueil d'études de climatologie régionale. La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux. Géographie. Univeristé Denis Diderot Paris 7, 2015. tel-02536432

HAL Id: tel-02536432

https://normandie-univ.hal.science/tel-02536432

Submitted on 23 Apr 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MÉMOIRE D'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES (H.D.R.)
Université Paris-Diderot (Paris 7)
Décembre 2015

Volume 2 « Publications »

Recueil d'études de climatologie régionale

La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux

---

Olivier CANTAT
Maître de Conférences en Géographie
Université de Caen Basse-Normandie
Laboratoire LETG-Caen Géophen, UMR 6554 CNRS

Membres du Jury

Gérard BELTRANDO, Professeur à l'Université de Paris-Diderot, Paris 7, garant
Pierre CARREGA, Professeur à l'Université de Nice-Sophia Antipolis, rapporteur
Sylvain BIGOT, Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, rapporteur
Michel ERPICUM, Professeur à l'Université de Liège (Belgique), examinateur
Stéphane COSTA, Professeur à l'Université de Caen Basse-Normandie, examinateur
Marie-Annick BÜHLER, Ingénieur Météo-France, examinateur

MÉMOIRE D'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES (H.D.R.)
Université Paris-Diderot (Paris 7)
Décembre 2015

Volume 2 « Publications »

Recueil d'études de climatologie régionale

La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux

---

Olivier CANTAT
Maître de Conférences en Géographie
Université de Caen Basse-Normandie
Laboratoire LETG-Caen Géophen, UMR 6554 CNRS

Membres du Jury

Gérard BELTRANDO, Professeur à l'Université de Paris-Diderot, Paris 7, garant
Pierre CARREGA, Professeur à l'Université de Nice-Sophia Antipolis, rapporteur
Sylvain BIGOT, Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, rapporteur
Michel ERPICUM, Professeur à l'Université de Liège (Belgique), examinateur
Stéphane COSTA, Professeur à l'Université de Caen Basse-Normandie, examinateur
Marie-Annick BÜHLER, Ingénieur Météo-France, examinateur

Préambule

***Ce mémoire d'habilitation à diriger des recherches en Géographie est constitué de trois volumes** : un curriculum vitae détaillé (1), un recueil de publications (2) et une contribution « inédite » (3) . Le contenu de ces rapports se réfère aux recommandations énoncées par la section 23 du CNU en vue de la demande de qualification aux fonctions de Professeur des Universités.*

Dans ce **volume 2 consacré aux Publications,** j'ai centré l'objet du propos autour de mes contributions sur **la diversité spatio-temporelle du climat en Normandie et ses impacts environnementaux et sociétaux.** Ces choix thématique et géographique correspondent à mon insertion professionnelle à l'Université de Caen et à la prise en compte progressive des diverses problématiques régionales, dans le contexte de plus en plus prégnant des risques d'origine atmosphérique et du Changement climatique[1]. Les travaux concernant les *types de temps* ne seront pas présentés ici car ils constituent l'objet exclusif du volume 3 « inédit » de cette H.D.R. (*Proposition méthodologique pour une approche globale et objective des types de temps en France métropolitaine*) et de son annexe (*Catalogue des types de temps en France métropolitaine*).

Plus concrètement, dans ce volume, j'ai souhaité mettre en avant mes **spécificités de géographe-climatologue** et mon **ouverture pluridisciplinaire**. Ce choix est lié à la diversité des thématiques abordées au laboratoire **GÉOPHEN**, et plus globalement au projet scientifique de notre **UMR de rattachement LETG** *(Littoral, Environnement, Télédétection et Géomatique)* qui est construite autour d'une question de recherche générique concernant **l'analyse et la modélisation des systèmes complexes à l'interface entre nature et société.**

De fait, l'atmosphère occupant une place fondamentale dans la compréhension des faits géographiques et leurs évolutions, une large place est naturellement dévolue à la climatologie au sein des activités du GÉOPHEN et de l'UMR LETG, notamment dans son *équipe 2* dont la finalité des recherches est de caractériser les processus et les forçages environnementaux et anthropiques sur la dynamique des milieux sensibles.

Ainsi, les publications présentées dans ce volume participent à cette démarche collective visant une meilleure **connaissance du rôle de l'atmosphère dans le fonctionnement passé, actuel et futur des divers systèmes spatiaux naturels et/ou anthropiques qui composent les paysages de Basse-Normandie.** Au gré des thématiques et des collaborations, ce cadre géographique est pour certaines contributions englobé dans des espaces plus vastes couvrant notamment le Grand Ouest et le Bassin parisien, voire tout le domaine nord-atlantique et européen quand il s'agit d'analyser la genèse des phénomènes atmosphériques.

[1] Les contributions sur d'autres espaces géographiques – notamment la région parisienne, objet de mes recherches de thèse – seront absentes de ce volume mais évoquées indirectement par le biais des techniques et des méthodes d'analyse propres à la climatologie des échelles moyennes et fines. Il en va de même pour les travaux de climatologie historique relatifs aux deux Guerres mondiales. Ces deux thématiques seront reprises par le biais de deux exemples dans le volume 3 puisqu'elles s'inscrivent plus directement dans une approche de la climatologie par les *types de temps.*

Sommaire

Préambule…… 5

Liste des publications présentées…… 8

Introduction…… **11**

Quelques réflexions préliminaires…… **15**

PARTIE 1

La diversité spatio-temporelle du temps et du climat en Basse-Normandie…… **19**

1. Présentation d'ensemble du climat bas-normand…… 19
2. La diversité spatiale du climat bas-normand…… 20
3. La variabilité temporelle du climat bas-normand…… 24
4. Les extrêmes du temps et du climat bas-normand…… 25
5. Synthèse et conclusion de la première partie…… 26

PARTIE 2

Les impacts environnementaux et sociétaux du temps et du climat en Basse-Normandie…… **27**

1. Des conditions favorables à la juxtaposition de nombreux milieux « naturels …… 27
2. Une agriculture parfois pénalisée par les sécheresses estivales…… 30
3. Une érosion des sols activée par les surplus hydrologiques hivernaux…… 31
4. Des rivières et des aquifères soumis aux fluctuations du temps et du climat…… 32
5. Des littoraux sous le contrôle des forçages météo-marins…… 34
6. Synthèse et conclusion de la deuxième partie…… 37

PARTIE 3

Les risques liés au Changement climatique en Basse-Normandie…… **39**

1. Le Changement climatique : approche globale et conceptuelle…… 39
2. Le Changement climatique en Basse-Normandie…… 41
3. Les impacts du Changement climatique en Basse-Normandie…… 43
4. Synthèse et conclusion de la troisième partie…… 47

Conclusion générale…… **49**

Table des figures…… 51

RECUEIL DES PUBLICATIONS…… **53**

Résumé (quatrième de couverture)…… 290

Liste des publications présentées

La sélection se compose de 21 titres :

3 chapitres d'ouvrages scientifiques
11 publications classées AERES
4 actes longs de colloques
3 publications autres

p. 55 PUBLICATION N°1 - CANTAT O., 2006 : **Les « caprices » du climat en Normandie. La variabilité des températures et ses conséquences dans une région « tempérée » non dénuée d'excès.** *Actes des Journées de climatologie* 2006, Les apports du géographe-climatologue. ISSN : 1958-2773. CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 83-104.

p. 67 PUBLICATION N°2 - CANTAT O., 2004 : **Analyse critique sur les tendances pluviométriques au 20ème siècle en Basse-Normandie : réflexions sur la fiabilité des données et le changement climatique.** *Climatologie*, vol. 1, pp. 11-32.

p. 79 PUBLICATION N°3 - CANTAT O., BRUNET L., 2001 : **Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. Détermination des caractères climatiques d'un secteur dépourvu de station météorologique pérenne en Suisse Normande**. *Annales de Géographie*, 622 ; pp. 579-596.

p. 91 PUBLICATION N°4 - CANTAT O., SAVOURET E., BRUNET L., 2009 : **Les anémomorphoses végétales : quelle signification géoclimatique réelle ?** *Climatologie*, vol. 6, pp. 9-31.

p. 105 PUBLICATION N°5 - CANTAT O., DREAL BN, 2014 : ***Diagnostic Climat*.** Partie du *Profil Environnemental Régional de Basse-Normandie*, DREAL Basse-Normandie, pp. 01-72 (extraits)
version complète et en couleurs à télécharger sur le site de la DREAL :
http://www.basse-normandie.developpement-durable.gouv.fr/profil-environnemental-de-basse-normandie-a1701.html

p. 125 PUBLICATION N°6 - CANTAT O., 1995 : **Variabilité et variation climatiques en Normandie** ; *Science et changements planétaires, Sécheresse*, n° 3, vol. 6 ; pp. 273-279.

p. 131 PUBLICATION N°7 - CANTAT O., 2005 : **La canicule de l'été 2003 : un épisode météorologique « hors normes » ? Expertise d'un risque climatique en Basse-Normandie.** *Cahiers de la MRSH, « Risques : normes, seuils, limites et expertises »*, n° 42, pp. 83-101.

p. 143 PUBLICATION N°8 - CANTAT O., 2005 : **Dynamique spatio-temporelle d'un événement météo-climatique extrême. La canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest**. *Climatologie*, vol. 2, pp. 99-135.

p. 163 PUBLICATION N°9 - CANTAT O., GIRES J.-O., 1996 : **À propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados.** *Norois*, n° 16 ; pp. 23-34.

p. 171 PUBLICATION N°10 - SAVOURET E., CANTAT O., 2008 : **Identification et spatialisation des bioclimats. Les apports du couplage d'une approche naturaliste et de l'analyse des conditions climatiques**. *Actes des Journées de climatologie 2008*, « Climat et végétation ». CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 29-44.

p. 181 PUBLICATION N°11 - CANTAT O., BRUNET L., 2003 : **L'originalité bioclimatique de l'escarpement rocheux de Rouvrou (« Suisse Normande », France).** *Sécheresse, Science et Changements planétaires*, n° 1, vol. 14, janvier-février-mars, pp. 15-21.

p. 187 PUBLICATION N°12 - CANTAT O., LE GOUEE P., BENSAID A., 2009 : **Rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques en Normandie**. *Actes des Journées de climatologie 2009, « Climat et relief »*. CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 81-100.

p. 199 PUBLICATION N°13 - LAMY C., CANTAT O., LE GOUEE P., DUBREUIL V., BENSAID A., LEMERCIER B., SAVOURET E., 2012 : ***Sécheresse et réserve en eau des sols*.** Partie 3, chapitre 8 de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions* », pp. 195-215.

p. 211 PUBLICATION N°14 - LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., GOULET A., DELAHAYE D., 2011 : ***SCALES: An Original Model to Diagnose Soil Erosion Hazard and Assess the Impact of Climate Change on Its Evolution.*** Chapter 12, *Soil Erosion Studies*. InTech Publisher, pp. 227-252.

p. 225 PUBLICATION N°15 - CANTAT O., CADOR J.-M., AGASSE E., 2002 : **L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen. Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordement des rivières…** *Annales de Géographie*, n° 625 ; pp. 246-264.

p. 237 PUBLICATION N°16 - DOUVINET J., PLANCHON O., CANTAT O., DELAHAYE D., CADOR J.-M., 2009 : **Variabilité spatio-temporelle des pluies de forte intensité à l'origine des « crues rapides » dans le Bassin parisien (France).** *Climatologie*, vol. 6, pp. 47-72.

p. 251 PUBLICATION N°17 - LETORTU P., COSTA S., CANTAT O., 2012 : **Les submersions marines en Manche Orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer**. *Climatologie*, vol. 9, pp. 31-57.

p. 267 PUBLICATION N°18 - COSTA S., DELAHAYE D., LETORTU P., DOUVINET J., CANTAT 0., DAVIDSON R., 2013 : **Spatial coexistence and temporal logout between mainland and marine hazards in Upper Normandy (NW France).** *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 36 (1), 53-61.

p. 273 PUBLICATION N°19 - CANTAT O., 2008 : **Développement durable : une pensée de référence difficile à mettre en œuvre.** *Droit et Environnement*, numéro spécial, n°160, p. 12-13.

p. 277 PUBLICATION N°20 - LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., SAVOURET E., 2010 : **La sensibilité des systèmes de production agricole en Normandie face au changement climatique.** Actes de l'Association Internationale de Climatologie, colloque international de Rennes, « Risques et changement climatique », vol. 23, pp. 331-336.

p. 281 PUBLICATION N°21 - LE GOUEE P., LEMERCIER B., CANTAT O., DELAHAYE D., WALTER C., GOULET A, JAMBOU N., VIEL V., REULIIER R, BENSAID A., 2012 : ***Modélisation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique.*** Partie 3, chapitre 12 de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions* », pp 251-263.

LA DIVERSITÉ SPATIO-TEMPORELLE DU CLIMAT BAS-NORMAND ET SES IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX ET SOCIÉTAUX

Introduction

« *Par son climat réputé très humide, la Basse-Normandie fait couramment figure de région plantureuse où tout pousse à foison. Or, cette image banale, maintes fois démentie par la chronique lors de ces dernières décennies, ne se vérifie pas vraiment* »[2].

À travers ces quelques lignes empruntées à Jean-Paul Trzpit, géographe-climatologue et fin connaisseur de la Normandie, apparait **un espace aux conditions climatiques plus contrastées que ne le laisse supposer le qualificatif « tempéré »** communément appliqué aux latitudes moyennes pour toutes les régions de la façade atlantique européenne. **Différencié dans le temps** – au fil des heures, des jours, des saisons et des années – **ce type de climat l'est aussi dans l'espace**, avec la juxtaposition de nuances intra régionales liées à la multiplicité des combinaisons possibles de facteurs géographiques comme l'altitude, l'exposition et la position topographique.

Face à ces réalités climatiques tout en contrastes et aux enjeux de société qui en découlent, le schéma de la page suivante (extrait de la publication n°1) résume mon **positionnement de géographe-climatologue, entre faits atmosphériques (aléa) et anthropiques (vulnérabilité)**, incluant les différentes échelles de temps et d'espace, ainsi que les autres composantes des géosystèmes qui participent à une approche globale des problèmes environnementaux et sociétaux.

Dans cette optique, à la croisée des apports scientifiques et des attentes de la société civile pour une meilleure connaissance de son environnement, **les publications choisies pour ce volume abordent des aspects de la recherche fondamentale** (questionnements sur la dynamique de l'atmosphère, les échelles du climat ; développement de méthodes d'analyse et d'outils pour le traitement des données) et **leurs applications**, ici centrées sur la Basse-Normandie.

Cette dimension appliquée concerne les enjeux sociétaux propres à cette région, avec des contributions à l'**analyse des risques** déclinées selon différentes thématiques et sur divers espaces : inondations et glissements de terrain en milieu urbain et rural ; submersions marines et effondrements de falaises en milieu littoral ; sécheresses et érosion des sols en milieu rural… Ces publications participent aussi plus globalement à la connaissance du **rôle du climat dans l'organisation des milieux « naturels »**, de la mise en place des principaux sous-ensembles bioclimatiques régionaux, jusqu'à l'explication de singularités biogéographiques très locales issues d'ambiances stationnelles qui donnent à la Normandie une grande diversité de paysages.

p. 57 **PUBLICATION N°1 -** CANTAT O., 2006 : **Les « caprices » du climat en Normandie. La variabilité des températures et ses conséquences dans une région « tempérée » non dénuée d'excès**. *Actes des Journées de climatologie* 2006, Les apports du géographe-climatologue. ISSN : 1958-2773. CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 83-104.

[2] TRZPIT J.-P., 1996 - Gens de Basse-Normandie : et si l'eau vous était comptée ? *Norois*, 169, pp. 9-22.

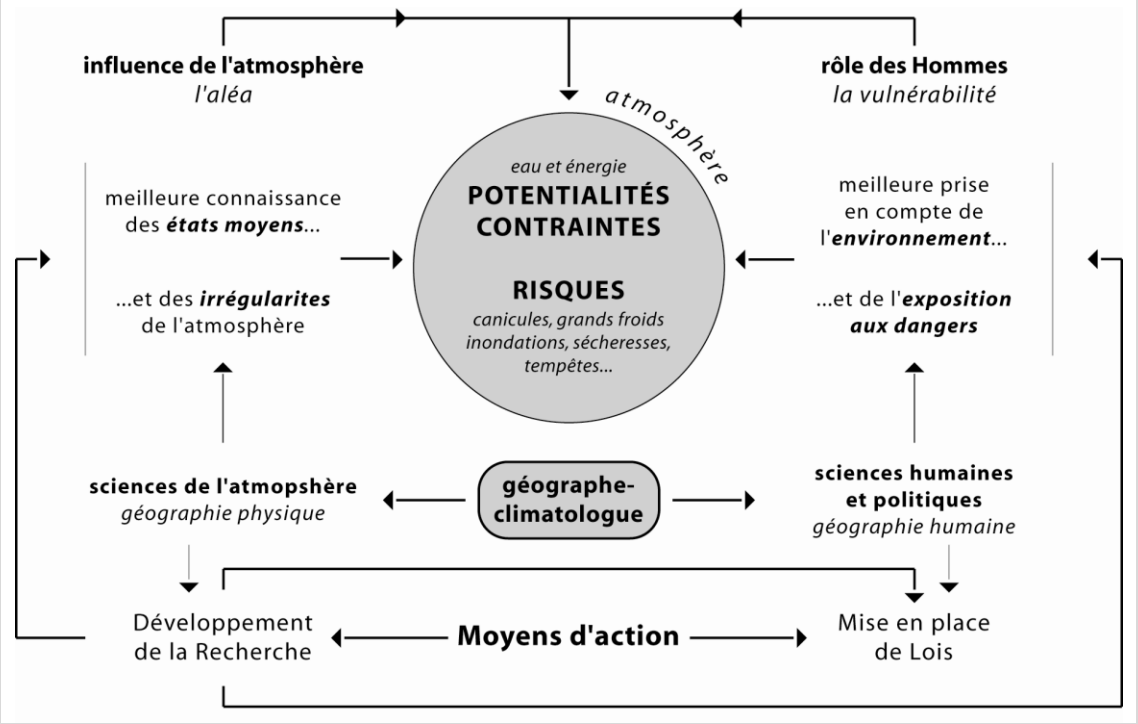


Figure 1 : Les relations Climat / Société. Les apports du géographe-climatologue (Cantat, 2006).

La cohérence de ce volume est assurée par une présentation abordant successivement les caractères originaux du climat en Basse-Normandie, puis leurs impacts sur les différents systèmes naturels et anthropiques, pour la période actuelle et en fonction des projections climatiques envisagées pour le 21ème siècle.

Plus concrètement :

- la <u>première partie</u> traite exclusivement du **climat bas-normand**, dans ses dimensions spatiale (diversité régionale) et temporelle (saisonnalité, variabilité à différents pas de temps et extrêmes)[3] ;

- la <u>deuxième partie</u> s'intéresse aux **effets du climat sur l'environnement, l'Homme et ses activités en Basse-Normandie**. Ce développement est par nature systémique car faisant nécessairement appel à la combinaison des diverses composantes naturelles et anthropiques des « milieux ». Celles-ci permettent de comprendre la mise en place et le fonctionnement « normal » des géosystèmes[4], mais aussi leurs évolutions et les « crises » qu'ils subissent, replacées dans le contexte de vulnérabilité croissante de nos sociétés et des changements climatiques observés ;

[3] Texte et figures inspirés de la partie introductive de ma contribution pour le diagnostic *Climat* du *Profil Environnemental Régional* de la DREAL de Basse-Normandie (livre numérique, 2014).

[4] J'entends ici par *géosystème* tout système naturel et/ou anthropique, quelque soit sa dimension, en accord avec la définition élargie proposée à la p. 252 du Dictionnaire de Biogéographie végétale (CNRS Editions, Paris, 2000) rédigé par le géographe Antoine Da Lage et l'ethnobiologiste et historien des sciences Georges Métailié :
« *Géosystème : modèle d'organisation de systèmes spatio-temporels, reposant sur une interconnexion par échanges de matière et d'énergie entre substrat, sol, eau, masses d'air et communautés d'êtres vivants, homme compris.* ».

- la troisième partie aborde les **risques liés au Changement climatique à venir en Basse-Normandie** en s'appuyant sur des cartes issues de simulations climatiques réalisées par Météo-France à 3 horizons temporels (2030, 2050 et 2080) et des sorties par point de grille, collectées à partir des portails « DRIAS » et « SCAMPEI » pour des scénarios SRES et RCP.

Cette synthèse climatique régionale est volontairement limitée à de courts textes mêlant la description aux explications, le tout illustré par quelques documents démonstratifs. Sa finalité première est de proposer un **fil conducteur pour introduire les publications qui décrivent en détail les réflexions d'ordres thématiques, méthodologiques ou conceptuels**. Dans cette optique, les publications ont été choisies de façon à rendre compte de la diversité des investissements scientifiques et des publics visés. On retrouve ainsi des contributions pour des **revues généralistes** (*Annales de Géographie ; Sciences et changements planétaires ; Norois…*) ou plus **spécialisées** (*Climatologie ; Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria…*), ainsi que des **chapitres d'ouvrages** destinés à des publics « larges » ou « pointus » (*Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions ; Soil Erosion Studies…*). La sélection a aussi tenu compte de la **nécessité de positionner mes recherches dans le champ de la Géographie**, ce qui est plus aisé dans les formats longs de la revue internationale *Climatologie* (5 articles compris entre 22 et 37 pages) et dans les *Actes de colloques* de la Commission « Climat et Société » du Comité National Français de Géographie (3 articles compris entre 16 et 22 pages). Ces actes bénéficiant en outre de l'expertise des collègues géographes-climatologues apportée lors des longs temps de discussion en Commission.

Pour faciliter la lecture, les titres et commentaires se rapportant directement aux publications sont repérables par des encadrés sur fond grisé placés au fil du texte. Les publications sont toutes numérotées et compilées en fin de volume, selon leur ordre d'apparition dans le texte. Certaines se rapportant à différents aspects fondamentaux et/ou appliqués de la recherche peuvent apparaître à plusieurs reprises.

En définitive, **le volume se compose donc d'une présentation du climat bas-normand** – ne prétendant aucunement à une analyse exhaustive des thèmes abordés – **et d'un recueil comportant toutes les publications** citées dans le corps du texte. Ces publications sont issues de divers supports de communication pour la communauté scientifique (chapitres d'ouvrages, articles de revues spécialisées ou généralistes et actes longs de colloques) mais aussi d'une contribution destinée à la société civile et aux organismes d'État, dans le cadre de la diffusion de la culture scientifique pour une meilleure connaissance des risques naturels et de leur prévision/prévention. Ainsi, à travers le choix des publications et les commentaires associés, ce volume témoigne des **principales évolutions dans mes activités de recherche**. Un bilan complet, intégrant mes autres centres d'intérêt scientifiques est présenté dans le volume 1 de cette H.D.R. (climatologie physionomique et dynamique relative aux *types de temps*, climatologie historique relative aux conditions vécues en temps de guerre, et climatologie urbaine).

* *
*

Quelques réflexions préliminaires

Dans toute approche environnementale, à finalités sociétales ou non, l'étude du climat occupe une place importante car **les conditions atmosphériques déterminent en grande partie les disponibilités en eau et en énergie nécessaires au fonctionnement des différents écosystèmes et, par voie de conséquences, l'organisation des différents géosystèmes.**

La pertinence des enseignements issus d'une étude rationnelle des données climatiques dépend alors de la **fiabilité des informations collectées et de la représentativité spatiale des sites servant de référence**. Cela suppose une analyse minutieuse des métadonnées et des facteurs géographiques locaux et stationnels. Pour les études sur les changements climatiques contemporains – ceux du futur sont envisagés à partir de projections – une difficulté supplémentaire intervient car il s'agit alors de disposer de longues chroniques continues, ce qui est souvent impossible en raison de la fermeture ou du déplacement des « vieux » postes. Trois publications illustrent ces différents problèmes en amont de la recherche.

▶ ***Fiabilité des données et représentativité des sites***

L'analyse critique des données est un préalable à toute étude. En fonction de ce principe, le questionnement sur la « qualité » des informations climatiques – d'un point de vue instrumental et environnemental – est systématiquement évoqué dans mes publications. Cette expertise est illustrée ici par deux articles insistant davantage pour l'un sur la dimension temporelle (cf. publication n°2) et pour l'autre sur la dimension spatiale (cf. publication n°3). L'importance du choix de la station de référence est ensuite concrètement mise en évidence dans un article (cf. publication n°4) s'interrogeant sur la signification géoclimatique des bio-indicateurs (ici les anémomorphoses).

Ces recherches m'ont également amené à développer une méthodologie opérationnelle fondée sur une approche statistique et géographique pour déterminer les caractères climatiques des secteurs mal représentés par le réseau officiel ou même dépourvus de stations (cf. publication n°3).

p. 69 **PUBLICATION N°2** - CANTAT O., 2004 : **Analyse critique sur les tendances pluviométriques au 20ème siècle en Basse-Normandie : réflexions sur la fiabilité des données et le changement climatique**. *Climatologie*, vol. 1, pp. 11-32.

Toute la première et la deuxième partie de cet article sont centrées sur des constats relatifs à la fiabilité des séries climatiques et leur application aux données pluviométriques sur la Basse-Normandie au cours du 20ème siècle (11 pages sur 22). Un point est notamment proposé sur la détection et les diverses causes de discontinuité temporelle dans les séries climatiques (problème dans la chaîne d'acquisition des mesures et influence des facteurs géographiques locaux sur l'homogénéité des séries).

p. 81 **PUBLICATION N°3** - CANTAT O., BRUNET L., 2001 : **Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. Détermination des caractères climatiques d'un secteur dépourvu de station météorologique pérenne en Suisse Normande**. *Annales de Géographie*, 622 ; pp. 579-596.

Par défaut, on prend souvent comme référence climatique la station la plus proche de l'objet étudié. L'observation montre alors parfois un décalage important entre le climat supposé et la réalité vécue quand les conditions géographiques du site considéré s'éloignent des normes habituelles

d'implantation des stations météorologiques (site plan, dégagé et couvert d'herbe). La prise en compte des facteurs géographiques locaux (topographie, mode d'occupation du sol…) et des mesures expérimentales *in situ* permettent alors de préciser le contour des transitions climatiques.
Outre un questionnement sur la représentativité des sites de mesures et le choix des stations de référence, le but de cet article est de proposer une procédure simple pour extraire d'une base de données météorologique régionale la station au comportement climatique le plus semblable dans un secteur dépourvu de stations météorologiques pérennes.

p. 93 **PUBLICATION N°4 -** CANTAT O., SAVOURET E., BRUNET L., 2009 : **Les anémomorphoses végétales : quelle signification géoclimatique réelle ?** *Climatologie*, vol. 6, pp. 9-31.

La caractérisation précise des facteurs et processus menant à la déformation des arbres (anémomorphoses) sur le littoral suppose une connaissance fine des conditions éoliennes. Or, le choix d'une station de référence est difficile du fait même des caractères géographiques de l'interface terre/mer qui présente de multiples configurations locales agissant sur la force et la direction du vent. Dans la première partie de cet article, après expertise des conditions géographiques, on explique pourquoi la station de Bernières-sur-mer a été retenue pour caractériser les conditions éoliennes dans la Baie de Seine. Cette station garantit en effet la fiabilité des données collectées, tant d'un point de vue instrumental que d'un point de vue environnemental (poste Radome de Classe 1).

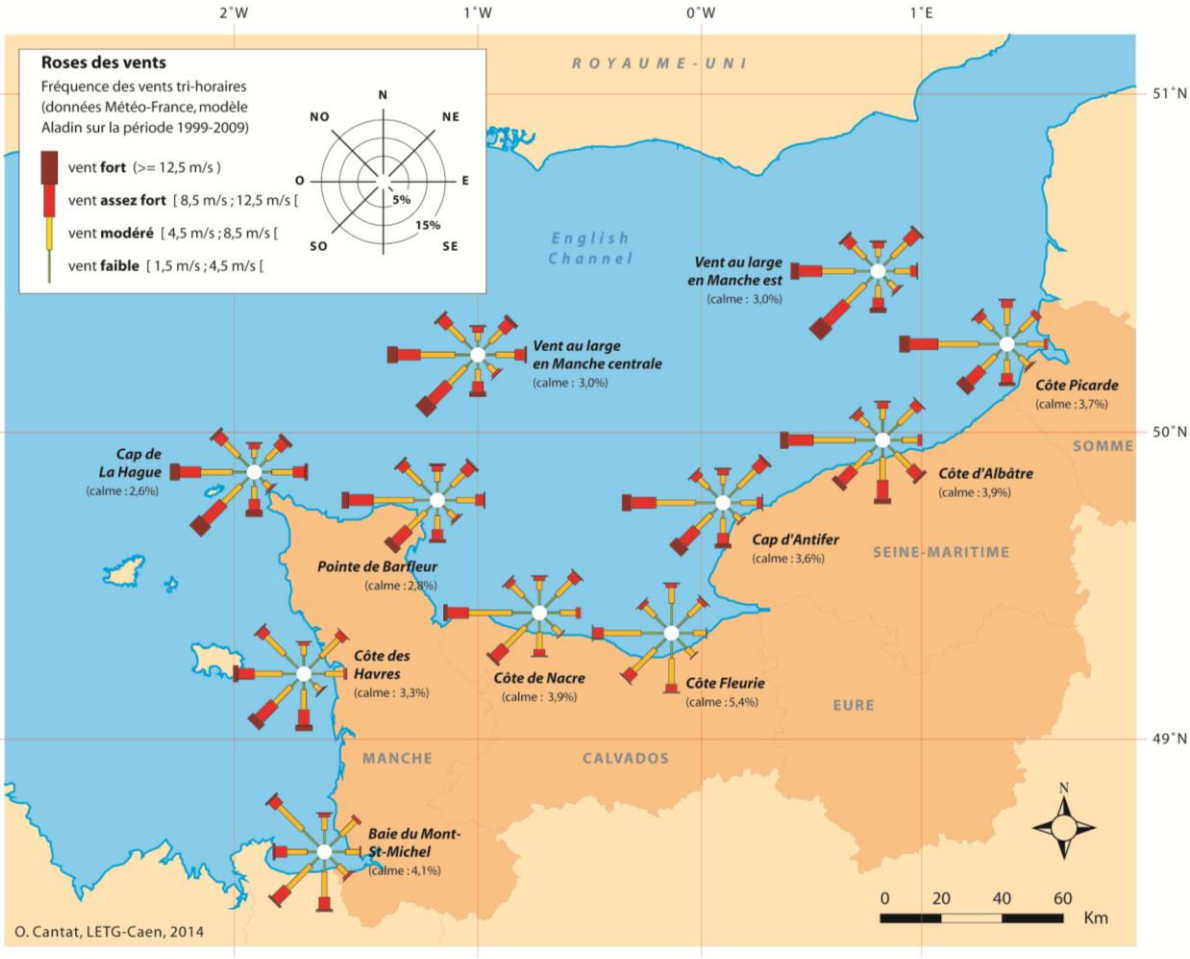
▶ ***Compléments méthodologiques et positionnement***

Pour s'extraire des problèmes de sites, il est également possible de faire appel à des **données modélisées**, comme celles issues du modèle Aladin que met à disposition Météo-France. Jusqu'en 2009, ces données étaient calculées pour des points de grille disposés sur une maille carrée d'environ 10 km de côté, caractérisée par un nombre limité de variables pour décrire l'état du sol et les échanges sol-plante-atmosphère, selon le modèle de surface *ISBA* du CNRM[5].

Cependant, l'usage de ces données met souvent le **géographe-climatologue face à un dilemme** : comment **choisir entre des données mesurées**, certes peu nombreuses et imparfaites mais révélatrices de toutes les subtilités du climat local, et des **données modélisées** qui offrent une couverture géographique homogène mais qui gomment nécessairement la diversité réelle des conditions climatiques et lissent obligatoirement les phénomènes extrêmes ? Notons que les réticences concernant l'utilisation des données modélisées pour la caractérisation du climat aux échelles fines sont progressivement atténuées (mais pas supprimées) grâce à l'augmentation de la puissance des moyens de calculs qui permet de diminuer la taille de la maille, d'intégrer de nouvelles données d'observation et de mieux prendre en compte la diversité des surfaces.

Pour exemple, évoquons le modèle Arome de Météo-France. Il dispose aujourd'hui d'une résolution de 2,5 km, intègre les données radar de vent et de précipitations et s'appuie sur une meilleure connaissance des échanges entre l'atmosphère et le substratum grâce à la base de données *Ecoclimap* qui différencie environ 250 géosystèmes (surfaces naturelles, en eau, anthropiques).

[5] Une utilisation de ce type de données modélisées est proposée page suivante avec la construction d'une carte des vents (cf. travaux personnels en cours pour le ROLNP, *Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard* et pour le *Catalogue sédimentologique des côtes françaises*).



CAP DE LA HAGUE

	faible	modéré	assez fort	fort	total
N	1.7%	2.4%	1.4%	0.4%	5.9%
NE	2.6%	4.1%	2.7%	1.0%	10.5%
E	2.6%	5.8%	3.2%	0.8%	12.4%
SE	1.5%	2.2%	0.6%	0.1%	4.3%
S	1.7%	3.5%	3.0%	1.8%	10.1%
SW	2.8%	6.9%	7.1%	3.8%	20.7%
W	3.7%	8.7%	5.9%	2.5%	20.8%
NW	3.7%	5.5%	2.9%	0.7%	12.7%
calme	2.6%				
total	20.4%	39.1%	26.8%	11.2%	

COTE FLEURIE

	faible	modéré	assez fort	fort	total
N	5.9%	4.3%	1.1%	0.2%	11.5%
NE	4.4%	4.7%	1.2%	0.1%	10.3%
E	3.7%	3.5%	0.2%	0.0%	7.4%
SE	3.6%	2.7%	0.2%	0.0%	6.5%
S	4.7%	7.1%	2.1%	0.3%	14.2%
SW	3.9%	8.5%	3.0%	0.2%	15.6%
W	6.1%	10.3%	2.9%	0.2%	19.5%
NW	4.1%	4.0%	1.1%	0.1%	9.5%
calme	5.4%				
total	36.5%	45.1%	11.9%	1.1%	

COTE PICARDE

	faible	modéré	assez fort	fort	total
N	3.1%	4.7%	1.9%	0.4%	10.0%
NE	3.0%	5.2%	1.5%	0.0%	9.8%
E	3.3%	4.6%	1.0%	0.0%	8.9%
SE	2.6%	3.4%	0.6%	0.1%	6.6%
S	2.1%	3.7%	2.6%	0.8%	9.1%
SW	2.1%	5.2%	5.2%	2.7%	15.2%
W	5.6%	11.1%	7.7%	2.8%	27.2%
NW	3.4%	3.7%	1.8%	0.5%	9.4%
calme	3.7%				
total	25.1%	41.8%	22.2%	7.2%	

Figure 2 : Roses des vents sur les littoraux de la Normandie et de la Picardie. Carte établie d'après les données de vent tri-horaire du modèle Aladin de Météo France sur la période 1999-2009 (Cantat, 2014, pour le ROLNP).

▶ *Précisions terminologiques*

Des mots aux sens assez voisins ainsi que des concepts reviennent fréquemment dans le texte et les figures. Il me parait utile de préciser dès à présent la signification qui leur est donnée dans le volume pour éviter toute ambigüité.

1) <u>distinction entre ***temps*** et ***climat***</u> : les définitions sont nombreuses mais toutes ont comme point commun d'associer le **temps à l'instant** et le **climat à la durée** ; par ailleurs, le temps fait plus référence à **un point,** tandis que le climat renvoie davantage à **un espace** d'étendue variable. Enfin, le temps apparait donc comme une **réalité concrète** alors que le climat est une **abstraction**.

Pour illustrer ces concepts, je reprendrai ici les définitions *stricto-sensu* rappelées par Gérard Beltrando[6] : « *Le temps (du latin tempestas, qui correspond à l'ambiance perçue par l'homme, à un instant donné) et le climat (du grec klima, qui désigne l'inclinaison du Soleil au-dessus d'un point terrestre et sous-entend l'idée de durée)* ». Cela correspond à l'image très évocatrice proposée par Lucien Dorize[7] dans *Eléments de géographie physique* : « *Si le temps n'est qu'un instantané, une sorte de cliché, le climat suggère plutôt un film qui intègre la variété infinie de ces états successifs dont les multiples séquences s'organisent en un scénario logique et relativement répétitif au fil des différentes saisons* ». Au-delà des valeurs statistiques établies pour chaque paramètre sur les « Normales », le climat se matérialise donc par la distribution dans l'année des diverses séquences, plus ou moins durables et homogènes, qui animent l'atmosphère (les *types de temps*). En définitive, *temps* et *climat* sont intimement liés, le climat apparaissant par la mise en mémoire des temps passés, comme le suggérait le titre du colloque international de l'AIC que nous avions organisé à Caen en 2004 : « *Climat, mémoire du temps…* ».

Même si le « climat » englobe tous les « temps » possibles, j'utiliserai dans ce volume les deux termes car ils renvoient généralement à des échelles différentes, distinction spatio-temporelle nécessaire lorsqu'il s'agit de caractériser précisément les aléas et leurs conséquences.

2) <u>distinction dans les échelles spatiales du climat</u> : la hiérarchie des ordres de grandeur du climat sera empruntée à Jean-Pierre Vigneau[8] (cf. tableau ci-dessous), sachant que les classifications sont nombreuses et que, comme l'exprime Gérard Beltrando[9] « *le vocabulaire employée par les climatologues et la dimension des phénomènes caractéristiques de chaque échelle peut varier sensiblement d'un auteur à l'autre, en particulier pour les échelles intermédiaires* ».

surface	*dénomination*
100.000.000 km²	*zone*
10.000.000 km²	*aire*
1.000.000 km²	*domaine*

surface	*dénomination*
100.000 km²	*province*
10.000 km²	*région*
1.000 km²	*pays*

surface	*dénomination*
100 km²	*lieu*
0	*station*

Ces classes recouvrent en grande partie les subdivisions spatiales proposées par Isidoro Orlanski[10]. Celles-ci renvoient pour la Basse-Normandie à l'emboîtement des 3 méso-échelles caractéristiques : méso α (le *climat océanique*) ; méso β (le *climat maritime*) ; méso γ (le *climat côtier*).

3) <u>distinction entre ***changements climatiques*** et ***Changement climatique*** </u> : la formulation au pluriel et sans majuscule à « climatiques » fera référence aux diverses modifications déjà observées et mesurées (développement dans les parties 1 et 2) ; la formulation au singulier et avec une majuscule à « Climatique » concernera l'ensemble des modifications futures provenant des modèles prospectifs pour le 21ème siècle (développement dans la Partie 3).

---

[6] BELTRANDO G., 2004 - *Les climats. Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, *Coll. U*, 261 p.

[7] AMAT J.-P., DORIZE L., LE CŒUR C., 2002 – *Eléments de géographie physique*. Bréal, *Coll. Grand Amphi*, 448 p.

[8] VIGNEAU J.-P., 2000 – Géoclimatologie. Ellipses, Coll. Universités-Géographie, 334 p. (tableau p. 144)

[9] *op. cit*. p.18.

[10] ORLANSKI I., 1975 – A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, n°56, pp.527-530.

PARTIE 1

LA DIVERSITÉ SPATIO-TEMPORELLE DU TEMPS ET DU CLIMAT EN BASSE-NORMANDIE

Cette première partie traite de la **diversité climatique régionale et de ses causes physiques.** La trame générale de la démonstration est approfondie par un choix de **six publications** dans lesquelles les états moyens et les aléas de l'atmosphère sont présentés et discutés.

1. Présentation d'ensemble du climat bas-normand

La situation géographique de la Basse-Normandie confère à la région des caractéristiques climatiques de type « tempéré océanique » : précipitations, températures, vents et ensoleillement sont fortement conditionnés par le positionnement habituel du courant perturbé atlantique autour du 50ème parallèle Nord et ses nombreuses oscillations. Le caractère changeant du temps qui en découle s'accompagne aussi de disparités géographiques importantes, notamment entre les régions littorales et l'intérieur des terres. Le relief, malgré des altitudes modestes (point culminant voisin de 400 m), joue ici un rôle substantiel.

La diversité spatiale (§2) est une caractéristique forte du climat régional, se manifestant dans les paysages par la présence de milieux géographiques plus ou moins marqués par la pluie, dans des ambiances variant entre la douceur souvent venteuse des littoraux et la fraîcheur humide et verdoyante des collines. Parallèlement à cette image quelque peu stéréotypée de la Basse-Normandie, le climat « vécu » apparait souvent bien différent du climat « moyen » vu à partir des seules « normales ». C'est pourquoi, une attention particulière est portée sur la variabilité temporelle (§3) qui traduit au mieux la pluralité des conditions atmosphériques possibles. Enfin, rappelons que le caractère « tempéré » propre au climat des latitudes moyennes océaniques n'exclut pas épisodiquement des excès (§4), avec l'intrusion possible de profondes sécheresses (1976) ou d'abats pluviométriques remarquables (2001), de canicules (2003) ou de vagues de froid (1985), de fortes chutes de neige (2013) , de tempêtes violentes et destructrices (1999)…

▶ *Les composantes du climat*

À la demande de la DREAL de Basse-Normandie, dans le cadre de son *Profil Environnemental Régional*, j'ai rédigé pour la partie « Climat » une présentation analytique des principaux paramètres atmosphériques influençant les milieux géographiques et les activités humaines. Ce travail, fondé sur la synthèse de nombreuses études régionales et d'apports personnels, illustre par ailleurs les relations que nous avons développées entre le laboratoire GÉOPHEN et diverses structures de la société civile et organismes d'Etat.

p. 107 **PUBLICATION N°5** - CANTAT O., DREAL BN, 2014 : ***Diagnostic Climat*.** Partie du ***Profil Environnemental Régional de Basse-Normandie***, DREAL de Basse-Normandie, pp. 48-69.

Destiné à un public d'acteurs et de décideurs en matière d'environnement, d'aménagement et de gestion du territoire, ce document est publié et largement diffusé depuis la fin de l'année 2014. Parallèlement, un service web permettra son actualisation régulière.

Dans le livret thématique « Climat », une partie synthétise pour notre région les principales connaissances scientifiques dont nous disposons pour les quatre principaux éléments du « temps sensible » (températures, précipitations, vent et ensoleillement). Pour chacun de ces quatre paramètres, sont tour à tour abordés la répartition géographique, la saisonnalité, l'évolution temporelle sur les 60 dernières années (1951-2010) et les principaux événements extrêmes survenus jusqu'en 2013.

2. La diversité spatiale du climat bas-normand

Une des missions du géographe est de proposer des découpages de l'espace en entités homogènes. La constitution d'une carte climatique suppose, comme pour toute représentation simplifié d'un monde réel, une réflexion conceptuelle et méthodologique. Le choix de l'échelle spatiale et du pas de temps doit répondre aux objectifs de l'étude considérée[11].

p. 107 **PUBLICATION N°5** *(op. cit.)* - CANTAT O., DREAL BN, 2014 : ***Diagnostic Climat*.** Partie du ***Profil Environnemental Régional de Basse-Normandie***, DREAL de Basse-Normandie.

La cartographie climatique proposée page 22 dégage les principaux ensembles climatiques de la région. Elle s'appuie sur une analyse croisée de mesures ponctuelles (représentée ici par quelques diagrammes ombrothermiques de stations météorologiques) et d'une assimilation du rôle des principaux éléments topographiques sur la transformation des masses d'air. Cette double connaissance permet une interpolation spatiale empirique à l'échelle du *Pays* (ordre de grandeur de 1.000 km²) qui précise les caractéristiques climatiques générales de la *Région* (ordre de grandeur de 10.000 km²), elles-mêmes partie intégrante du climat « tempéré océanique » que l'on rencontre à l'échelle de la Province (ordre de grandeur de 100.000 km²) et plus largement du *Domaine* océanique qui couvre une grande partie de l'Europe de l'Ouest (ordre de grandeur de 1.000.000 km²).

En face de cette carte, je présente sommairement les principaux caractères des « pays » climatiques bas-normands, dans la mesure où cette connaissance est utile à la compréhension de la différenciation spatiale des différents impacts du temps et du climat sur la Nature, l'Homme et ses activités (voir Partie 2).

▶ *Une dégradation variable des influences océaniques*

La modification des influences océaniques prend de multiples formes, en fonction des effets combinés de la diversité des expositions de façade, de la distance au littoral et de l'altitude. Schématiquement, le climat bas-normand peut se décomposer en six grands ensembles plus une bande côtière. Le trait le plus marquant est la dégradation progressive des influences hyperocéaniques du Cotentin (Nord-ouest de la Région) vers des nuances plus continentales dans les confins méridionaux du Perche (Sud-Est de la Région).

[11] Voir dans le 2) des *précisions terminologiques* (pages 17-18).

Double page suivante, en vis à vis :

Présentation synthétique

de la diversité climatique régionale bas-normande

(A) carte (p.22)

(B) commentaires (p. 23)

A - La diversité climatique régionale en Basse-Normandie (carte)

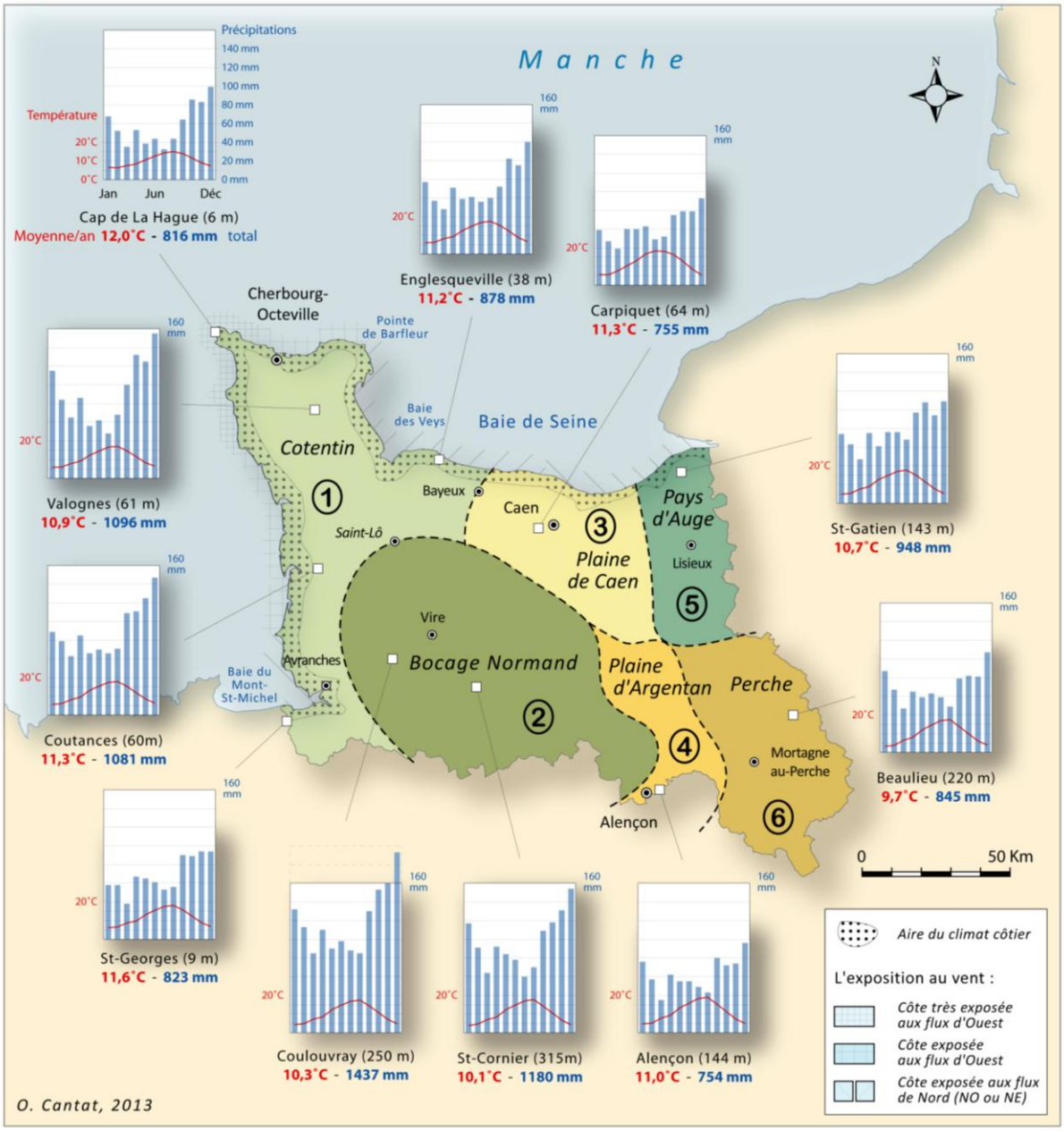


Figure 3 : Les principaux ensembles climatiques de la Basse-Normandie. Carte de synthèse réalisée pour le *Profil Environnemental Régional de Basse-Normandie* d'après les cartes de l'*Atlas de Normandie* (1970), de la thèse de Gisèle Escourrou (1978) et du traitement de données Météo-France sur la période 1991-2000 pour les diagrammes ombrothermiques (Cantat, 2013).

(nota : les numéros cerclés renvoient au descriptif des *pays* climatiques de la page suivante)

B - La diversité climatique régionale en Basse-Normandie (commentaires)

*① La partie occidentale de la région, avec le **Cotentin**, est dominée par les effets climatiques de la Manche. La mer assure des températures tempérées en toutes saisons (douceur hivernale et fraîcheur estivale) et une humidité toujours bien présente (se transformant en précipitations abondantes sur les hauteurs). Ces caractères très maritimes se prolongent vers l'Est jusque dans la région de Bayeux, alors qu'ils s'effacent quelque peu vers le Sud au profit de conditions plus lumineuses et moins arrosées dans la région d'Avranches.*

*② Au Sud-Est de ce domaine fortement « océanisé », le **Bocage** constitue une variante climatique marquée par l'abondance des précipitations et des températures plus faibles, en raison de l'altitude et de l'exposition. Cependant, il convient de distinguer les hauteurs très fortement exposées les plus à l'Ouest (jusqu'à plus de 1 400 mm de pluies annuelles vers Coulouvray-Boisbenâtre), des fonds de vallées sensiblement moins arrosés. Ceux-ci bénéficient en outre de conditions thermiques souvent plus contrastées : gel plus précoce en automne et plus tardif au printemps, forte chaleur possible en été. Des transitions à tendance « méridionale » apparaissent plus au Sud (versant Sud des hauteurs de la Forêt d'Andaines et du Massif d'Ecouves).*

*En de nombreux points, les caractères climatiques du Bocage se retrouvent dans le **Pays d'Auge** ⑤ et sur le **Perche** ⑥ en raison d'une topographie aussi tout en contrastes. La plus forte continentalité du Perche accentue toutefois les caractères thermiques (hivers plus froids, étés plus chauds) et amoindrit notablement les précipitations (généralement inférieures à 900 mm).*

*Entre ces différents ensembles, un large espace, voué à la culture céréalière est fortement influencé par sa position sous le vent des collines de Normandie. Tout au long de cette diagonale de Bayeux à Alençon, l'effet d'abri entraîne moins de précipitations que sur le reste de la région (de l'ordre de 650 à 750 mm). Cependant, les caractéristiques topographiques et la proximité de la Manche individualisent deux sous-ensembles distincts. Au Nord, la **Plaine de Caen** ③ bénéficie de températures plus douces en hiver et plus fraîches en été que les cuvettes intérieures des **Campagnes d'Argentan à Alençon** ④, situées plus au Sud. Celles-ci ne sont pas autant modérées par les entrées récurrentes de masses d'air maritime.*

Enfin, le climat côtier s'établit sur une bande de quelques kilomètres de large le long des 850 km du littoral bas-normand. L'ambiance climatique y est marquée par la présence de masses d'air constamment chargées d'humidité, pas nécessairement plus pluvieuses. Les précipitations se déversent généralement plus en arrière de la côte, dès les premiers reliefs qui font office de révélateurs. Les températures subissent ici très fortement l'effet modérateur de la Manche : les hivers sont beaucoup plus doux (gelées très rares) et les étés nettement moins chauds (peu de fortes chaleurs). Le vent est souvent omniprésent, particulièrement sur la façade Ouest du Cotentin ouverte aux grands flux d'Ouest. La Baie de Seine bénéficie, elle, d'une position d'abri sauf lors des coups de vent de Nord-Est.

(nota : les numéros cerclés renvoient aux *pays* climatiques localisés sur la carte de la page précédente)

3. La variabilité temporelle du climat bas-normand

Entre les hautes pressions subtropicales et les basses pressions subpolaires, la façade occidentale de l'Europe est soumise en général à un flux d'Ouest provenant de l'Atlantique, rythmé par le passage de perturbations plus ou moins actives selon la saison. En hiver, le creusement du minimum d'Islande est synonyme d'un surcroît d'humidité et de vents plus forts dans une ambiance rafraîchie, alors qu'en été le gonflement de l'anticyclone des Açores assure un temps plus agréable. Ces éléments barométriques et dynamiques expliquent les deux principales composantes de notre climat : (1) douceur et faible amplitude saisonnière des températures ; (2) régularité des précipitations, avec renforcement en automne et en début d'hiver. Cependant, les vicissitudes de la circulation de l'atmosphère engendrent parfois des situations synoptiques beaucoup plus atypiques qui perdurent de quelques heures à plusieurs jours, voire plusieurs semaines, imposant leurs effets aux géosystèmes…

▶ ***Les fluctuations incessantes de la circulation atmosphérique***

Ce thème est quasi récurrent dans toutes les publications présentées dans ce volume car les milieux géographiques et les êtres vivants auxquels s'intéressent les géographes sont avant tout soumis aux conséquences des fluctuations de la circulation atmosphérique sur les paramètres du « temps sensible ». La réalité apparaît donc beaucoup plus contrastée que ne le laisse supposer l'image « tempérée » imposée par les Normales climatiques. Dans une même station, l'amplitude interannuelle de la température moyenne atteint couramment plus de 2°C entre une année fraîche et une année douce. Les précipitations varient encore plus fortement, le cumul annuel pouvant aller du simple au double entre une année sèche et une année très pluvieuse !

Cette dimension essentielle du climat sera exprimée ici par le choix de deux publications insistant davantage sur le phénomène et ses causes que sur ces conséquences (que nous évoquerons ultérieurement dans la Partie 2 dédiée aux impacts du climat).

p. 127 **PUBLICATION N°6** - CANTAT O., 1995 : **Variabilité et variation climatiques en Normandie** ; *Science et changements planétaires, Sécheresse*, n° 3, vol. 6 ; pp. 273-279.

p. 57 **PUBLICATION N°1** *(op.cit.)* - CANTAT O., 2006 : **Les « caprices » du climat en Normandie. La variabilité des températures et ses conséquences dans une région « tempérée » non dénuée d'excès**. *Actes des Journées de climatologie* 2006, Les apports du géographe-climatologue. ISSN : 1958-2773. CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 83-104.

Ces deux articles présentent une complémentarité dans la mesure où le premier traite de la variabilité à partir des seules données moyennes annuelles et saisonnières sur 43 années (1951-1993) alors que le second, bénéficiant d'une profondeur temporelle plus longue (1947-2006), propose une analyse plus approfondie, en intégrant notamment des pas de temps plus courts (journaliers) et d'autres indicateurs plus révélateurs des conditions vécues (nombre de jours de chaleur et de froid, durée de la période de gel…). Le second article profite par ailleurs de moyens techniques plus sophistiqués (traitement numérique des données et représentation graphique) offerts par le développement de l'informatique au cours des onze années qui séparent ces deux publications.

Dans cet article, sont également analysés les excès du temps et du climat qui font l'objet du paragraphe suivant (§4).

4. Les extrêmes du temps et du climat bas-normand

Sur des périodes de quelques heures à plusieurs jours, des configurations synoptiques très atypiques entrainent des événements météo-climatiques extrêmes aux conséquences parfois dramatiques sur l'Homme et son environnement : sécheresses (1976, 1990…), inondations (1995, 2001…), vagues de froid (1956, 1963, 1985…), neige abondante (1979, 2013…), fortes chaleurs (1959, 1976, 1989, 2003…), tempêtes dévastatrices (1987, 1999…).

▶ ***Un climat « tempéré » mais non dénué d'excès…***

Pour illustrer les excès possibles du temps et du climat – sans trop aborder directement le thème du risque d'origine climatique vu ultérieurement – j'ai choisi de présenter deux articles sur la canicule de l'été 2003 (avec des approches méthodologique et scalaire complémentaires : cf. publications n°7 et n°8) et un article sur les pluies exceptionnelles de janvier 1995 (cf. publication n°9).

p. 133 **PUBLICATION N°7** - CANTAT O., 2005 : **La canicule de l'été 2003 : un épisode météorologique « hors normes » ? Expertise d'un risque climatique en Basse-Normandie.** *Cahiers de la MRSH, « Risques : normes, seuils, limites et expertises »*, n° 42, pp. 83-101.

Après une réflexion sur la terminologie utilisée pour les périodes de très forte chaleur, l'article met en évidence le caractère véritablement exceptionnel du phénomène (analyse historique et statistique) puis montre à partir d'une analyse de la répartition tout en contrastes de ces températures extrêmes sur la Basse-Normandie comment interviennent les facteurs géographiques.

Rappelons que l'écart moyen sur 10 jours des valeurs maximales a été supérieur à 12°C, opposant la chaleur torride des confins continentaux du Perche (TXm > 36°C) à la fraîcheur relative du nord Cotentin (TXm < 24°C), en raison de son caractère hyperocéanique, « finistérien ».

La mise en évidence de très forts contrastes dans le temps (d'une heure à l'autre) et dans l'espace (en quelques kilomètres) démontrent l'intérêt d'une approche à échelle fine, notamment dans les milieux d'interface en raison de la juxtaposition de conditions de surface au comportement radiatif très différenciés par temps clair et calme.

p. 145 **PUBLICATION N°8 -** CANTAT O., 2005 : **Dynamique spatio-temporelle d'un événement météo-climatique extrême. La canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest.** *Climatologie*, vol. 2, pp. 99-135.

Dans ce long article de 36 pages, une grande partie du propos est tourné vers la recherche des mécanismes profonds amenant à la canicule. De ce fait, l'analyse dépasse le cadre régional pour prendre en compte des phénomènes d'échelle continentale, propres à la climatologie synoptique.

Les cartes d'altitude et les radiosondages verticaux permettent d'appréhender la genèse et la dynamique spatio-temporelle tridimensionnelle du phénomène. Cet exemple met en valeur le rôle précurseur des processus d'altitude à l'origine de la canicule mais n'oublie pas le relais essentiel des conditions de surface pour en expliquer les caractères hors normes, ce qui affirme la nécessité d'une approche systémique dans laquelle le géographe-climatologue a pleinement sa place.

p. 165 **PUBLICATION N°9 -** CANTAT O., GIRES J.-O., 1996 : **À propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados**. *Norois*, n° 16 ; pp. 23-34.

Dans cet article nous nous interrogeons sur les causes des sévères inondations qui ont affecté le Calvados durant l'hiver 1995. Comme bien souvent dans des situations paroxysmales, seule la conjonction de plusieurs facteurs aboutit à des conséquences aussi désastreuses que celles que nous avons connues au mois de janvier 1995. Une pluviométrie dont le calcul de durée de retour aboutit à une valeur centennale, un sol saturé en raison de pluies abondantes au cours des mois qui ont précédé, une situation météorologique, enfin, caractéristique des mois d'automne et qui a perduré en cette fin d'hiver particulièrement doux sont la cause d'inondations remarquables.

▶ ***Compléments***

Couplée à des configurations météorologiques d'échelle synoptique atypique, l'analyse des événements rares fait souvent ressortir des découpages spatiaux plus fins que ceux vus dans la cartographie précédente (page 22), relevant de la topoclimatologie (ordre de grandeur de 100 km²). Ceux-ci sont directement corrélés à la topographie locale et/ou à la présence de substrats variés (cf. trajectoire et intensité des précipitations d'origine convective par temps instable, localisation des « trous à froid » – TAF – dans les petites dépressions par temps clair et calme, etc.).

De nombreux exemples d'excès du temps et du climat sont présentés dans la **publication n°5** (*op.cit.*), extraits de l'étude réalisée pour la DREAL de Basse-Normandie. Ils concernent essentiellement les « grands froids », les « fortes chaleurs », les précipitations extrêmes et les tempêtes.

4. Synthèse et conclusion de la première partie

Par une **approche systémique et multiscalaire** des « objets » analysés, ces trois études de cas sur la Basse-Normandie ont permis de montrer pourquoi **le géographe possède une place privilégiée pour décrire et expliquer la diversité climatique**. Chaque publication fait ainsi appel à une méthode d'analyse associant : dans le plan vertical (1), tous les niveaux de l'atmosphère ; dans le plan horizontal (2), l'échelle synoptique et les échelles les plus fines ; dans la durée (3), les temps « longs » et les temps « courts » relatifs aux états de l'atmosphère.

Les descriptions et les explications de la diversité spatiale et temporelle du climat s'appuient sur la façon dont **les facteurs géographiques agissent concrètement – à plusieurs échelles et selon différentes modalités –** pour donner à la région ses caractères singuliers (dans le cadre plus général d'un emboîtement classique à méso-échelle « océanique-maritime-côtier »). D'un point de vue dynamique, les causes de la variabilité et des excès de l'atmosphère bénéficient d'une lecture globale de l'atmosphère, milieu formant un tout indissociable et en perpétuels réajustements.

Cette première partie a donc été l'occasion de **me positionner dans le champ de la discipline** en faisant appel à des publications insistant sur la **méthode d'analyse** (de l'application jusqu'à la conception de ses propres outils) et en discutant les **concepts de base** (échelle, Normale, moyenne, variabilité, variation…).

PARTIE 2

LES IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX ET SOCIÉTAUX DU TEMPS ET DU CLIMAT EN BASSE-NORMANDIE

Après avoir présenté l'organisation et les causes de la diversité climatique régionale, le positionnement scientifique change d'angle d'approche dans cette deuxième partie qui aborde **les conséquences du temps et du climat sur l'environnement au sens large**. L'étude de ces impacts, sous la dépendance première des états moyens, de la variabilité et des excès de la machine atmosphérique, privilégie une démarche pluridisciplinaire et systémique car ils relèvent d'interrelations complexes avec les autres composantes du milieu, Homme compris.

Cette partie présente à cet effet des exemples d'impacts du temps et du climat sur la répartition et le fonctionnement des espaces géographiques bas-normands, naturels et anthropiques, car le climat régule les écosystèmes et par conséquent les activités humaines. Les 9 publications choisies font donc toutes peu ou prou référence au **potentiel climatique des différents lieux d'études**, aux **risques d'origine climatique** qui les caractérisent (en fonction des aléas, de la vulnérabilité, de la susceptibilité et des enjeux) et enfin aux **catastrophes d'origine climatique** qui marquent la transformation du danger potentiel en dommages réels.

1. Des conditions favorables à la juxtaposition de nombreux milieux « naturels »

« Naturel » est entendu ici dans son sens commun actuel pour désigner les espaces végétaux en dehors des zones urbaines et des espaces cultivés. Cette terminologie est ambiguë par rapport au sens originel du terme car leurs créations, leurs organisations d'ensemble et leurs maintiens sont en en général, et en très grande partie, dus à l'action humaine (cf. forêts, marais).

▶ *Bioclimats et singularités biogéographiques en Basse-Normandie*

(travaux en collaboration avec Edwige Savouret et Laurent Brunet principalement)

La dimension bioclimatique est abordée à partir d'une lecture de l'espace géographique à moyenne et grande échelle, avec la présentation des bioclimats bas-normands (cf. publication n°10) puis de singularités biogéographiques régionales observées très localement (espèces à affinités méditerranéennes) qui soulignent l'originalité des relations entre l'atmosphère, la plante et le sol (cf. publication n°11).

p. 173 **PUBLICATION N°10** - SAVOURET E., CANTAT O., 2008 : **Identification et spatialisation des bioclimats. Les apports du couplage d'une approche naturaliste et de l'analyse des conditions climatiques**. *Actes des Journées de climatologie 2008*, « Climat et végétation ». CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 29-44.

La carte de synthèse des bioclimats de Basse-Normandie repose sur l'application d'une méthode originale fondée sur le croisement de données naturalistes, climatiques et édaphiques, dans le cadre d'une approche systémique et pluridisciplinaire faisant appel à des compétences de biologie végétale, de géographie et de géomatique.

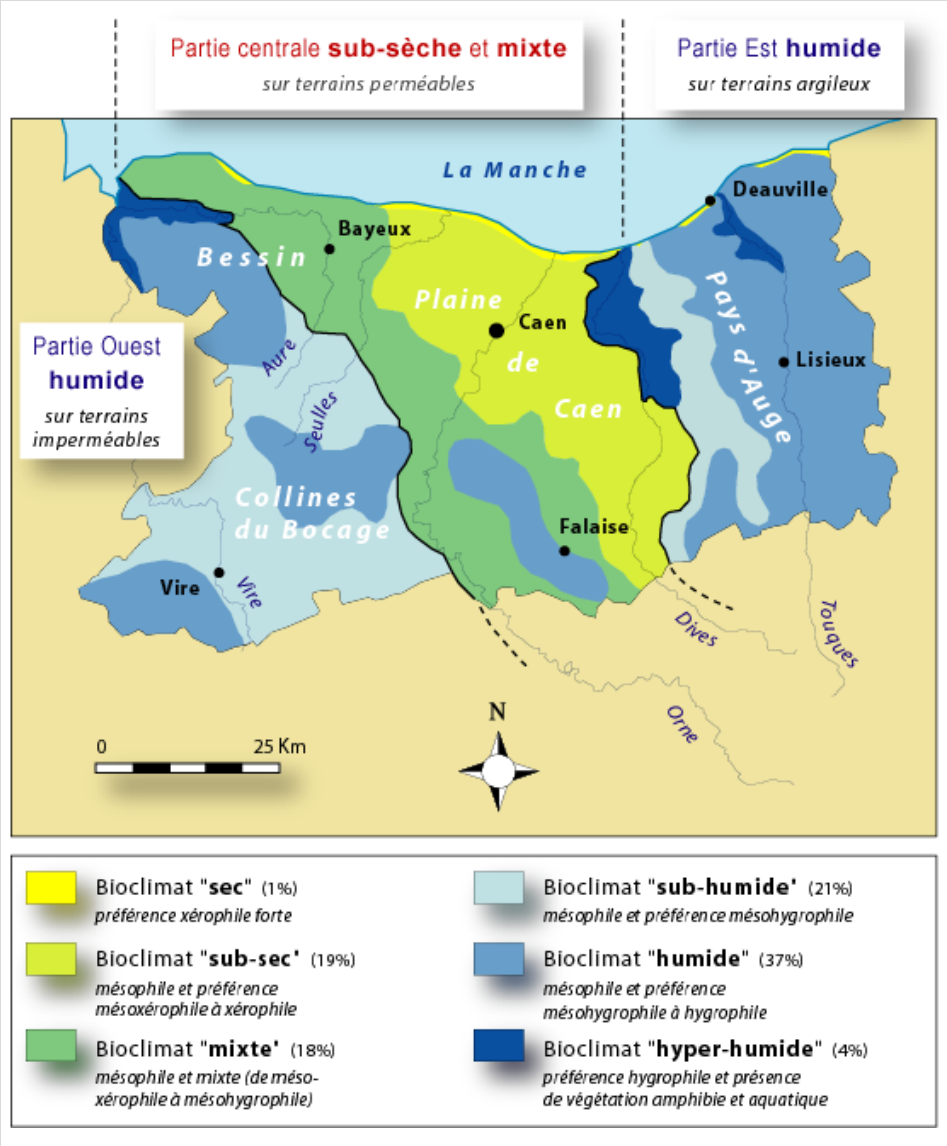


Figure 4 : Extrait de la carte des principaux ensembles bioclimatiques de Basse-Normandie. Exemple du Calvados (Savouret, Cantat, 2008).

L'analyse de la répartition des plantes effectuée d'après les travaux de Michel Provost (*Flore de Basse Normandie*, 1998) nous a permis d'identifier et de spatialiser directement, de façon synthétique et rapide, les principales aires bioclimatiques bas-normandes. La cartographie est en accord avec la géographie des précipitations qui constituent le principal paramètre de différenciation spatiale du climat régional. Cependant, à cette échelle de travail, apparaissent également des milieux originaux où l'entrée climatique n'explique plus à elle seule le type de végétation rencontrée. Ici, des particularités géographiques (dunes et basses vallées inondées) entraînent sur des étendues significatives le développement de formations végétales dont la présence peut paraître paradoxale dans un contexte tempéré propre aux latitudes moyennes (cf. bioclimats sec et hyper-humide).

Cette observation nuance le déterminisme climatique et rappelle le poids des autres facteurs dans l'organisation spatiale des écosystèmes. La biodiversité traduit en fait l'action conjointe des nuances locales du climat – ici essentiellement pluviométriques – et des conditions édaphiques, elles mêmes dépendantes du contexte géologique, géomorphologique et topographique de chaque secteur.

La cartographie régionale précédente masque à échelle plus fine une diversité bien plus grande encore, comme l'exemple d'espèces à affinités méditerranéennes rencontrées paradoxalement au cœur des collines fraîches et très arrosées de Normandie (cf. publication n°11). Mais ne s'agit-il pas plus dans ces cas de « micro bioclimats » tant le rôle du dispositif pédotopographique prime sur l'influence directe des entrées climatiques d'échelle régionale et même locale ?

p. 183 **PUBLICATION N°11** - CANTAT O., BRUNET L., 2003 : **L'originalité bioclimatique de l'escarpement rocheux de Rouvrou (« Suisse Normande », France)**. *Sécheresse, Science et Changements planétaires*, n° 1, vol. 14, janvier-février-mars, pp. 15-21.

Cet article illustre l'importance des emboitements d'échelles en climatologie. La présence d'un milieu thermoxérique en « Suisse Normande », secteur globalement dans l'aire bioclimatique humide, s'explique par une combinaison de facteurs géographiques favorables au réchauffement et à l'assèchement : "continentalisation" liée à un double effet d'abri régional (sous le vent des collines de Normandie) et local (position de versant proche des fonds de vallées), et "méridionalisation" du biotope à l'échelle stationnelle grâce aux particularités du dispositif pédo-topographique qui amplifient la chaleur et la sécheresse à l'interface sol-air (exposition sud, pente moyenne de 45°, affleurement d'une roche imperméable et présence d'un sol maigre et sombre).

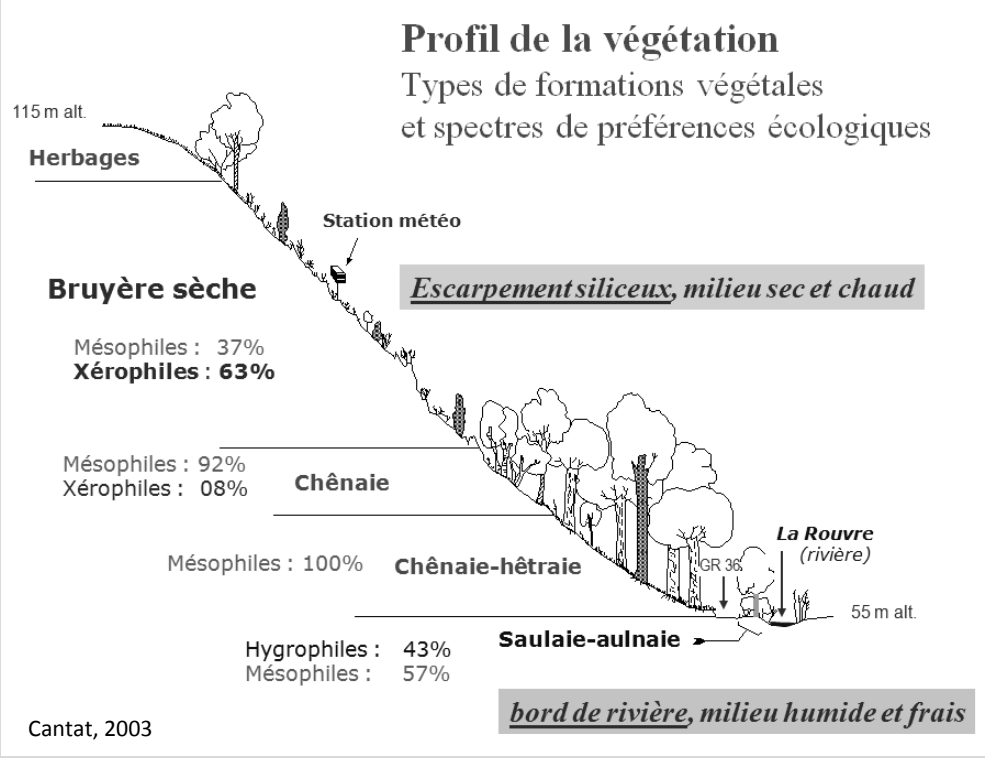


Figure 5 : Profil de la végétation le long de l'escarpement de Rouvrou (types de formations végétales et spectres de préférences écologiques) et température-hygrométrie par une après-midi ensoleillée de printemps.

L'exemple de l'escarpement de Rouvrou confirme l'existence de facteurs géographiques pouvant compenser localement les conditions climatiques d'échelle régionale et offrir dès lors des refuges biogéographiques inattendus à des espèces en dehors de leur aire principale de répartition. La réponse au paradoxe climat océanique/espèces méditerranéennes trouve donc une explication dans la prise en compte des échelles fines de la climatologie, celles des topoclimats et des microclimats.

Cette approche naturaliste de la répartition des végétaux est complétée ci-après par une **présentation agroclimatique** mettant l'accent sur la différenciation spatiale des contraintes hydriques pour les cultures en fonction de la nature des sols.

2. Une agriculture parfois pénalisée par les sécheresses estivales

Pour se développer, une plante exige avant toute chose de l'énergie et de l'eau. Les besoins en eau sont conditionnés principalement par le rayonnement solaire, la température, la force du vent et la sécheresse de l'air. Cette demande végétale est connue sous le nom d'évapotranspiration potentielle. L'eau nécessaire à la plante est directement prélevée par les racines dans la réserve utile des sols. Cette consommation d'eau sert à la transpiration, fonction biologique permettant à la fois le refroidissement et la croissance du végétal. Quand les sols se dessèchent, la plante ne parvient plus à prélever toute l'eau nécessaire à son bien-être : un stress hydrique apparaît, provoquant une baisse de production de matière végétale, voire son arrêt. Si la situation perdure, on peut assister à la mort de la plante.

▶ ***Le bilan hydrique et sa spatialisation à échelle fine***
(travaux en collaboration avec Patrick Le Gouée, Abdelkrim Bensaid et Edwige Savouret)

En tant que géographes, nos recherches ont également porté sur la spatialisation à échelle fine des bilans hydriques (cf. publication n°12) et sur les conséquences de la variabilité des apports pluviométriques sur la quantité d'eau disponible dans les sols (cf. publication n°13). En effet, malgré une appartenance au climat « océanique tempéré », certaines années souffrent de sécheresses édaphiques prononcées, préjudiciables à la production des cultures et au fourrage.

p. 189 **PUBLICATION N°12** : CANTAT O., LE GOUEE P., BENSAID A., 2009 : **Rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques en Normandie**. *Actes des Journées de climatologie 2009, « Climat et relief »*. CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 81-100.

p. 201 **PUBLICATION N°13** : LAMY C., CANTAT O., LE GOUEE P., DUBREUIL V., BENSAID A., LEMERCIER B., SAVOURET E., 2012 : ***Sécheresse et réserve en eau des sols*.** Partie 3, chapitre 8 de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions* », pp. 195-215.

L'apport de ces deux publications est de faire ressortir l'influence combinée du climat et des sols sur la diversité biogéographique et culturale dans le Grand Ouest de la France. Elles montrent clairement les limites d'une approche par les seuls diagrammes ombrothermiques (synthèses des entrées climatiques) et soulignent l'intérêt des bilans hydriques pour une approche beaucoup plus réaliste de la complexité réelle de la trilogie « atmosphère-plante-sol ». Les documents produits à échelle fine fournissent une nouvelle lecture sur le fonctionnement de l'écosystème et son évolution, ce qui représente un intérêt pour les différents acteurs en charge de la gestion et de l'aménagement du territoire mais aussi pour l'exploitant agricole.

La publication n°12 présente de façon exhaustive une méthode de spatialisation du bilan hydrique à échelle très fine effectuée sur le Calvados. L'association de compétences complémentaires (climatologie, pédologie, géomatique) offre la possibilité de produire des cartes à un niveau de résolution très fin (îlot agricole) et sur un vaste territoire (département, région) et de réaliser des simulations pour le futur (à partir des scénarios du GIEC, analyses vues dans la partie 3 de ce volume).

Sur l'exemple de la figure 6, le bilan hydrique fait apparaître une période estivale durant laquelle l'eau vient systématiquement à manquer dans certaines parcelles, nécessitant pour les agriculteurs le recours à une irrigation d'appoint pour assurer un rendement optimal à leurs cultures.

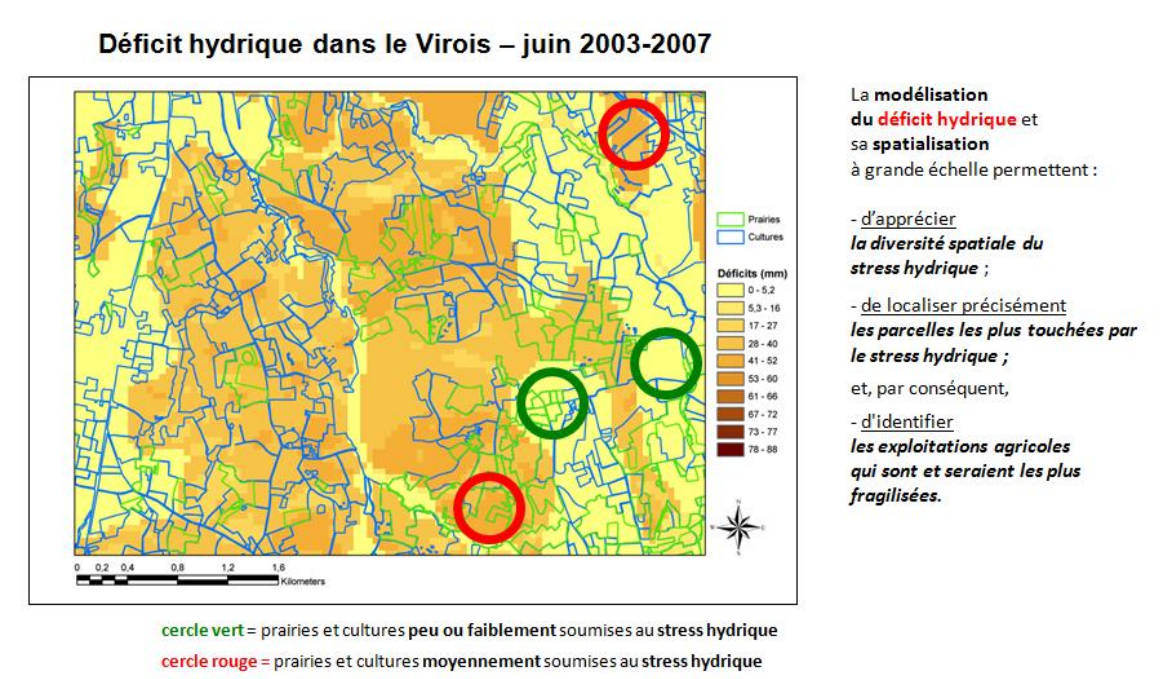


Figure 6 : Spatialisation à échelle très fine des déficits hydriques en juin dans le Bocage Virois, Calvados (Cantat, Le Gouée, Bensaid, 2009).

La publication n°13 insiste sur les sécheresses édaphiques dans le Grand Ouest de la France (Bretagne et Basse-Normandie) en fonction des années (variabilité), des pays climatiques (diversité spatiale des apports) et – à échelle plus fine – des secteurs géographique en fonction de la nature des sols (la réserve utile peut varier couramment de moins de 50 mm pour les sols squelettiques et caillouteux, à plus de 200 mm pour les terres limono argileuses et profondes).

Ces résultats devraient être affinés par la création d'une nouvelle couche d'informations (pondération des valeurs de RU en fonction des mouvements gravitaires de l'eau dans le versant) et l'intégration d'un module de spatialisation des précipitations.

3. Une érosion des sols activée par les surplus hydrologiques hivernaux

Les données et outils utilisés dans les travaux présentés ci-dessus sur le département du Calvados servent également à fournir des documents de fine résolution spatiale concernant d'autres thématiques environnementales, comme celle de l'érosion des sols.

▶ *La modélisation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique*

(travaux en collaboration avec Patrick Le Gouée et Daniel Delahaye principalement)

L'érosion hydrique des sols est l'une des principales formes de dégradation des terres arables. Nous évoquons dans le chapitre d'ouvrage mentionné ci-après la place du climat dans le modèle de sensibilité des sols à l'érosion hydrique SCALE.

p.213 **PUBLICATION N°14** : LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., GOULET A., DELAHAYE D., 2011 : ***SCALES : An Original Model to Diagnose Soil Erosion Hazard and Assess the Impact of Climate Change on Its Evolution.*** Chapter 12, *Soil Erosion Studies*. InTech Publisher, pp. 227-252.

Le principal apport de cette publication réside dans l'élaboration d'un modèle intégrant des informations d'échelles spatiale et temporelle fines permettant aux acteurs du territoire de disposer d'une information fiable concernant les zones et les périodes à risques. Le poids des facteurs climatiques est représenté par une analyse au pas de temps journalier des intensités pluviométriques et par une connaissance des surplus hydrologiques à l'échelle de la parcelle, approche rendue possible grâce à la spatialisation du bilan hydrique vue précédemment (cf. publication n°12).

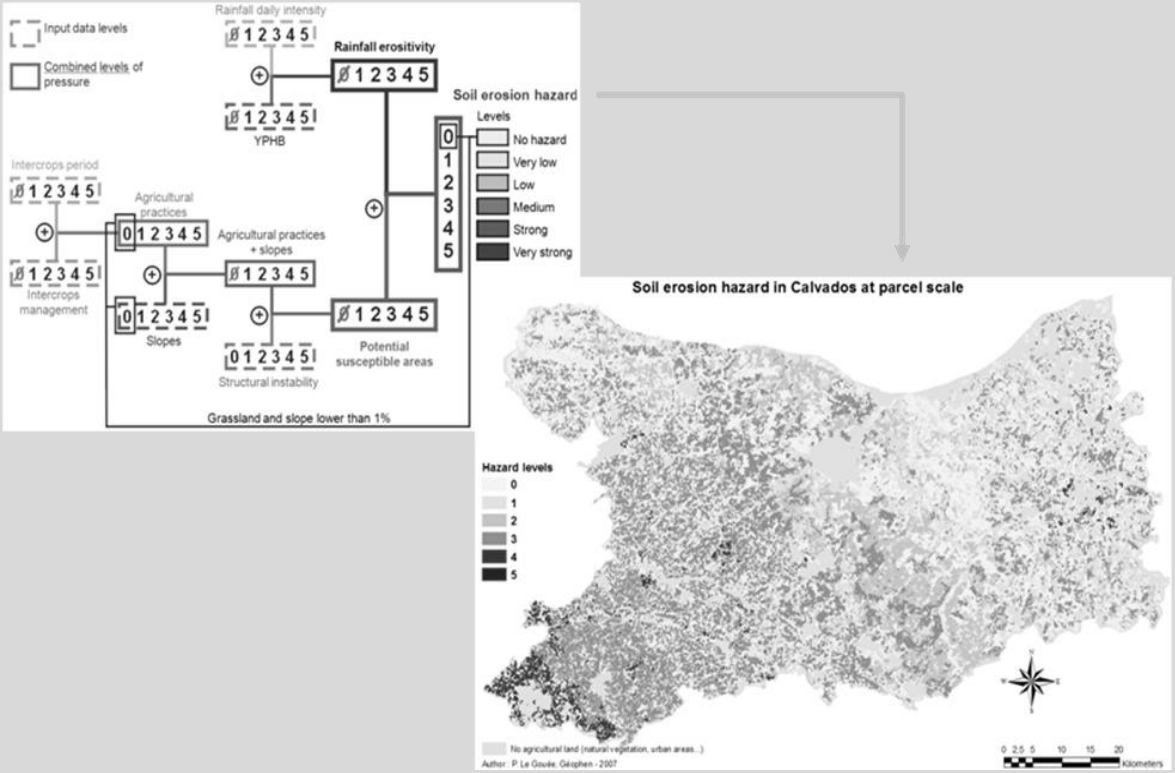


Figure 7 : Le modèle SCALES d'estimation de l'aléa érosion des sols et son application à échelle fine sur le département du Calvados (Le Gouée et al, 2010).

4. Des rivières et des aquifères soumis aux fluctuations du temps et du climat

(travaux en collaboration avec Jean-Michel Cador principalement)

En France, les inondations constituent le « risque naturel » prédominant. Plus de deux millions de personnes sont directement concernées en raison de l'importance du réseau hydrographique et du peuplement de ses rives. La Basse-Normandie n'échappe pas à ces phénomènes générateurs de nombreuses nuisances. Les mécanismes menant aux phénomènes de crues et d'inondation sont bien connus et relèvent d'une approche globale de l'hydrosystème. La compréhension du système se doit d'associer les entrées pluviométriques et la réponse des bassins versants, dépendante de leurs caractéristiques propres et de la saison.

▶ ***Les crues et les inondations***

Dans les deux publications illustrant cette sous partie, l'intérêt porte sur le fonctionnement des hydrosystèmes en « crise » car sous l'influence de phénomènes pluviométriques marquées et durables (« crues lentes », cf. publication n°15) ou de phénomènes plus courts mais de très forte intensité ne permettant pas au milieu d'absorber le surplus d'eau (« crues rapides », cf. publication n°16).

p. 227 **PUBLICATION N°15** : CANTAT O., CADOR J.-M., AGASSE E., 2002 : **L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen. Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordement des rivières…** *Annales de Géographie*, n° 625 ; pp. 246-264.

Les inondations de 2001 furent très originales par leur durée (sur plus de 6 mois) et leur localisation (sur certains plateaux dépourvus de cours d'eau, en plus des bords de rivières), en raison de la combinaison de deux phases : l'une classique en saison froide, en relation avec des pluies abondantes ; l'autre très rare, liée au débordement des nappes souterraines en surface. Elément pondérateur habituellement des comportements hydriques excessifs d'interface, la nappe souterraine a au contraire entretenu et prolongé les inondations cette année là (chronologie et facteurs explicatifs résumés dans la figure 8).

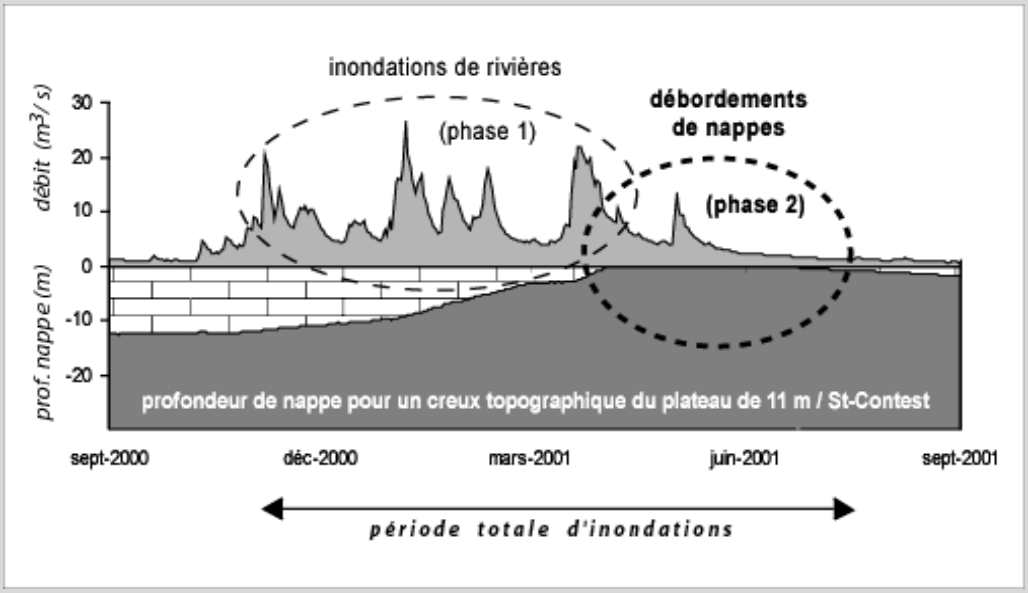


Figure 8 : Succession et cumul des inondations d'origines superficielle et profonde sur la Plaine de Caen en 2000-2001 (Cantat, 2004, in « Les inondations d'origine climatique et hydrogéologique. Approche systémique et quadridimensionnelle ». *L'Information Géographique*, n°1, pp. 63-70).

Cet exemple a aussi été l'occasion de réfléchir plus globalement sur la complexité dans le temps et dans l'espace des interrelations qui régissent le fonctionnement des hydrosystèmes. Les *inondations de rivière* de la saison froide apparaissent donc avant tout comme la conséquence d'une « crise » climatique en surface (d'où la réponse rapide du système), alors que les *inondations par remontée de nappes* représentent plutôt la « conclusion attendue », donc prévisible, d'une longue phase préparatoire dépendante du contexte climatique à long terme (de plusieurs mois à plusieurs années). La mise en relation des « eaux profondes » et des « eaux de surface », ainsi que des « pas de temps longs » avec les « pas de temps courts » est capitale pour anticiper l'ampleur et la durée des inondations.

p. 239 **PUBLICATION N°16** : DOUVINET J., PLANCHON O., CANTAT O., DELAHAYE D., CADOR J.-M., 2009 : **Variabilité spatio-temporelle des pluies de forte intensité à l'origine des « crues rapides » dans le Bassin parisien (France)**. *Climatologie*, vol. 6, pp. 47-72.

Dans cette publication, le questionnement porte sur la dynamique des précipitations de forte intensité à des échelles spatiales et temporelle fines, en vue d'améliorer les connaissances sur l'aléa pluviométrique à l'origine des « crues rapides » apparaissant dans les régions du nord de la France, en périodes printanière et estivale (mai-août).

L'analyse met en avant l'intérêt de croiser différentes sources de données (observations au sol et radar pour compléter les mesures aux échelles fines) et de procéder à une approche par seuils. La valeur de 30 mm semble suffisamment représentative pour être une « averse extrême caractéristique » pour laquelle une « crue rapide » peut apparaître entre juin et août inclus, même s'il faut tenir compte de l'éloignement de la station et les possibilités de sous enregistrement de l'intensité des pluies.

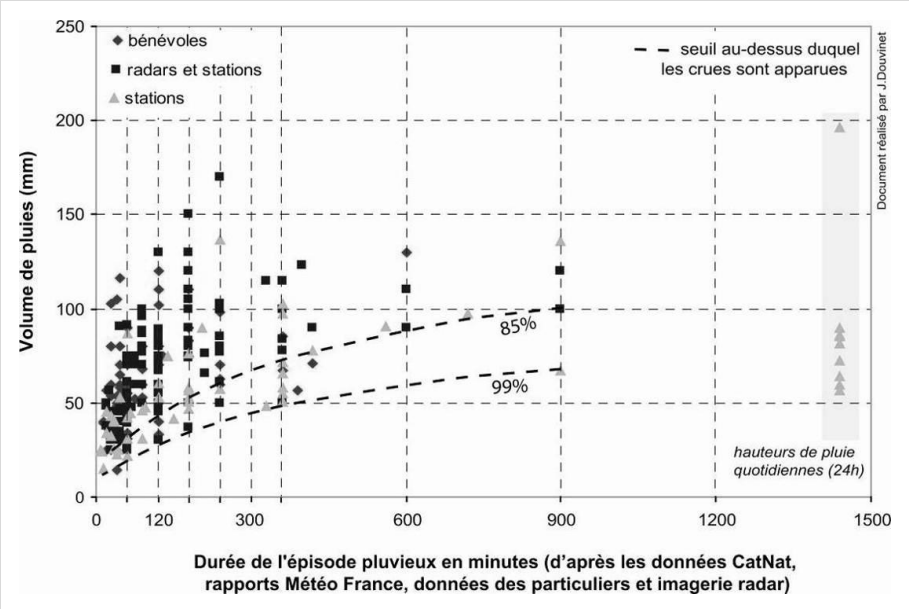


Figure 9 : Cumuls et durées des épisodes pluvieux à l'origine des « crues rapides » recensées (1983-2005). Les seuils indiquent la part des crues observées au-dessus de ces deux intensités. (Douvinet et al., 2009).

5. Des littoraux sous le contrôle des forçages météo-marins

La Basse-Normandie présente un espace littoral à la physionomie tout en contrastes en raison de ces assises géologiques de deux types très différents : falaises calcaires à l'est (appartenance au Bassin parisien) et côtes rocheuses à l'ouest (appartenance au Massif armoricain), entrecoupées de plages sableuses où se développent parfois d'importantes formations dunaires. Ce littoral est soumis à des dynamiques météo-marines dont les effets sont très variables selon les expositions, les saisons et les années. L'étude est souvent élargie à la Manche orientale (périmètre du *Réseau d'Observation du Littoral Normand Picard*) pour prendre en compte une plus grande diversité de contextes morpho-structuraux, avec une attention particulière pour les secteurs à risques constitués par les hautes falaises de craie et les plages de galets de Haute-Normandie.

▶ ***Les submersions marines et les effondrements de falaises***

(travaux en collaboration avec Stéphane Costa, Pauline Letortu et Edwige Savouret principalement)

Dans les deux publications illustrant cette sous partie, l'évolution des systèmes côtiers est l'objet d'analyses croisées associant les facteurs et processus d'origines continentale et marine. À cette interface, les forçages atmosphériques interviennent sur l'état de la mer qui « travaille » la plage (en relation directe avec la force et la direction du vent) et contribuent également à la fragilité des falaises côtières (actions combinées des précipitations et des changements de température).

p. 253 **PUBLICATION N°17** - LETORTU P., COSTA S., CANTAT O., 2012 : **Les submersions marines en Manche Orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer**. *Climatologie*, vol. 9, pp. 31-57.

Cette publication montre comment la combinaison d'éléments atmosphériques et marins, associée à une connaissance des profils de plage, peut entrainer des situations à risques majeurs sur les côtes basses. L'intérêt porte également sur un essai de prévision du phénomène. Cela s'avère difficile car les différents forçages menant à la submersion agissent sur des échelles variables de temps et d'espace, en partie dépendantes les unes des autres et d'une prévisibilité différente. L'ensemble de ces facteurs et processus est présenté dans la figure 10, sans compter la dimension anthropique qui accroit la complexité de ce système « naturel ».

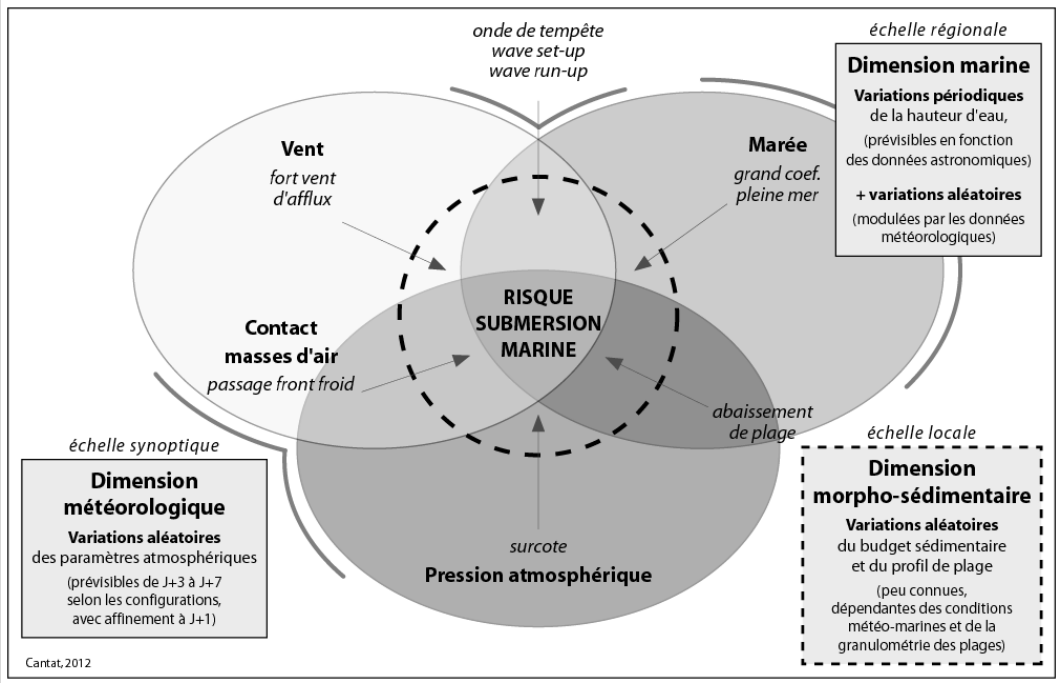


Figure 10 : Le risque de submersion marine : une concomitance des différents éléments d'origines météorologique, marine et morpho-sédimentaire (Cantat et al, 2012).

Les inondations par la mer sont donc le résultat d'une combinaison de facteurs d'échelles spatiales et temporelles variées, qui dépasse la simple conjonction d'un niveau marin extrême et d'un fort vent d'afflux, ce qui souligne une fois encore la nécessité des approches multi-échelles, pluridisciplinaires et systémiques.

p. 269 **PUBLICATION N°18** : COSTA S., DELAHAYE D., LETORTU P., DOUVINET J., CANTAT 0., DAVIDSON R., 2013 : **Spatial coexistence and temporal logout between mainland and marine hazards in Upper Normandy (NW France)**. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 36 (1), 53-61.

Dans cette publication, le questionnement est multiple. Il porte sur les facteurs et les processus conduisant à la chute des falaises de craie de Haute-Normandie et aux inondations qui affectent les côtes basses mais aussi l'intérieur du département[12].

L'objectif est ici de dissocier la part de l'altération continentale due aux agents aériens (précipitations, température) de celle des agents maritimes (la mer évacue les débris tombés conduisant à une nouvelle instabilité). L'analyse fait appel à une connaissance des états de l'atmosphère sur des pas de temps allant de l'événement ponctuel (tempête, orage), à l'épisode d'échelle journalière à décadaire (temps perturbés, vague de froid, canicule), jusqu'à de longues périodes (sécheresse ou surplus hydrologique marqués). Les résultats font ressortir la complexité de fonctionnement d'un système dépendant de la combinaison et/ou de relais de processus, voire de l'hystérésis des phénomènes. Toutefois, il apparait que les forçages d'origine atmosphérique déterminent une saisonnalité des effondrements, avec prédominance en hiver d'une part de chutes massives (préférentiellement déclenchées par de fortes pluies) et, d'autre part, une production d'éboulis (liée à l'alternance gel/dégel).

Concernant les submersions littorales, les mécanismes essentiels sont les mêmes que ceux vus dans la publication n°17, soulignant la concomitance de conditions météo-marines agitées (figure 11) et de caractéristiques morpho-sédimentaires « favorables » (budget sédimentaire déficitaire et profil de plage abaissé, figure 12).

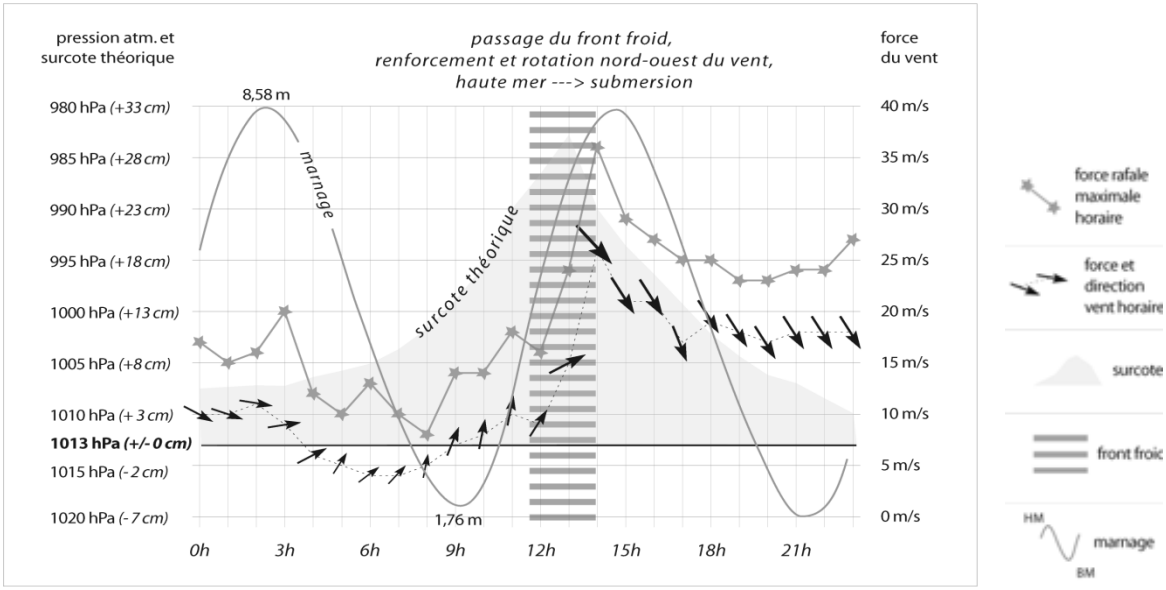


Figure 11 : Concomitance des éléments météo-marins lors d'une submersion marine : l'exemple du 17 décembre 2004 à Dieppe (d'après données Météo-France et du SHOM) (d'après Cantat et al., 2012)

[12] Les inondations « continentales » par débordement de rivières ayant été vues dans la sous partie précédente, nous n'abordons ici que la partie « littorale » de cette publication.

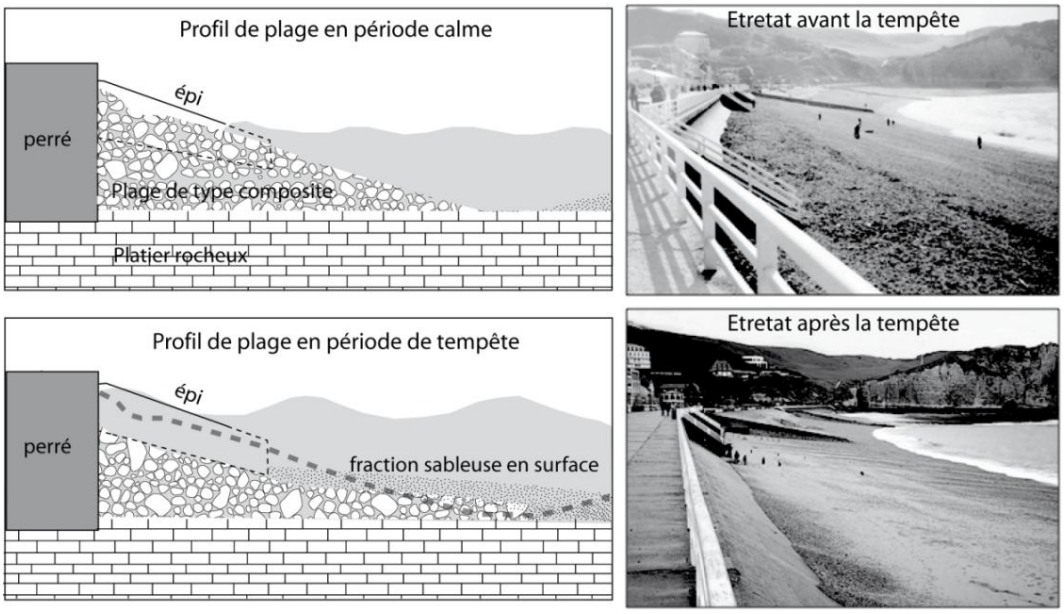


Figure 12 : Evolution du profil de plage d'Etretat en fonction des conditions météo-marines : avant la tempête et après la tempête (d'après Letortu et al., 2012 ; photographies de Stéphane Costa).

6. Synthèse et conclusion de la deuxième partie

La variabilité et les excès possibles de la « machine atmosphérique » proposent une réalité climatique régionale parfois bien éloignée des stéréotypes traditionnellement accolés à un espace « tempéré océanique ». À travers la présentation de quelques exemples concrets, l'accent a surtout été mis dans cette deuxième partie sur la **concrétisation de plusieurs risques d'origine atmosphérique** (ici relatifs à la production agricole, à l'érosion des sols, aux débordements des rivières, aux submersions marines et aux effondrements de falaises).

Dans une volonté de « *concilier les approches théoriques et fondamentales en géographie avec les démarches appliquées tournées vers l'aménagement* »[13], il s'avère que **la connaissance du terrain (physique et humain) est un atout essentiel pour le géographe-climatologue**, avec une attention particulière pour les échelles fines − celles des *pays* et du *vécu* − qui intéressent en premier lieu les acteurs et les décideurs en matière d'environnement, d'aménagement et de gestion du territoire.

Parallèlement, ces publications soulignent aussi **les apports d'une approche pluridisciplinaire** pour mieux saisir d'une part la diversité des milieux « naturels » et, d'autre part, appréhender les risques de toute nature que ce soit. Cette dernière remarque ouvre sur une lecture globale de l'espace géographique, c'est-à-dire une mise en évidence de l'interaction de multiples facteurs et processus en vue de comprendre le fonctionnement et l'organisation des divers systèmes naturels et anthropiques.

[13] Carrega P., 2004 : Avant-propos sur les types de temps. *Norois*, n° 191, pp. 17-28.

PARTIE 3

LES RISQUES LIÉS AU CHANGEMENT CLIMATIQUE EN BASSE-NORMANDIE

Cette troisième et dernière partie aborde la **prospective régionale sur le Changement climatique et ses impacts**. Plusieurs publications déjà citées dans les deux précédentes parties traitent de cette dimension, soit dans le cadre d'une ouverture dans la discussion/conclusion, soit comme un objet d'étude à part entière. En tant que géographe-climatologue, je me positionne comme utilisateur de ces données, en aval de leur production issue de différents modèles et établies selon divers scénarios socio-économiques. Nous ne discuterons pas ici de la fiabilité des modèles.

1. Le Changement climatique : approche globale et conceptuelle

L'observation de modifications rapides et importantes au sein même du « référentiel climatique » actuel entraine un questionnement sur l'évolution du climat et la multiplication des risques et catastrophes qui y seraient associés. La dimension planétaire du phénomène et de ses impacts explique pourquoi l'étude du Changement climatique a dépassé le cadre purement scientifique pour devenir un thème majeur des relations internationales, en lien étroit avec le concept de Développement Durable.

▶ *Changement climatique et Développement durable*

p. 275 **PUBLICATION N°19** : CANTAT O., 2008 : **Développement durable : une pensée de référence difficile à mettre en œuvre***. Droit et Environnement*, numéro spécial, 160, p. 12-13.

Dans cette publication, il s'agit d'une réflexion très générale pour expliquer en quoi le Changement climatique est l'un des éléments majeurs à prendre en compte pour assurer un Développement durable. Destinée à une revue de Droit de l'Environnement, le propos s'applique autant à la présentation des fondements physiques du changement climatique (susceptibles de remettre en cause les grands équilibres mondiaux actuels), qu'aux difficultés pour la mise en place de la politique globale de Développement durable prévue par l'Agenda 21 (celle-ci devant s'accommoder des multiples incertitudes concernant l'influence et l'évolution des entrées physiques et humaines qui régissent le fonctionnement du système planétaire).

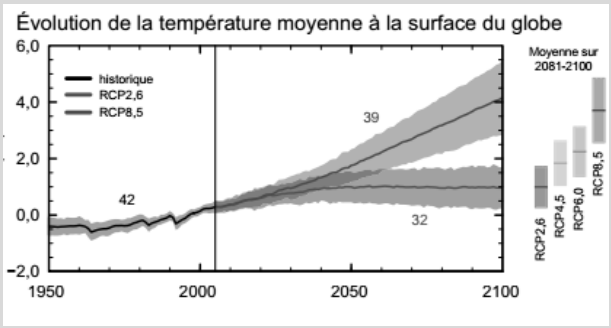
▶ *Quelques mots sur les dernières projections issues des travaux du GIEC*

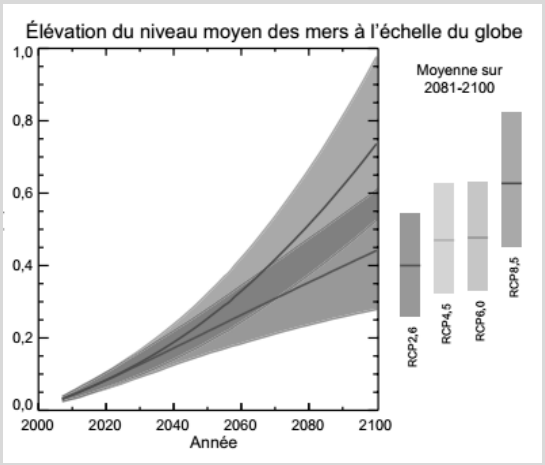
Avant de détailler les projections sur la Basse-Normandie, il convient de faire un point rapide à l'échelle du globe – en insistant sur les latitudes moyennes qui nous concernent − se fondant sur les dernières simulations présentées dans le 5ème rapport du GIEC paru à l'automne 2013[14]. Les principales conclusions sont résumées dans l'encadré page suivante.

[14] Intégralité des chapitres du Volume 1 "Changement climatique 2013 : les éléments scientifiques" : *http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/#.UkQ7p6ypBlR*

Ce rapport, dont les arguments s'appuient sur la production scientifique parue depuis 2007, confirme et renforce les conclusions des quatre précédentes éditions. Les informations proviennent de nouveaux scénarios fondés sur la définition de 4 profils représentatifs des concentrations de gaz à effets de serre (GES), d'ozone et de précurseurs des aérosols pour le 21ème siècle : RCP 2,6 ; RCP 4,5 ; RCP 6,0 et RCP 8,5[15]. Le scénario RCP 2,6 est le plus optimiste (forte réduction d'émissions de GES) et le RCP 8,5 le plus pessimiste (prolongation des émissions actuelles).

Les deux graphiques ci-dessous expriment l'amplitude des modifications que l'on pourrait subir au cours du 21ème siècle pour **deux paramètres intéressant particulièrement les régions côtières**. Comparativement à la période actuelle (1986-2005), selon les différents RCP, le **réchauffement serait compris entre +1,0 et +5,5°C**, tandis que **le niveau moyen des océans pourrait s'élever jusqu'à près de 1 mètre d'ici la fin du siècle**. Les précipitations ne se prêtent pas une « globalisation » des résultats car les changements du cycle mondial de l'eau en réponse au réchauffement au cours du 21ème siècle ne seraient pas uniformes dans le temps (saisonnalité) comme dans l'espace (existence d'exceptions régionales).





Figures 13 : Evolution de la température moyenne (en °C) à la surface du globe entre 1950 et 2100 (à gauche) et élévation du niveau moyen des mers (en m) à l'échelle du globe entre 2000 et 2100 (à droite), d'après le résumé à l'attention des décideurs du 5ème rapport du GIEC 2013[16].

À une échelle plus fine, **les déclinaisons régionales et décennales des changements climatiques** laissent apparaître des comportements différenciés.

Pour les **températures**, le réchauffement présenterait une variabilité interannuelle à décennale et ne serait pas uniforme d'une région à une autre. Sur les parties continentales des latitudes moyennes, les **vagues de chaleur seraient plus intenses**, **fréquentes et durables**. Cela n'empêcherait pas la possibilité de coups de froid occasionnellement en hiver.

Pour les **précipitations**, beaucoup d'incertitudes demeurent pour les latitudes moyennes, avec des résultats contradictoires selon les modèles. En revanche, il est estimé *très probable* que **les épisodes de précipitations extrêmes deviendraient plus intenses et fréquents** d'ici la fin du siècle, en lien avec l'augmentation de la température moyenne en surface.

[15] RCP : *Représentative Concentration Pathways*

[16] *http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/docs/WG1AR5_SPM_brochure_fr.pdf*

2. Le Changement climatique en Basse-Normandie

L'étude des changements climatiques à l'échelle régionale s'appuie sur des données numériques fournies en points de grille. Depuis quelques années les résultats se déclinent à des échelles de plus en plus fines grâce à l'amélioration des modèles et des capacités de calcul.

▶ ***Les données disponibles sur la Basse-Normandie***

La présentation des changements climatiques en Basse-Normandie est envisagée ici à partir de cartes extraites d'un ensemble de simulations climatiques réalisées en 2009 par le modèle « ARPEGE-Climat » de Météo France, selon trois scénarios socio-économiques du GIEC (A1B, A2 et B1), et pour trois horizons temporels (2030, 2060 et 2080).

L'intérêt de ces « descentes d'échelle » est de pouvoir appréhender l'impact de l'évolution climatique régionale à venir pour les activités humaines et l'environnement. Page suivante, les projections sont regroupées sous la forme de six cartes pour trois indicateurs « sensibles » sur la période de référence la plus récente (1981-2010) et leur projection en 2080, en appliquant un scénario socio-économique « intermédiaire » A1B.

✓ Les températures (écriture en gras = ce qui est directement visible sur les figures 14 et 15) : une augmentation de la température moyenne semble inéluctable. Concrètement, cela se traduit par une évolution remarquable du nombre de **jours de gel (en baisse)** et de **jours de chaleur (en hausse)**, phénomènes particulièrement visibles dans les parties continentales de la Basse-Normandie (Sud du Calvados, de la Manche et dans l'Orne) moins soumises à l'effet régulateur de la Manche.

✓ Les précipitations (écriture en gras = ce qui est directement visible sur la figure 16) **: l**a marge d'incertitude étant plus importante, les impacts sont moins facilement interprétables. Le cumul annuel resterait stable mais on observerait une **diminution du nombre de jours de pluie**. Cela masquerait d'une part des phénomènes pluvieux plus intenses et, d'autre part une radicalisation saisonnière (augmentation des pluies en période hivernale et diminution en période estivale).

✓ Le vent : les résultats obtenus ne permettent pas d'envisager d'évolution significative.

✓ Les phénomènes extrêmes : les résultats obtenus ne permettent pas d'envisager d'évolution significative, même si une augmentation est pressentie avec des risques majeurs pour les populations (augmentation de la fréquence des canicules…).

Dans mes tout derniers travaux (exemples des figures 17 et 18 page 43), je m'appuie sur des données de points de grille issues de **modèles de simulation les plus récents (scénarios *RCP*)**, consultables notamment à partir du portail « DRIAS » qui autorisent le téléchargement gratuit de données météorologiques[17]. L'intérêt de ces nouvelles simulations tient au fait que la modélisation tient compte de la complexité topographique et des modes d'occupation du sol (thème discuté dans la partie 1, page 15-16). La description est possible à fine résolution spatiale (point de grille tous les 8 km) et au pas de temps quotidien sur la période actuelle (1986-2005) et pour des horizons proche, moyen ou lointain (projection jusqu'en 2100).

[17] http://drias-prod.meteo.fr/okapi/accueil/okapiWebDrias/index.jsp
Simulations climatiques atmosphériques avec accès à des *données corrigées* et à des *indices* pour les **anciens scénarios *SRES*** (simulations SCRATCH08 du CERFACS, SCAMPEI et IPSL-2012) et les **nouveaux scénarios *RCP*** (simulations CNRM-2014, IPSL-2014 et EURO-CORDEX-2014, essentiellement pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5).

Comparaison du nombre annuel de jours pour trois indicateurs climatiques en Basse-Normandie

Les projections s'appuient sur les simulations numériques du modèle « ARPEGE-Climat » de Météo-France. Les simulations ont été réalisées selon le scénario socioéconomique « intermédiaire » A1B du GIEC pour l'horizon 2080. La cartographie fine de ces indicateurs (maille de 1 km) a été réalisée à partir d'une spatialisation par la méthode AURELHY appliquée aux informations en sortie du modèle ARPEGE-Climat (résolution de 50 km).

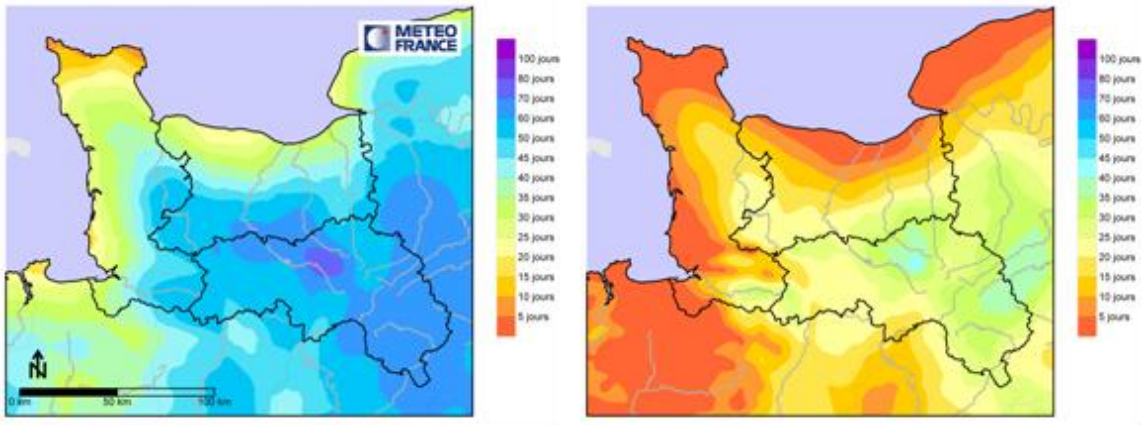


Figure 14 : Nombre de jours de gel annuel (TN <= 0°C) sur la période de référence 1981-2000 (à gauche) et en 2080 (moyenne 2066-2095) selon le scénario intermédiaire A1B (à droite). Source Météo-France

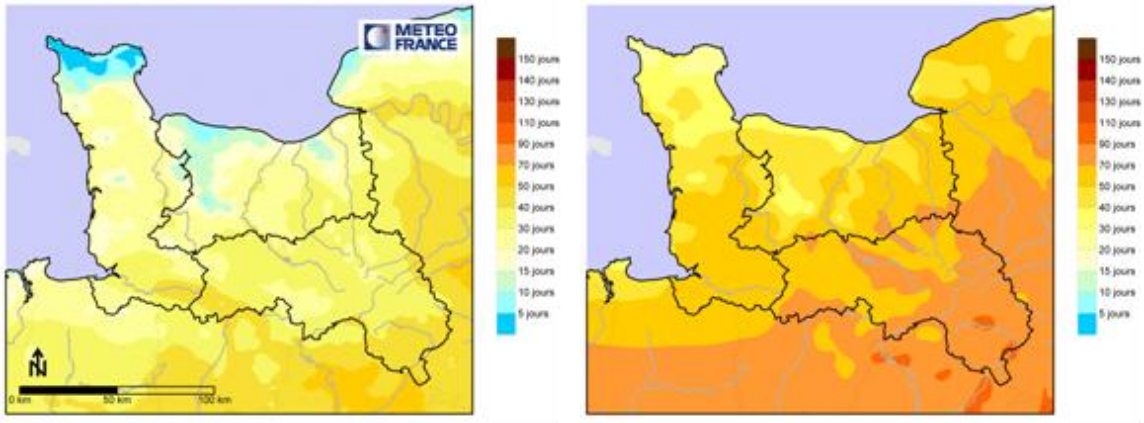


Figure 15 : Nombre de jours de chaleur annuel (TX >= 25°C) sur la période de référence 1981-2000 (à gauche) et en 2080 (moyenne 2066-2095) selon le scénario intermédiaire A1B (à droite). Source Météo-France

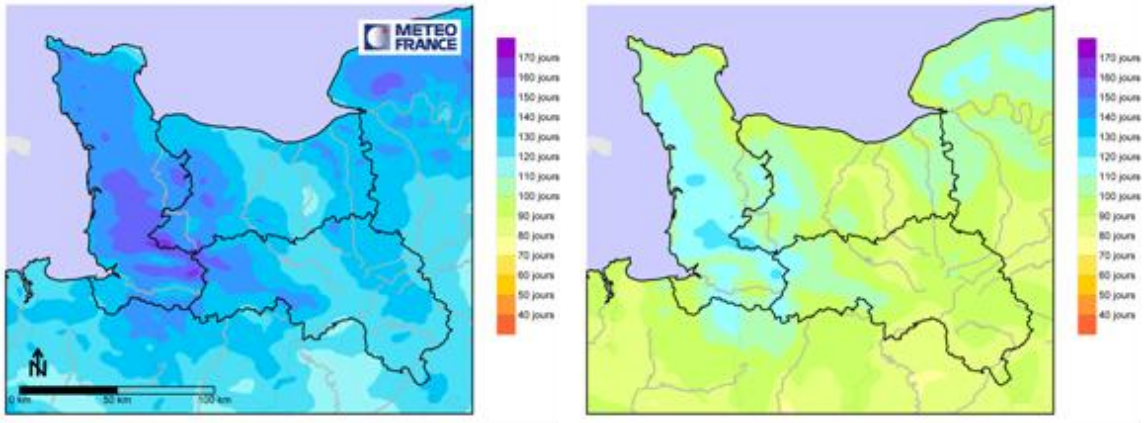


Figure 16 : Nombre de jours de précipitation >= 1 mm annuel sur la période de référence 1981-2000 (à gauche) et en 2080 (moyenne 2066-2095) selon le scénario intermédiaire A1B (à droite). Source Météo-France

Exemples de traitements de l'information climatique en Basse-Normandie (scénarios RCP)

Extraits d'une communication personnelle « Comment le climat change-t-il dans l'Ouest ? »
Rencontre chercheurs, IRD2 (Institut Régional du Développement Durable). Caen, 19 juin 2015.
http://www.ird2.org/wp-content/uploads/2015/06/1.-Intervention-dOlivier-CANTAT.pdf

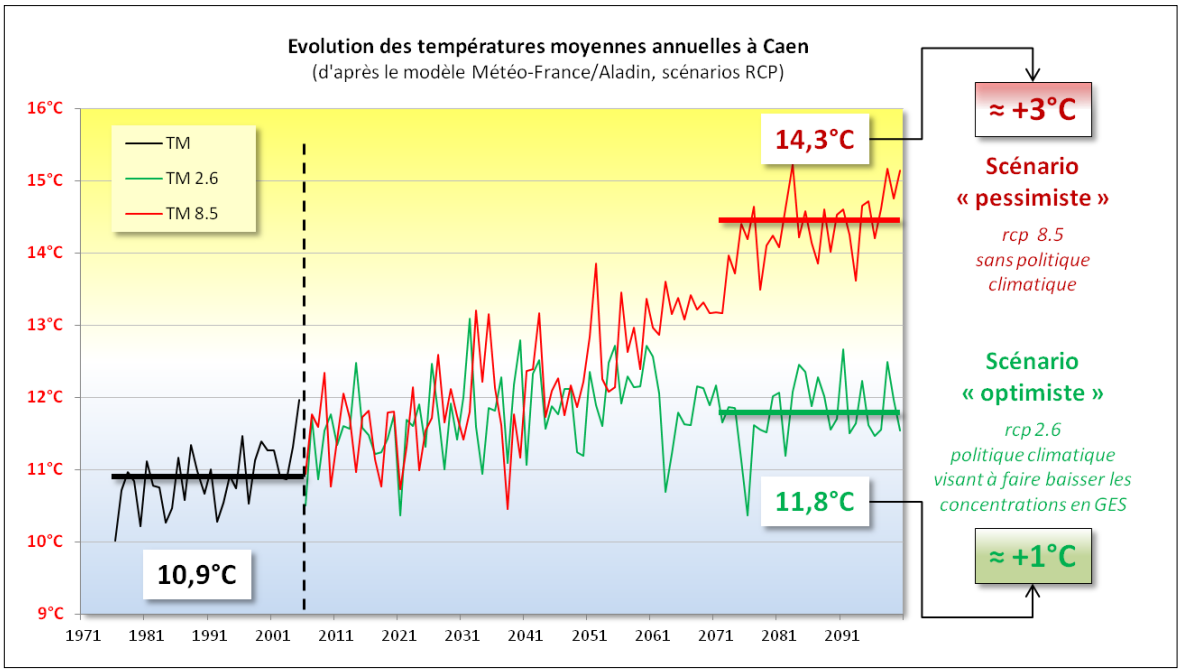


Figure 17 : Evolution des températures moyennes annuelles à Caen entre 1971 et 2100. Scénarios RCP 2.6 (« optimiste ») et RCP 8.5 (« pessimiste »). Source données DRIAS (Cantat, 2015).

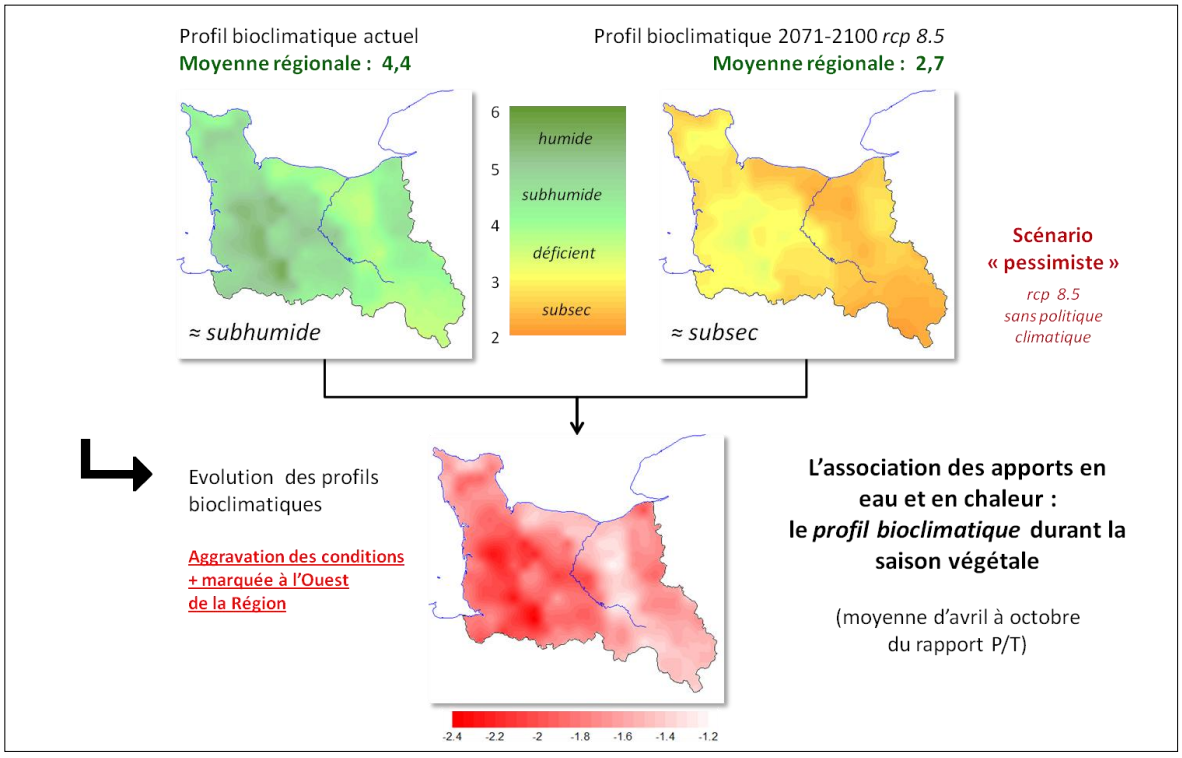


Figure 18 : Evolution des profils bioclimatiques en Basse-Normandie entre la période actuelle et l'horizon lointain (2071-2100). Scénario RCP 8.5 (« pessimiste »). Source données DRIAS (Cantat, 2015).

3. Les impacts du Changement climatique en Basse-Normandie

Le Changement climatique envisagé d'après les simulations *SRES* puis *RCP* est au cœur d'une grande partie de mes publications concernant la Région car **le réchauffement**, et surtout **la modification du régime pluviométrique et de l'intensité des précipitations**, induiraient des conséquences importantes pour la production de biomasse, l'érosion des sols et l'évolution du trait de côte.

▶ ***Des contraintes plus fortes sur les systèmes de productions agricoles en été***
(travaux en collaboration avec Patrick Le Gouée principalement)

D'après les diverses simulations climatiques, la Normandie devrait connaître d'ici la fin du 21ème siècle une sécheresse estivale de plus en plus marquée. Cette perspective pose plus largement la question des **impacts du changement climatique sur le fonctionnement des écosystèmes** et interroge notamment sur les **stratégies d'adaptation des systèmes agricoles** à mener dans une région où l'agriculture occupe plus des trois-quarts du territoire.

L'augmentation des températures et la diminution estivale des précipitations accentueraient la sécheresse des sols, pénalisant ainsi les productions céréalières et fourragères. Cependant, il semblerait qu'un gain de production soit envisageable là où la réserve utile des sols est importante (au nord du Calvados). De ce fait, les conséquences socio-économiques sont difficiles à déterminer, d'autant plus que les systèmes de production normands sont très contrastés (openfield / élevage) et morcelés dans l'espace. L'évaluation et la cartographie à fine résolution spatiale du bilan hydrique présentent à ce titre un enjeu capital pour tenter d'apprécier la sensibilité de l'agriculture normande face à l'évolution climatique annoncée.

p. 279 **PUBLICATION N°20** : LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., SAVOURET E., 2010 : **La sensibilité des systèmes de production agricole en Normandie face au changement climatique**. Actes de l'Association Internationale de Climatologie, colloque international de Rennes, « Risques et changement climatique », vol. 23, pp. 331-336.

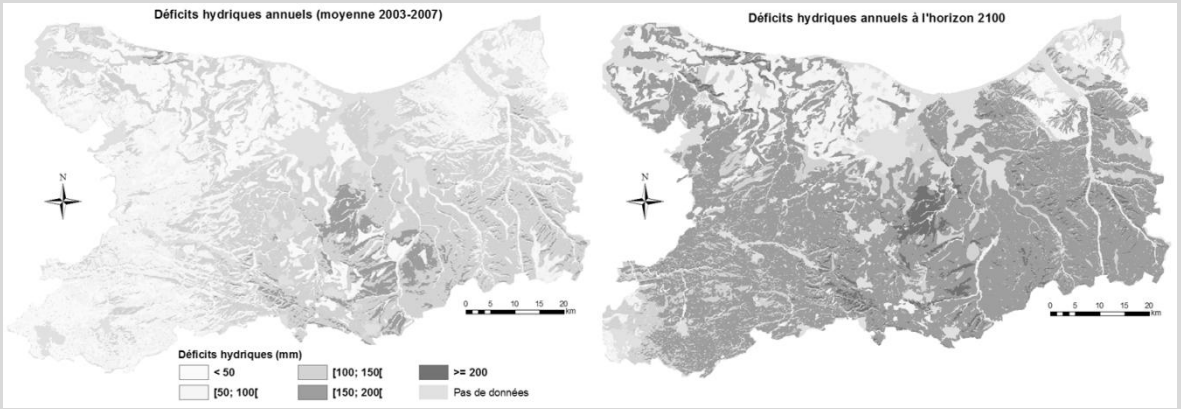


Figure 19 : Comparaison du déficit hydrique annuel dans le Calvados pour la période actuelle (à gauche) et à l'horizon 2100 (à droite). (Le Gouée et al, 2010).

p. 201 Voir également dans la **PUBLICATION N°13** *(op.cit.)* : LAMY C., CANTAT O., LE GOUEE P., DUBREUIL V., BENSAID A., LEMERCIER B., SAVOURET E., 2012 : ***Sécheresse et réserve en eau des sols*.** Partie 3, de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions* », pp. 195-215.

Nota : sur le même thème, mais appliqué à la sylviculture, nous avons obtenu le 1er prix des posters du FIG 2010, Festival International de Géographie de St-Dié des Vosges : « Evaluation et cartographie de la sécheresse des sols forestiers normands à l'horizon 2100 : des connaissances nouvelles pour une gestion durable des forêts » (Le Gouée, Cantat, Bensaid, Savouret).

▶ ***Une aggravation de l'érosion des sols en hiver***
(travaux en collaboration avec Patrick Le Gouée principalement)

L'impact du Changement climatique apparait également dans les problèmes relatifs à l'érosion hydrique des sols car le phénomène pourrait s'amplifier en raison de l'augmentation de l'intensité des averses et de la part croissante des précipitations hivernales.

p. 283 **PUBLICATION N°21** : LE GOUEE P., LEMERCIER B., CANTAT O., DELAHAYE D., WALTER C., GOULET A , JAMBOU N., VIEL V., REULIIER R, BENSAID A., 2012 : ***Modélisation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique.*** Partie 3, chapitre 12 de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest.* ***Evaluation, impacts, perceptions*** **», pp 251-263.**

Figure 20 : Comparaison de l'aléa érosion hydrique des sols sur le bassin versant du Lingèvres (Calvados) en décembre, pour la période actuelle (à gauche) et à l'horizon 2100 (à droite) (d'après Le Gouée et al., 2011).

Les modélisations prospectives montrent une augmentation de la pression érosive sur les sols cultivés (une année moyenne à l'horizon 2100 correspondrait à une année actuelle dont la période de retour est de 4 ans). Par ailleurs, la sensibilité à l'érosion présenterait une saisonnalité différente, avec un décalage de l'automne vers l'hiver (à cause du déficit hydrique plus marqué en été et des surplus hydrologiques plus importants en hiver). Comme pour les cultures, les impacts du Changement climatique posent donc la question de la capacité d'adaptation des systèmes agricoles face à la dégradation des sols d'origine érosive.

Le Changement climatique impacterait aussi les mouvements différentiels de certains sols (argiles « gonflantes ») car ils sont directement liés à leur assèchement estival et à leur réhumectation hivernale. Le processus de retrait et de gonflement de ces sols occasionnerait des dégâts encore plus considérables sur les bâtiments, si l'on considère les résultats des simulations climatiques (amplification de la sécheresse estivale et surcroit pluviométrique hivernal).

p. 213 Voir également dans la **PUBLICATION N°14** *(op.cit.)* : LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., GOULET A., DELAHAYE D., 2011 : ***SCALES : An Original Model to Diagnose Soil Erosion Hazard and Assess the Impact of Climate Change on Its Evolution.*** Chapter 12, *Soil Erosion Studies*. InTech Publisher, pp. 227-252.

Nota : l'étude de l'évolution actuelle et à venir des contraintes hydriques a par ailleurs fait l'objet de communications et de publications relatives à la maîtrise de la consommation du foncier agricole liée à l'étalement urbain (non présentées ici, voir bibliographie dans le volume 1).

▶ ***Des risques littoraux accentués par l'élévation du niveau de la mer***
(travaux en collaboration avec Stéphane Costa et Pauline Letortu principalement)

Le Changement climatique est également abordé dans les publications relatives à l'érosion côtière, aux phénomènes de submersions de plages et aux effondrements de falaises car la hausse de température à l'échelle mondiale entraine une **élévation générale du niveau de la mer**. Concernant le rôle du vent dans la formation des états de la mer (forçage météo-marins), les modélisations prospectives sont seulement évoquées dans les discussions et les conclusions car, sur notre secteur d'étude, les conjectures sur un renforcement des vents forts ne sont pas actuellement démontrées.

p. 253 **PUBLICATION N°17** *(op.cit.)* : LETORTU P., COSTA S., CANTAT O., 2012 : **Les submersions marines en Manche Orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer**. *Climatologie*, vol. 9, pp. 31-57.
L'évolution actuelle et à venir des vents a par ailleurs fait l'objet d'une partie de ma contribution pour le programme SURCOTE (non présentée dans ce volume).

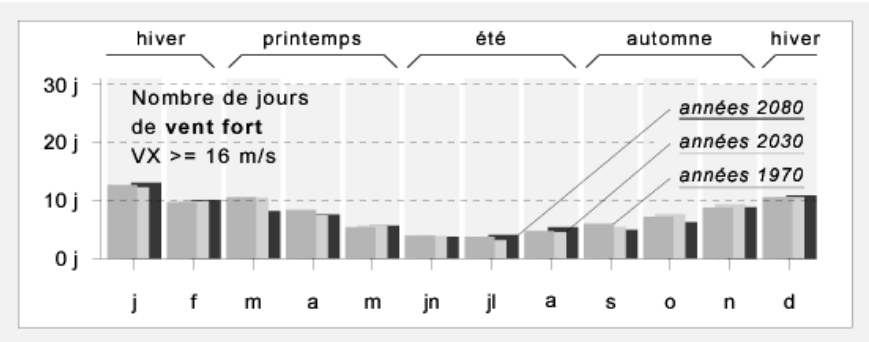


Figure 21 : Evolution du nombre de jours de vent fort à Bernières-sur-Mer sur la période avec mesures et sur les simulations du modèle Aladin de Météo-France pour le 21ème siècle, d'après le scénario A1B du GIEC. Graphique réalisé d'après les données journalières du site SCAMPEI (Cantat, 2014, non encore publié)

▶ ***Une attention toute particulière à avoir pour l'évolution à venir des phénomènes extrêmes***

D'après les différents modèles, il semblerait que l'une des conséquences majeures du Changement climatique sur les régions continentales des latitudes moyennes puisse être l'augmentation des phénomènes extrêmes. Ce point est essentiel car, plus que la dérive progressive des « normales », ce sont ces moments « forts » du temps et du climat qui constituent le principal risque engendré par le Changement climatique.

Ces aspects sont longuement présentés et discutés dans deux publications déjà citées, d'un point de vue général pour la première (cf. publication n°19) et d'un point de vue appliqué aux canicules pour la seconde (cf. publication n°8).

p. 275 **PUBLICATION N°19** *(op. cit.)* : CANTAT O., 2008 : **Développement durable : une pensée de référence difficile à mettre en œuvre**. *Droit et Environnement*, numéro spécial, 160, p. 12-13.

p. 145 **PUBLICATION N°8** *(op. cit.)* **:** CANTAT O., 2005 : **Dynamique spatio-temporelle d'un événement météo-climatique extrême. La canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest.** *Climatologie*, vol. 2, pp. 99-135.

Pour illustrer les risques liés à l'augmentation des températures au cours du 21ème siècle, la figure ci-dessous montre pour le point de grille correspondant à Caen le nombre de jours par mois durant lesquels les valeurs maximales dépasseraient dans les années 2030 et les années 2080 les seuils de *chaleur* (TX >=25°C), *forte chaleur* (TX>=30°C) et *très forte chaleur* (TX>=35°C), comparativement à la référence des années 1970.

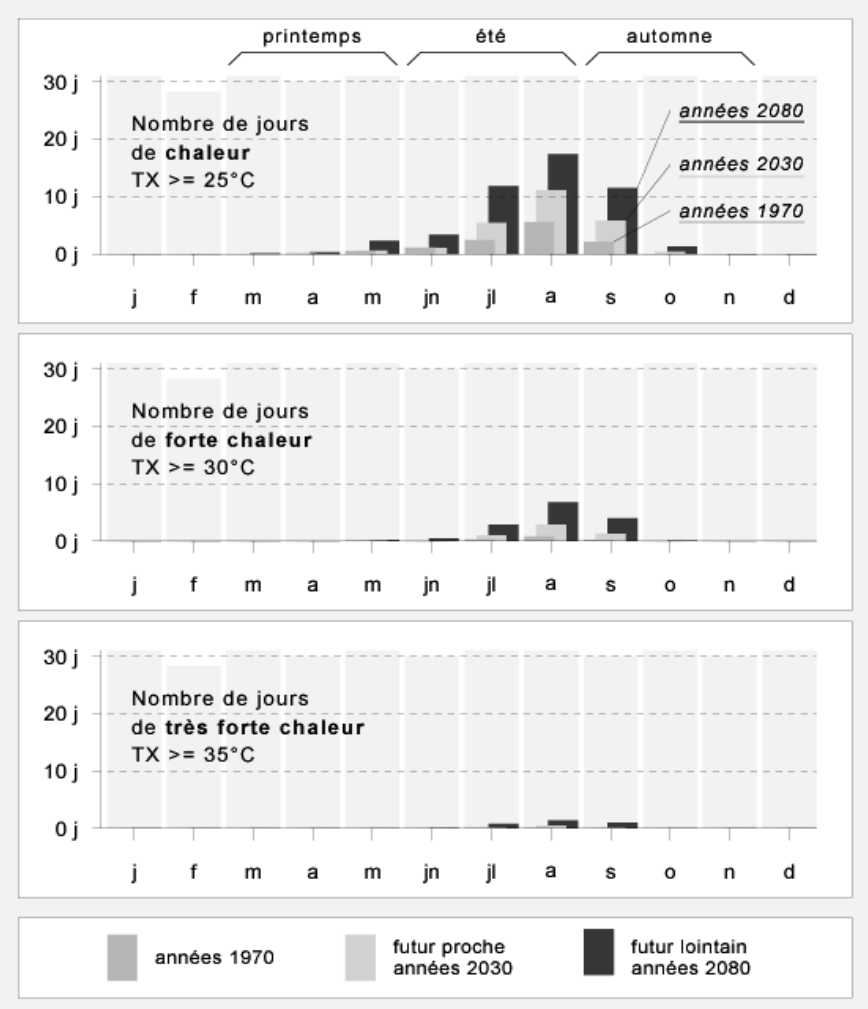


Figure 22 : Evolution du nombre de jours de chaleur à Caen sur la période avec mesures et sur les simulations du modèle Aladin de Météo-France pour le 21ème siècle, d'après le scénario A1B du GIEC. Graphique réalisé d'après les données journalières du site SCAMPEI (Cantat, 2014, non encore publié)

4. Synthèse et conclusion de la troisième partie

Dans ces publications, il est fait référence au **Changement climatique pour le 21ème siècle**, phénomène qui constitue un enjeu fort de recherche de par les conséquences majeures que cela entrainerait sur les grands équilibres mondiaux naturels et humains. En raison de la peur qu'elle suscite, cette éventualité a permis depuis quelques décennies des avancées notables dans la compréhension des processus atmosphériques. Parallèlement, l'amélioration continue des modèles (qui intègrent un nombre toujours plus grand de paramètres) et la puissance sans cesse croissante des ordinateurs (plusieurs millions de milliards d'opérations par seconde), font qu'il est possible aujourd'hui **de simuler de plus en plus précisément le fonctionnement de la « machine atmosphérique ».** En injectant dans les supercalculateurs[18] des scénarios socio-économiques représentant le monde de « demain », diverses projections climatiques sont ainsi établies pour le 21ème siècle. Par des procédés de **« désagrégation » d'échelle**, ces données sont depuis quelques années librement disponibles jusqu'à des mailles de quelques kilomètres de côté et sur des pas de temps journaliers (dates fictives).

Dans une optique de recherche appliquée, en relation directe avec l'espace vécu par les Hommes, **la question essentielle qui se pose alors au géographe-climatologue est de savoir comment interpréter ces prospectives à échelles spatio-temporelles fines** ? En effet, ces résultats conservent une part importante d'imprécisions intrinsèques aux modèles (simplification de la réalité) et aussi extrinsèques aux modèles (incertitudes dans les scénarios socio-économiques du futur)[19].

[18] À titre d'information, « entre 1992, date d'acquisition du premier supercalculateur, et 2014, la puissance de calcul théorique de Météo-France a été multipliée par plus de 500 000 » (http://www.meteofrance.fr/nous-connaitre/activites-et-metiers/les-supercalculateurs-de-meteo-france)

[19] « *Les méthodes de descente d'échelle conduisent à une augmentation artificielle de la résolution. Un calcul d'incertitude est nécessaire pour déterminer la confiance que l'on peut accorder aux résultats, ce calcul peut se faire sur la période « climat présent ». Les études d'impact doivent en particulier reposer sur plusieurs simulations (scénarios/modèles/méthodes de descente d'échelle) pour évaluer les incertitudes*. » (http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/51)

Conclusion générale

À travers les trois parties de ce volume, il a été possible de **recomposer mon positionnement scientifique et mes apports en tant que géographe-climatologue**, intéressé tout à la fois par la dimension fondamentale de la discipline (l'analyse des phénomènes atmosphériques et la recherche de leurs causes), et par sa dimension appliquée (l'étude des répercussions du temps et du climat sur le fonctionnement des écosystèmes et des géosystèmes).

Thématiquement, il ressort sans surprise de ces études que le climat bas-normand est globalement semblable à celui qui règne sur l'ensemble des régions situées en façade ouest de l'Europe, influencé préférentiellement par les grands flux adoucis et humidifiés en provenance de l'Atlantique. Cette caractéristique « tempérée » n'exclut pas la survenue d'événements plus « extrêmes » dans le cadre de la variabilité normale du climat aux latitudes moyennes, amenant quelquefois des conditions remarquables sur la région par l'intensité et/ou la durée des phénomènes atmosphériques (sécheresses ou pluies abondantes, coups de froid ou canicules, tempêtes, chutes de neige abondantes…).

D'un point de vue spatial, malgré son aire limitée à moins de 18.000 km², la diversité climatique est bel et bien présente, en relation avec le poids de facteurs géographiques contrastés qui modulent les traits majeurs du temps imposés par la circulation atmosphérique d'échelle synoptique. Les précipitations sont le principal élément de discrimination spatiale du climat bas-normand. Ainsi, la proximité de la mer, l'exposition aux vents humides et le relief sont capables de générer des contrastes saisissants, apparaissant jusque dans les Normales : les hauteurs du Bocage virois reçoivent en moyenne deux fois plus de précipitations que les plaines placées sous le vent de ces collines pourtant modestes (de plus de 1300 mm à moins de 700 mm) !

Mais à l'intérieur de ces sous-ensembles régionaux (cf. figure 3, page 22), l'œil du géographe constate qu'il existe d'autres subdivisions climatiques à plus fine échelle, comme en atteste la variété des écosystèmes. La faune et la flore révèlent même parfois des singularités remarquables : ainsi, au cœur de la Suisse normande, secteur globalement frais et humide, on note la présence d'espèces à affinités méditerranéennes totalement inattendues. Cette observation traduit la façon d'appréhender les milieux propre au naturaliste qui sommeille dans bon nombre de géographes. Alors que certains spécialistes doutaient de la véracité de cette anomalie biogéographique, le « terrain » confirma cette observation et des campagnes de mesures météorologiques *in situ* en trouvèrent les causes. Le rappel de cet exemple est uniquement là pour démontrer les atouts de l'**approche systémique et multiscalaire** (dans le temps et dans l'espace) du géographe-climatologue, ainsi que de la **mesure expérimentale**. À cette échelle, les modèles ne sont pas (pas encore ?) capables de traduire toute la richesse des conditions réellement possibles qui donne aux paysages leur grande diversité.

La compréhension du climat et de ses conséquences bénéficie également d'une **approche pluridisciplinaire** car la diversité des milieux est la résultante d'interrelations complexes qui s'établissent entre des éléments et/ou des phénomènes relevant d'autres domaines que la géographie *stricto sensu* (sciences physiques, sciences naturelles et sciences humaines). Cette remarque explique que bon nombre de publications présentées dans ce volume associe des géographes relevant d'autres spécialités (hydrologie, pédologie, géomorphologie, biogéographie)

mais également des chercheurs de sciences voisines (météorologie et biologie notamment). Enfin, l'analyse des systèmes complexes à l'interface entre nature et société profite des apports des technologies nouvelles. Ainsi, il est souvent fait appel à des spécialistes de l'informatique dès lors que l'on souhaite franchir le cap de l'analyse et accéder à la modélisation ou à la création d'outils répondant à des objectifs très précis. Ces collaborations sont alors particulièrement fructueuses avec les géomaticiens géographes de formation, familiers des principaux concepts de la discipline et par conséquent aptes à saisir rapidement le sens de nos requêtes. Dans ce volume, par exemple, nous avons prouvé la force de ces échanges par la réalisation d'une cartographie très fine des disponibilités en eau dans le sol en intégrant tous les éléments expliquant le fonctionnement complexe du système « atmosphère-sol-plante ». Les entrées du système étaient naturellement du ressort du climatologue (précipitation, évapotranspiration), modulées par la connaissance approfondie des sols du pédologue (réserve hydrique), le tout spatialisé de façon raisonnée par le géomaticien (prise en compte de l'altitude, de la pente et de l'exposition).

Car outre la dimension théorique et fondamentale de la recherche, **la géographie est également une science appliquée tournée vers les problèmes d'environnement et d'aménagement**. Dans cette optique, nous avons vu que la Basse-Normandie constituait un terrain d'étude intéressant car le passage de l'aléa au risque d'origine climatique se décline de plusieurs façons. À l'aide d'exemples, nous avons ainsi analysé et replacé dans un contexte climatique (variation / variabilité), naturel (sensibilité des milieux) et socio-économique (vulnérabilité / enjeux) plus large divers espaces soumis à des contraintes variées entraînant parfois des dégâts notables, voire des pertes humaines. Les problèmes induits par le surplus ou le manque de précipitations (inondations, érosion des sols, baisse de production agricole…) ou les conséquences des tempêtes (chablis dans les forêts, submersions côtières, effondrements de pans de falaises…) sont autant de conséquences des excès d'un système atmosphérique survenant sur des « substrats » plus ou moins aptes à ce moment donné à encaisser ces forçages.

Enfin, les **projections climatiques disponibles dans les rapports successifs du GIEC** nous ont permis de nous intéresser aux conséquences environnementales et sociétales qu'induiraient les changements climatiques envisagés. Au-delà de la lente dérive des moyennes des paramètres météorologiques dont nous avons pu évaluer les conséquences en nous projetant en l'an 2100, l'adaptation des milieux et des sociétés serait particulièrement marquée par les modifications dans la saisonnalité des apports en eau, et plus encore dans la fréquence, l'intensité et la durée des *temps forts* du climat. Dernièrement, cette analyse a gagné en précision par l'accès à divers paramètres au pas de temps journalier pour des points de grille espacés de quelques kilomètres (portails Scampei et Drias de Météo-France). Ces projections régionalisées ont été réalisées par des laboratoires français de modélisation du climat (CNRM, IPSL, CERFACS) à partir des scénarios socio-économiques classiques (SRES) et des scénarios les plus récents (RCP) présentés dans le dernier rapport du GIEC (AR5, 2013-2014). En aval de l'utilisation des données disponibles en sortie de modèles, cet aspect de la recherche a aussi été l'occasion pour moi de m'interroger sur la **représentativité géographique des données modélisées** tant les procédés de *downscaling* à partir des modèles globaux semblent complexes quand on aborde les échelles fines… Or, c'est à ces niveaux scalaires que tout problème d'aménagement est sensé trouver une solution.

En définitive, ce tour d'horizon de vingt-cinq années de pratique de la recherche en climatologie sur l'espace bas-normand traduit un intérêt jamais démenti pour l'analyse des phénomènes atmosphériques « forts » (vagues de froid, chutes de neige abondantes, canicules, sécheresse, tempêtes…), puis progressivement l'apparition d'une dimension géographique plus affirmée (spatialisation des climats à différentes échelles) et l'application de ces connaissances pour une meilleure compréhension globale de la différenciation de l'espace (objet de la géographie). En parallèle, mon investissement depuis quelques années avec des partenaires institutionnels marque une volonté forte d'apporter modestement ma pierre à l'édifice pour un développement régional raisonné et la prévention des risques (collaborations avec le Conseil Régional de Basse-Normandie, la DRÉAL de Basse-Normandie et la Direction Départementale des Territoires et de la Mer du Calvados (DDTM 14), notamment). Ces études sont toujours menées avec l'appui de Météo-France qui permet l'accès à ses bases de données et répond à nos diverses interrogations d'ordre métrologique ou thématique avec précision et célérité.

Ces travaux sur le territoire régional ne sont bien entendu pas exclusifs d'autres voies de recherche et d'autres secteurs géographiques (voir volume 1), ce dont témoignent notamment le volume 3 de cette H.D.R. consacré à une « *Proposition méthodologique pour une approche globale et objective des types de temps en France métropolitaine »* et le volume annexe présentant une application qui en découle directement sous la forme d'un « *Catalogue des types de temps en France métropolitaine (1991-2010) ».*

* *
*

TABLE DES FIGURES

✓ p. 12 **Figure 1** : Les relations Climat / Société. Les apports du géographe-climatologue (Cantat, 2006).

✓ p. 17 **Figure 2** : Roses des vents sur les littoraux de la Normandie et de la Picardie. Données de vent trihoraire du modèle Aladin de Météo-France (1999-2009) (Cantat, 2014).

✓ p. 22 **Figure 3** : Les principaux ensembles climatiques de la Basse-Normandie (Cantat, 2013).

✓ p. 28 **Figure 4** : Extrait de la carte des principaux ensembles bioclimatiques de Basse-Normandie (Savouret, Cantat, 2008).

✓ p. 29 **Figure 5** : Profil de la végétation le long de l'escarpement de Rouvrou et température-hygrométrie par une après-midi ensoleillée de printemps (Cantat, 2003).

✓p. 31 **Figure 6** : Spatialisation à échelle très fine des déficits hydriques en juin dans le Bocage Virois, Calvados (Cantat et al, 2009).

✓ p. 32 **Figure 7** : Le modèle SCALES d'estimation de l'aléa érosion des sols et son application à échelle fine sur le département du Calvados (Le Gouée et al, 2010).

✓ p. 33 **Figure 8** : Succession et cumul des inondations d'origines superficielle et profonde sur la Plaine de Caen en 2000-2001 (Cantat, 2004).

✓p. 34 **Figure 9** : Cumuls et durées des épisodes pluvieux à l'origine des « crues rapides » recensées (1983-2005). Les seuils indiquent la part des crues observées au-dessus de ces deux intensités. (Douvinet et al., 2009).

✓ p. 35 **Figure 10** : Le risque de submersion marine : une concomitance des différents éléments d'origines météorologique, marine et morpho-sédimentaire (Cantat et al, 2012).

✓p. 36 **Figure 11** : Concomitance des éléments météo-marins lors d'une submersion marine : l'exemple du 17 décembre 2004 à Dieppe (d'après données Météo-France et du SHOM) (Cantat et al., 2012)

✓ p. 37 **Figure 12** : Evolution du profil de plage d'Etretat en fonction des conditions météo-marines : avant la tempête et après la tempête (Letortu et al, 2012).

✓ p. 40 **Figures 13** : Evolution de la température moyenne à la surface du globe entre 1950 et 2100 et élévation du niveau moyen des mers à l'échelle du globe entre 2000 et 2100 (5ème rapport du GIEC 2013).

✓ p. 42 **Figure 14** : Nombre de jours de gel annuel (TN <= 0°C) sur la période de référence 1981-2000 et en 2080 (moyenne 2066-2095) selon le scénario intermédiaire A1B. Source Météo-France

✓ p. 42 **Figure 15** : Nombre de jours de chaleur annuel (TX >= 25°C) sur la période de référence 1981-2000 et en 2080 (moyenne 2066-2095) selon le scénario intermédiaire A1B. Source Météo-France

✓ p. 42 **Figure 16** : Nombre de jours de précipitation >= 1 mm sur la période de référence 1981-2000 et en 2080 (moyenne 2066-2095) selon le scénario intermédiaire A1B. Source Météo-France

✓ p. 43 **Figure 17** : Evolution des températures moyennes annuelles à Caen entre 1971 et 2100. Scénarios RCP 2.6 (« optimiste ») et RCP 8.5 (« pessimiste »). Source DRIAS (Cantat, 2015).

✓ p. 43 **Figure 18** : Evolution des profils bioclimatiques en Basse-Normandie entre la période actuelle et l'horizon lointain (2071-2100). Scénario RCP 8.5 (« pessimiste »). Source DRIAS (Cantat, 2015).

✓ p. 44 **Figure 19** : Comparaison du déficit hydrique annuel dans le Calvados pour la période actuelle et à l'horizon 2100 (Le Gouée et al, 2010)..

✓ p. 45 **Figure 20** : Comparaison de l'aléa érosion hydrique des sols sur le bassin versant du Lingèvres (Calvados) en décembre, pour la période actuelle et à l'horizon 2100 (Le Gouée et al, 2011).

✓ p. 46 **Figure 21** : Evolution du nombre de jours de vent fort à Bernières-sur-Mer sur la période avec mesures et sur les simulations du modèle Aladin de Météo-France pour le 21ème siècle, d'après le scénario A1B du GIEC. Sources données SCAMPEI (Cantat, 2014).

✓ p. 47 **Figure 22** : Evolution du nombre de jours de chaleur à Caen sur la période avec mesures et sur les simulations du modèle Aladin de Météo-France pour le 21ème siècle, d'après le scénario A1B du GIEC. Sources données SCAMPEI (Cantat, 2014).

RECUEIL DES PUBLICATIONS

– Études de climatologie régionale –

La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux

PUBLICATION N°1

CANTAT O., 2006 : **Les « caprices » du climat en Normandie. La variabilité des températures et ses conséquences dans une région « tempérée » non dénuée d'excès.**

Actes des Journées de climatologie 2006, Les apports du géographe-climatologue. ISSN : 1958-2773. CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 83-104.

LES « CAPRICES » DU CLIMAT NORMAND. LA VARIABILITE DES TEMPERATURES ET SES CONSEQUENCES DANS UNE REGION « TEMPEREE » NON DENUEE D'EXCES...

Olivier CANTAT

Laboratoire Géophen, UMR 6554 CNRS
UFR de géographie – Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix – BP 5186 – 14032 Caen cedex - France
e-mail : olivier.cantat@unicaen.fr

Introduction

Si la Normandie évoque avant tout des paysages de collines verdoyantes sous des temps changeants - souvent pluvieux -, elle le doit à sa position géographique imposant la présence d'un climat « tempéré ». Le climat normand se définit ainsi globalement par des caractères « moyens » bien connus et étroitement dépendants les uns des autres : douceur, nébulosité, humidité, pluviosité, vent... Mais au-delà de cette Normandie « mythique », verte et opulente en raison d'une nature *a priori* toujours bienveillante (terre constamment gorgée d'eau et températures clémentes), il existe une Normandie « vraie », confrontée à des réalités souvent moins faciles pour le milieu naturel et les hommes.

Dans ces diverses études sur la Normandie, Jean-Paul Trzpit se plaisait d'ailleurs à rappeler que les chroniques climatiques s'inscrivent souvent en faux de l'imagerie traditionnelle. De fait, les « caprices » de l'atmosphère sont parfois marqués, la région subissant parfois des événements météorologiques et climatiques extrêmes, même si ceux-ci ne présentent pas un caractère aussi extraordinaire et récurrent que ceux observés dans le sud-est de la France comme les pluies cévenoles. En Normandie, concrètement, peuvent ainsi se succéder sécheresses (1976, 1990, 1996…) et inondations (1995, 2001…), mais aussi vagues de froid (1956, 1963, 1979, 1985…) et fortes chaleurs (1959, 1976, 1990, 2003…). Des tempêtes dévastatrices affectent parfois la région en automne et en hiver (octobre 1987, décembre 1999…), quelquefois même en été, comme en juin 1944 où des vents violents détruisirent le port artificiel d'Arromanches, encore en construction à la suite des opérations du Débarquement. Tous ces éléments atmosphériques agissent donc de façon significative sur l'espace géographique, espace dont le fonctionnement n'a alors rien d'un « long fleuve tranquille » comme pourrait le laisser supposer le qualificatif « tempéré »… Bien au contraire, la variabilité temporelle du système climatique constitue l'un des traits marquants de la Normandie, plus largement même des climats tempérés océaniques des latitudes moyennes.

Face à ces réalités tout en contrastes et aux enjeux de société qui en découlent, l'apport du géographe-climatologue peut s'envisager au croisement des faits atmosphériques (aléa) et anthropiques (vulnérabilité), notamment par la prise en compte des différentes échelles de temps et d'espace qui participent à la nécessaire approche systémique des problèmes environnementaux et sociétaux. Dans le cadre de cet article, nous nous proposons de revenir plus précisément sur la variabilité des températures. Les constats issus de cette présentation pourront alors servir de support pour évaluer les risques encourus par le milieu géographique et la population face aux excès de l'atmosphère…

1. GENERALITES SUR LE CLIMAT NORMAND ET PROBLEMATIQUE D'ENSEMBLE

1.1 De l'image à la réalité vécue du climat

Le caractère globalement « tempéré » du climat normand résulte de la position moyenne des centres d'action barométrique qui déterminent la circulation générale de l'atmosphère et la succession des types de temps. Entre les hautes pressions subtropicales au sud (anticyclone des Açores) et les basses pressions subpolaires au Nord (dépression d'Islande), la façade atlantique de l'Europe bénéficie en règle générale d'un flux d'ouest porteur de douceur et d'humidité, rythmé par le passage de perturbations plus ou moins actives selon la saison. En hiver, la « descente » vers le sud et le « creusement » des basses pressions polaires sont synonymes d'un surcroît d'humidité et de vent dans une ambiance rafraîchie, alors qu'en été, la « remontée » vers le nord des hautes pressions tropicales assure un temps plus agréable, même s'il n'est pas totalement exempt de séquences perturbées...

Ces conditions dynamiques « moyennes » expliquent les caractères originaux du climat : douceur et faible amplitude saisonnière des températures mensuelles (de 4 à 17°C environ) sur le plan énergétique, régularité des précipitations, avec un léger renforcement en automne et en hiver, sur le plan hydrique. Ces données de base seraient à nuancer en fonction des caractères géographiques propres à chaque sous-ensemble régional[1]. Tous ces éléments définissent la « Normale », moyenne sur 30 ans des principaux paramètres de l'atmosphère sur laquelle beaucoup d'études se fondent pour envisager l'influence sur l'Environnement et la Société de la composante atmosphérique des milieux géographiques.

Par delà cette image moyenne, les diverses chroniques concernant les paramètres climatiques montrent une réalité beaucoup plus contrastée. En valeurs annuelles, malgré le lissage que cela induit, les températures peuvent ainsi fluctuer couramment de plus de 2°C entre les années fraîches et douces (voir 5.), et les précipitations enregistrer des cumuls variant du simple au double entre les années sèches ou pluvieuses ! L'évolution très hachée des courbes est d'ailleurs un signe distinctif des climats « tempérés » des façades océaniques des latitudes moyennes, régions directement influencées par la très grande variabilité des types de temps dont l'empreinte se marque plus ou moins, au gré de la durée de blocage de configurations barométriques atypiques. *Tempéré* ne signifie donc pas *sans excès* !

[1] Plusieurs subdivisions apparaissent distinctement, commandées par la proximité d'une grande masse océanique et l'absence de reliefs marqués. La région présente une organisation climatique classique « océanique-maritime-côtier ». A l'intérieur du *climat océanique* couvrant le domaine atlantique européen (régit par des processus atmosphériques d'échelle synoptique), apparaît à l'échelle régionale le *climat maritime*, étendant son influence sur une bordure d'environ 50 Km de largeur, et enfin, à l'échelle locale, le *climat côtier* (ou *littoral*), agissant lui sur quelques kilomètres tout au plus, en relation directe avec l'interface terre-mer. Au-delà de cet « emboîtement » climatique majeur, la dégradation des influences maritimes prend aussi des formes multiples, en fonction des effets combinés de la diversité des expositions de façade, de la distance au littoral et de la topographie. Ces facteurs géographiques favorisent l'émergence de subdivisions régionales : les « pays » climatiques. Pour schématiser, de part et d'autre du climat « contrasté du bocage » correspondant à la partie collinaire et « continentale » de notre région, on observe des caractères maritimes très marqués plus au nord (Cotentin), des transitions à tendance « continentale » plus à l'est (Lieuvin, Pays d'Ouche) et des transitions à tendance « méridionale » plus au sud de la région (versant sud des hauteurs correspondant à la Forêt d'Andaines et au Massif d'Ecouves).
Pour plus de détails, se référer notamment aux travaux de Gisèle Escourrou (Escourrou, 1978) et de Jean-Paul Trzpit (Trzpit, 1978, 1996, 1999…) ainsi qu'à l'Atlas Climatique de Normandie (1970).

Dans ces conditions, que signifie la notion de Normale si elle ne s'accompagne pas des écarts possibles à cette moyenne ? Charles Pierre Péguy rappelait à ce sujet que « l'étude du climat ne saurait se borner à la détermination des seules valeurs moyennes, ni même les plus fréquentes, mais il convient d'envisager les éventualités de tous ordres de fréquence » (Péguy, 1989). Dans cette logique, nous privilégierons ici les données « vraies » à pas de temps courts et non pas leurs seules valeurs moyennes, souvent réductrices, parfois même trompeuses… Aussi, la variabilité effective des conditions thermiques s'appuiera sur le traitement des données journalières, d'un point de vue statistique et dans leur succession chronologique. Une présentation dans leurs mois d'occurrence synthétisera les éléments les plus marquants. Leur déclinaison en moyennes annuelles, saisonnières et mensuelles permettra d'aborder plus globalement en dernière partie les problèmes actuels liés à l'évolution du climat.

1.1 Le choix des données et de la méthode d'analyse

Les critères de sélection ont été établis pour conserver uniquement la série de données thermiques la plus longue sur la région. En effet, si la diversité spatiale existe en Normandie, comme nous l'avons mentionnée précédemment, celle-ci n'est pas ici un facteur occasionnant des comportements thermiques locaux différenciés dans la durée. Après analyse des métadonnées de la base Climathèque de Météo-France, notre choix s'est porté sur Caen-Carpiquet, aérodrome situé à quelques kilomètres à l'ouest de la ville. Cette station propose la série complète la plus ancienne des trois départements qui constituent notre secteur d'études (Calvados, Orne et Manche), avec des données fiables et continues collectées depuis le 1er octobre 1945. Il existe certes ponctuellement des mesures plus anciennes mais celles-ci présentent des lacunes nombreuses incompatibles avec une vision homogène de la situation sur le long terme. Concrètement, la période de référence s'étalera du 1er janvier 1947 au 31 décembre 2006, c'est-à-dire l'équivalent de deux Normales climatiques successives (soit 21.915 journées)[2].

La plupart des résultats et conclusions reposeront sur une analyse fréquentielle des températures minimales et maximales journalières, celles-ci permettant de dégager objectivement le caractère fréquent, rare ou exceptionnel d'épisodes climatiques dans le cadre d'une région donnée. Si la *variation climatique* n'est pas l'objet de cet article, les tendances qui apparaissent à la vue des documents seront évoquées dans la mesure où elles constituent une modification du contexte climatique supposé fixe défini par la Normale[3]. La finalité de cet article étant essentiellement descriptive, se référer aux manuels climatologiques et références régionales signalés en bibliographie pour plus de développement sur les facteurs et processus de la variabilité.

[2] Pour représenter l'hiver 1946/1947, les données de décembre 1946 seront ajoutées dans l'analyse.

[3] Pour plus de développement sur ce thème essentiel pour le climatologue, se reporter notamment à l'ouvrage « Jeux et enjeux du climat » dans lequel Charles Pierre Péguy (1989) rappelle les « Règles du jeu » (chapitre 4, pp. 63-83) : « une règle d'or est à la base de la climatologie pratique, celle de l'agronome, du forestier, de l'ingénieur, qui est que le passé répond de l'avenir. Si l'on veut faire savant, on parle de postulat : celui de la stationnarité du climat. La chose avait été admise comme « allant de soi » par les climatologues du début de ce siècle [20ème s.] qui ne disposaient le plus souvent que de trente à cinquante années d'observations. Elle n'est plus aussi évidente aujourd'hui alors que nous disposons de séries séculaires, parfois beaucoup plus longues. »

2. LA VARIABILITE JOURNALIERE DES TEMPERATURES A CAEN ENTRE 1947 ET 2006

Pour avoir une image globale de la variabilité journalière des températures, chaque date, du 1er septembre au 31 décembre, a été étudiée par rapport aux cinquante-neuf autres qui composent la série des soixante années de référence. Une distinction entre température minimale (Tn) et maximale (Tx) permet d'envisager plus concrètement la situation que la seule valeur moyenne (Tm) qui masque des situations parfois fort différentes (figure 1).

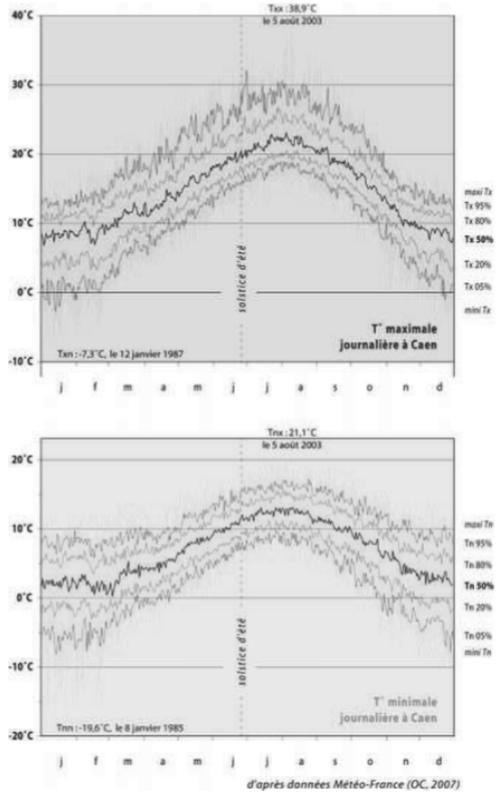


Figure 1 : Variabilité des températures journalières à Caen sur la période 1947-2006. Analyse fréquentielle réalisée à partir des 21.915 jours de cette période.

Autour de la valeur centrale[4] que l'on pourrait assimiler à une « Normale », les différentes courbes ainsi que l'enveloppe grise, matérialisent les écarts possibles ; ceux-ci rendent compte d'un « climat vécu » tout en contrastes.

Les amplitudes les plus grandes pour une même date peuvent ainsi atteindre près de 30°C pour les températures minimales et 23°C pour les températures maximales[5]. Ces cas très extrêmes sont systématiquement placés en hiver, c'est-à-dire lorsque la situation synoptique peut imposer des masses d'air excessivement contrastées : invasion d'air polaire continental (température de -10°C à -20°C) / remontée d'air tropical maritime (température de 10 à 15°C).

En éliminant les valeurs extrêmes au caractère quelquefois par trop accidentel, il est possible d'obtenir une vision plus courante des réalités de la variabilité thermique journalière. Le choix s'est porté sur les intervalles intercentiles 5-95% et 20-80%, ce qui permet d'envisager 90 et 60% de la distribution (tableau I).

Tableau I : Amplitude des températures journalières (dT) à Caen sur la période 1947-2006 (calculs d'après données Météo-France).

		températures minimales			*températures maximales*		
seuils	**effectif**	*dTn min*	**dTn max**	*dTn moy*	*dTx min*	**dTx max**	*dTn moy*
valeurs extrêmes	100%	*7,5*	**29,6**	*14,7*	*11,0*	**22,9**	*16,4*
5-95%	90%	*5,6*	**17,3**	*10,3*	*7,3*	**16,0**	*11,2*
20-80%	60%	*3,2*	**8,9**	*5,5*	*3,6*	**9,3**	*5,7*

Entre les courbes 5 et 95%, l'amplitude la plus forte possible pour une même date au cours des soixante dernières années est toujours très conséquente, de l'ordre de 16 à 17°C. En réduisant l'intervalle de fréquence à 60% de la distribution (entre les courbes 20 et 80%), l'oscillation des températures est encore d'environ 9°C. D'après ces brèves considérations, si nous restons figés sur la seule valeur centrale, nous comprenons pourquoi dans la presse il est souvent mentionné des situations anormales, voire exceptionnelles dès que la température s'éloigne un peu trop de la sacro-sainte valeur « normale » !

Pour être pragmatique, définissons un intervalle dans lequel nous considérerons les températures comme « normales ». De part et d'autre de celui-ci, un découpage fréquentiel permettra de caractériser des épisodes comme tiède/chaud/très chaud ou frais/froid/très froid. Il s'agit donc d'une approche relative à un espace géographique et une époque donnée (ici 1947-2006) qu'il conviendrait de reproduire sur une période identique pour des stations appartenant à d'autres domaines climatiques. Pour gagner en lisibilité, sans perdre d'information majeure, une représentation à l'échelle mensuelle servira de support (figure 2 et tableau II). Le découpage proposé est indiqué dans la légende de ce graphique : le qualificatif « normal » a été attribué pour un effectif correspondant à 20% des valeurs, centré sur la valeur médiane (entre 40 et 60%).

[4] Valeur centrale : médiane, 50% de la distribution en dessous et au-dessus de cette valeur.

[5] Exemple du 8 janvier pour les Tn (-19,6°C en 1985 / +10,0°C en 1975) ; du 23 février pour les Tx (-3,5°C en 1956 et +19,4°C en 1990).

L'interprétation relative de la température est alors simple : quand la valeur est comprise dans la boîte du graphique : situation « normale », avec possibilité de nuancer en dominante tiède (60-80%) ou fraîche (20-40%) pour les valeurs en grisé ; valeur « dans » la barre verticale supérieure ou inférieure : caractère chaud ou froid affirmé ; au-delà de ce repère : ambiance très chaude ou très froide remarquable, voire exceptionnelle à proximité de la ligne discontinue (record absolu).

Cette méthode permet une comparaison relative des caractères thermiques entre les saisons en y intégrant toute la variabilité possible des situations. Pour illustrer ces propos, voici quelques exemples de lecture à partir des informations contenues dans les documents :

- en janvier, il ne conviendrait de souligner le *froid* que pour des valeurs matinales inférieures à environ -2°C et des après-midi où le thermomètre ne dépasserait pas 4°C (référence faite aux seuils 20 et 80%, fréquences notées 0,02 et 0,8 dans le tableau) ;
- selon le même principe de détermination, un maximum inférieur à 17°C en juillet est tout aussi rare qu'une journée de janvier durant laquelle il n'y aurait pas eu de dégel (seuil de 5%, fréquence 0,05) : dans les deux cas on peut qualifier cet après-midi de « très froid ».

Tableau II : Distribution fréquentielle des températures journalières par mois d'occurrence à Caen sur la période 1947-2006 (calculs d'après données Météo-France).

T° minimales	J	F	M	A	M	Jn	Jl	A	S	O	N	D
max	*12,2*	*12,1*	*14,0*	*14,1*	*16,8*	*20,1*	*20,4*	*21,1*	*19,0*	*17,6*	*14,4*	*13,7*
0,95	8,5	8,4	9,3	9,8	12,5	14,9	16,4	16,7	15,7	13,4	10,9	9,3
0,8	5,8	5,6	6,7	7,6	10,2	12,9	14,8	14,9	13,5	11,1	8,0	6,4
0,6	3,4	3,2	4,6	5,9	8,8	11,3	13,2	13,4	11,8	9,2	5,9	4,2
0,5	**2,4**	**2,0**	**3,5**	**5,0**	**8,1**	**10,7**	**12,5**	**12,7**	**10,9**	**8,4**	**5,0**	**3,0**
0,4	1,2	1,0	2,6	4,2	7,3	9,9	11,9	12,0	10,1	7,4	4,0	1,9
0,2	-1,3	-1,5	0,2	2,3	5,6	8,3	10,2	10,3	8,2	5,1	1,4	-0,7
0,05	-5,8	-5,2	-2,4	0,0	3,2	6,2	8,5	8,2	5,6	1,6	-2,1	-4,1
min	*-19,6*	*-16,5*	*-7,4*	*-5,7*	*-0,8*	*1,0*	*4,7*	*4,0*	*1,8*	*-3,7*	*-6,8*	*-11,0*

T° maximales	J	F	M	A	M	Jn	Jl	A	S	O	N	D
max	*16,1*	*20,8*	*22,4*	*26,4*	*30,4*	*34,1*	*36,6*	*38,9*	*33,5*	*27,6*	*19,9*	*17,2*
0,95	13,0	14,1	17,6	19,9	23,9	26,5	28,7	28,5	26,0	22,1	16,1	13,7
0,8	10,9	11,6	14,2	15,9	19,8	22,4	24,6	24,6	22,4	18,6	13,9	11,5
0,6	9,2	9,7	12,0	13,8	17,2	20,1	22,3	22,5	20,3	16,6	12,0	9,6
0,5	**8,2**	**8,6**	**11,1**	**12,9**	**16,3**	**19,2**	**21,3**	**21,6**	**19,5**	**15,8**	**11,3**	**8,8**
0,4	7,1	7,4	10,2	12,0	15,4	18,3	20,6	20,9	18,7	15,0	10,3	7,7
0,2	4,2	4,6	7,9	10,1	13,7	16,7	19,1	19,4	17,1	13,1	8,3	5,1
0,05	0,0	0,9	4,7	7,9	11,0	14,6	17,1	17,6	15,0	10,5	5,4	1,2
min	*-7,3*	*-6,7*	*0,3*	*3,4*	*6,2*	*10,9*	*13,5*	*13,4*	*11,1*	*2,5*	*-1,0*	*-4,7*

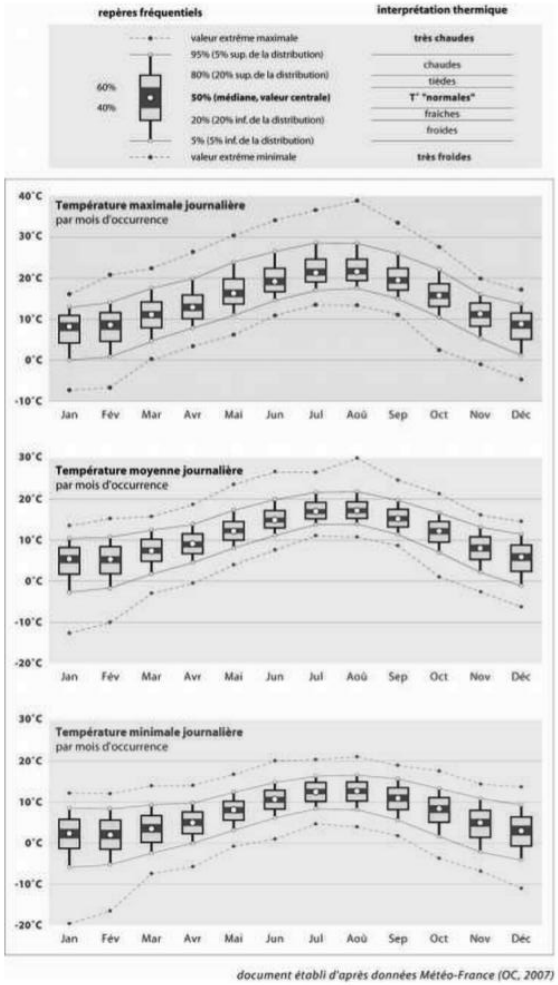


Figure 2 : Normale et variabilité des températures journalières à Caen par mois d'occurrence sur la période 1947-2006. Analyse fréquentielle réalisée à partir des 21.915 jours de cette période.

3. LE FROID ET LA CHALEUR A CAEN ENTRE 1947 ET 2006

3.1 Approche « relative » : seuils établis par référence à la période d'occurrence

A partir de ce traitement statistique, nous pouvons mettre en évidence la variabilité interannuelle du nombre de jours « chauds » et « froids » relativement à leur contexte saisonnier d'occurrence au cours des soixante dernières années (figure 3). Cette approche statistique a l'avantage de fournir une vision globale aux valeurs comparables sur l'ensemble de l'année. En revanche, elle ne permet pas une lecture directe très concrète des aléas comme peuvent l'indiquer les seuils de température couramment utilisés pour caractériser le froid et la chaleur (voir paragraphe suivant).

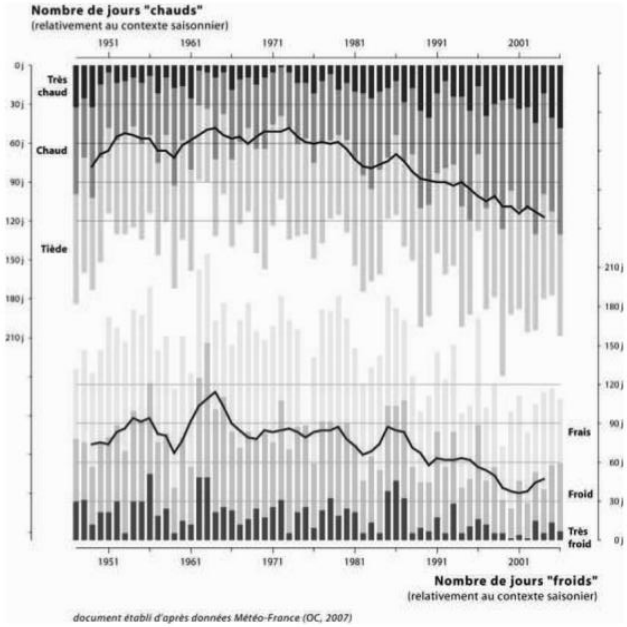


Figure 3 : Variabilité interannuelle et évolution du nombre de jours chauds et froids (« relatifs ») par an à Caen entre 1947 et 2006. Classification établie d'après la répartition fréquentielle des températures moyennes journalières. Très froid/très chaud (noir) ; froid/chaud (gris) ; frais/tiède (gris clair) ; "normal" (blanc) ; moyenne mobile d'ordre 5 du nombre de jours [froids + très froids] et [chauds + très chauds] (trait épais).

Pour le cumul annuel des jours *relativement* chauds et très chauds, la valeur oscille entre 31 jours en 1962 et 131 en 2006, avec une nette progression de leur nombre durant les 20 dernières années, comme le souligne la moyenne mobile d'ordre 5. Cette tendance ne saurait cependant faire oublier quelques années remarquables en tout début de période, tout spécialement en 1947 et 1949 (respectivement 99 et 102 jours) et, *a contrario,* des « mauvaises » années assez récentes comme 1986 (54 jours) ou 1996 (69 jours).

L'analyse du cumul annuel des jours *relativement* froids et très froids traduit logiquement une tendance inverse. Le total varie entre 24 jours en 2000 et 152 en 1963, avec une nette décroissance depuis le milieu des années 1980. 1985-1986-1987 constitue d'ailleurs le dernier bloc significatif d'années dominées par le froid (plus de 100 jours en 1985, 1986 et 1987). Notons que l'absence de froid durable s'était déjà manifestée ponctuellement à la fin des années 1940, avec notamment 1949 et ses 41 jours, valeur nettement inférieure à celles enregistrées ces deux dernières années (58 et 59 jours en 2005 et 2006)…

3.2 Approche « absolue » : seuils établis par rapport à des valeurs prédéterminées

L'approche « relative » du froid et de la chaleur précédente doit être complétée par l'emploi des seuils généralement utilisés pour caractériser de façon « absolue » ces mêmes concepts (figure 4). Ici l'analyse s'appuie sur des valeurs fixes, reconnues entre autres pour leurs conséquences environnementales et sociétales.
En raison de ses impacts importants sur la faune et la flore, mais aussi sur l'activité économique (blocage des voies de communication…), la valeur repère essentielle pour le froid est 0°C (passage de l'eau de l'état liquide à solide). Par l'intermédiaire des températures minimales, trois niveaux d'intensité qualifient le froid : 0°C pour les simples gelées ; -5°C pour les *fortes gelées* -5°C et -10°C pour les *grands froids*. L'absence de dégel diurne se définit lui à partir d'une température maximale inférieure à 0°C.
Pour la chaleur, les différents seuils sont établis pour une température maximale journalière supérieure à 25°C (*chaleur*), 30°C (*forte chaleur*) et 35°C (*très forte chaleur*). A la suite des conséquences catastrophiques de la canicule de 2003, il n'est pas nécessaire de montrer à quel point les chaleurs extrêmes sont un facteur de risque essentiel pour les populations, même si ces conclusions seraient à nuancer en fonction de facteurs sociétaux.

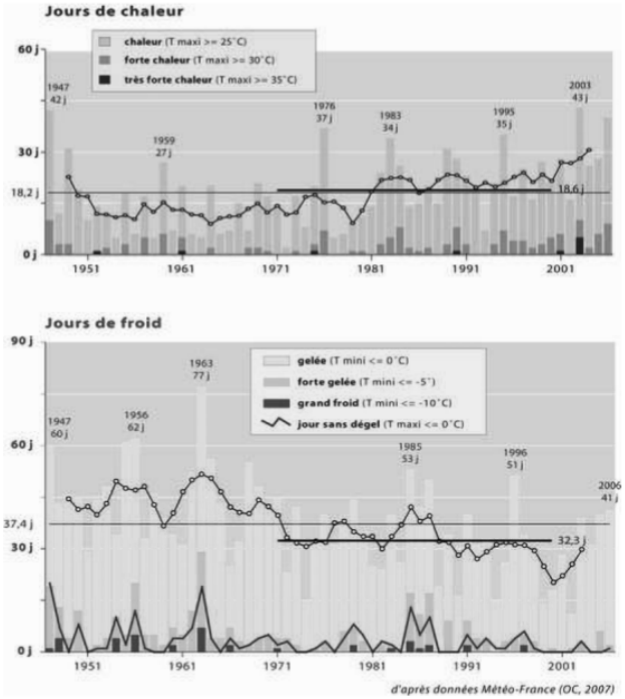


Figure 4 : Variabilité interannuelle et évolution du nombre de jours de chaleur et de froid (« absolus ») par an à Caen entre 1947 et 2006. Représentation par rapport à des seuils de températures minimales et maximales journalières pris comme références. Valeurs vraies (bâtons) ; pour le nombre de jours de chaleur (Tx >= 25°C) ou de froid (Tn <= 0°C) : moyenne mobile d'ordre 5 (courbe), moyenne 1947-2006 (trait) et "Normale" 1971-2000 (trait épais)

Les conclusions sont globalement les mêmes que par l'analyse *relative* précédente. Les « grandes années » ressortent ainsi immédiatement, mais peut-être avec des valeurs qui « parlent » plus directement à notre perception en raison des seuils fixes utilisés.

Pour la chaleur, les années « fastes » sont en général associées à des périodes de canicules mémorables : 1947, 1976, 2003… Pour le froid, l'année 1963 (77 jours avec gelées dont 29 inférieures à -5°C) émerge nettement de tout le reste de la distribution. Cet hiver-là avait d'ailleurs vu la Manche prise en glace en maints endroits, même autour de la péninsule du Cotentin pourtant réputée pour sa douceur. A un degré moindre, mais beaucoup plus récemment, nous retrouvons également le bloc d'années 1985-1986-1987 qui avait marqué les esprits par la fréquence importante de froids sévères et durables « oubliés » depuis le début

des années 1960. Enfin, notons que ces quatre dernières années, même s'il n'a pas occasionné de valeurs remarquables, le froid n'en a pas moins été bien présent dans la durée (valeurs sensiblement supérieures à la Normale officielle 1971-2000)…

4. LA VARIABILITE DES TEMPERATURES AU FIL DES JOURS A CAEN ENTRE 1947 ET 2006…

Pour envisager plus complètement les conséquences environnementales et sociétales de la variabilité des températures, il convient maintenant de replacer ces éléments dans leur succession « vraie », en quelque sorte de définir une variabilité « vécue ». La position géographique de la Normandie impose en effet parfois des variations rapides et prononcées de la circulation atmosphérique qui influencent l'espace géographique et les hommes, *via* les changements incessants de types de temps. Ces faits n'apparaissent pas nécessairement en première analyse. Les « sautes » de températures sont pourtant dangereuses pour la flore, la faune et tout particulièrement pour l'homme car, avec le progrès des conditions de vie, il est devenu paradoxalement plus fragile aux agressions climatiques. Les enquêtes épidémiologiques rappellent que ce dernier est sensible aux valeurs extrêmes mais également à ces « hauts » et ces « bas » qui fatiguent l'organisme. Le tableau 3 traduit le nombre total et la fréquence relative des forts écarts de température possibles d'un jour à l'autre au cours de la période 1947-2006.

Tableau III : Fréquence des fortes variations de la température entre le jour (J) et la veille (J-1) à Caen sur la période 1947-2006 (calculs d'après données Météo-France)

	Température minimale		Température maximale		Température moyenne	
	valeur absolus dTn J / J-1		valeur absolue dTx J/J-1		valeur absolue dTm J/J-1	
Ecarts…	nb total cas	%	nb total cas	%	nb total cas	%
dT >=4°C	3851	17,6%	2865	13,1%	1401	6,4%
dT >= 5°C	2049	9,3%	1551	7,1%	507	2,3%
dT >= 6°C	962	4,4%	837	3,8%	161	0,7%
dT >= 7°C	445	2,0%	437	2,0%	51	0,2%
dT >= 8°C	174	0,8%	212	1,0%	12	0,05%
dT >= 9°C	65	0,30%	119	0,54%	5	0,02%
dT >= 10°C	30	0,14%	62	0,28%	2	0,01%
dT >= 11°C	14	0,06%	24	0,11%	1	0,00%
dT >= 12°C	5	0,02%	9	0,04%	0	0,00%

D'après ce tableau, les fluctuations inter journalières très fortes (>= 10°C) apparaissent plus nombreuses sur les températures maximales (62 cas) que sur les températures minimales (30 cas). Une analyse des types de temps et des saisons d'occurrence correspondant à ces cisaillements brutaux met en avant deux situations distinctes :

- pour les températures minimales, période hivernale : à la suite d'une invasion d'air polaire continental par le nord-est, un fort rayonnement nocturne sur sol enneigé fait chuter la température à des valeurs record. Exemple du début janvier 1985 (différence de 15,1°C entre le 7 au matin avec -4,5°C et le 8 avec -19,6°C, minimum absolu pour la station) ; situation identique en janvier 1979 (différence de 13,3°C entre le 6 au matin avec -5,4°C et le 7 avec -18,7°C) ;

- pour les températures maximales, période estivale : transition d'une masse d'air d'origine tropical continental surchauffée à de l'air polaire maritime frais, nébuleux, accompagnée de pluie. Exemple de juin 1996 (différence de 16,5°C entre le 7 avec un maximum de 31,1°C et 14,6°C seulement le 8). Situations identiques mais légèrement moins prononcées fin juin 1994 et fin août 1961 (différence de l'ordre de 14°C)[6].

En considérant la « succession vraie » des journées, nous retrouvons ces phénomènes de contrastes inter journaliers chaque année. Pour visualiser ce phénomène, voir ci-dessous l'exemple des deux années les plus mémorables de la série : 2003 et 1963 (figure 5a et 5b).

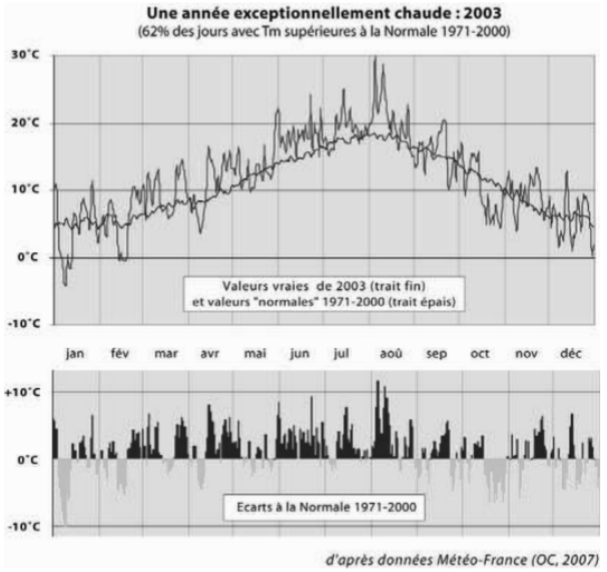


Figure 5a : Variabilité et écarts à la « Normale » 1971-2000 des températures moyennes journalières à Caen lors de l' « année chaude » 2003.

[6] Notons que sur le littoral, des écarts de température tout aussi importants se produisent parfois en été, en quelques heures, voire moins, au gré des entrées de brises marines qui provoquent une interruption brutale de la canicule. L'organisme est alors également éprouvé par les changements importants d'humidité de l'air qui affectent le système respiratoire des personnes sensibles.

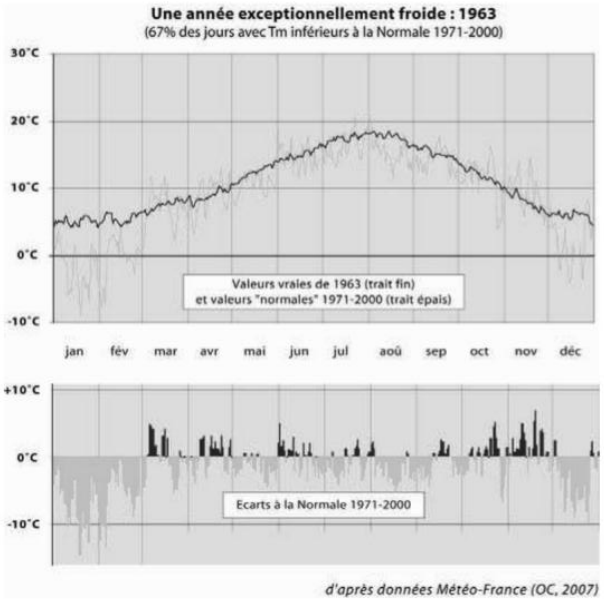


Figure 5b : Variabilité et écarts à la « Normale » 1971-2000 des températures moyennes journalières à Caen lors de l' « année froide » 1963.

La comparaison avec les valeurs de la Normale officielle actuelle 1971-2000 fait ressortir encore davantage les écarts pour l'année 1963 puisque cette moyenne n'intègre pas les années froides du début de la période 1947-2006 mais prend en compte, à l'inverse, les années chaudes de la fin du 20ème siècle.

Dans le cadre d'une analyse appliquée, en relation avec ses conséquences sur le milieu et les êtres qui y sont soumis, évoquons maintenant l'importance du mois d'occurrence d'un phénomène. Les gelées à Caen serviront d'exemple[7] (figure 6). Sur ce graphique, au- delà de la grande variabilité interannuelle de la période de gel, nous voyons apparaître le caractère continu ou discontinu des séquences froides. Il permet également une lecture des gelées précoces et tardives dont le rôle est crucial pour la végétation, notamment pour les cultures de primeurs et les espèces à floraison précoce extrêmement sensible aux froids tardifs.

[7] Pour ne pas tronquer la continuité temporelle, les périodes d'analyse ont été calées du 1er octobre de l'année en cours au 1er juin de l'année suivante. Une synthèse de ces informations concernant les gelées à Caen sur la période 1947-2006 est présentée sous forme de tableau en fin de paragraphe (tableau 4).

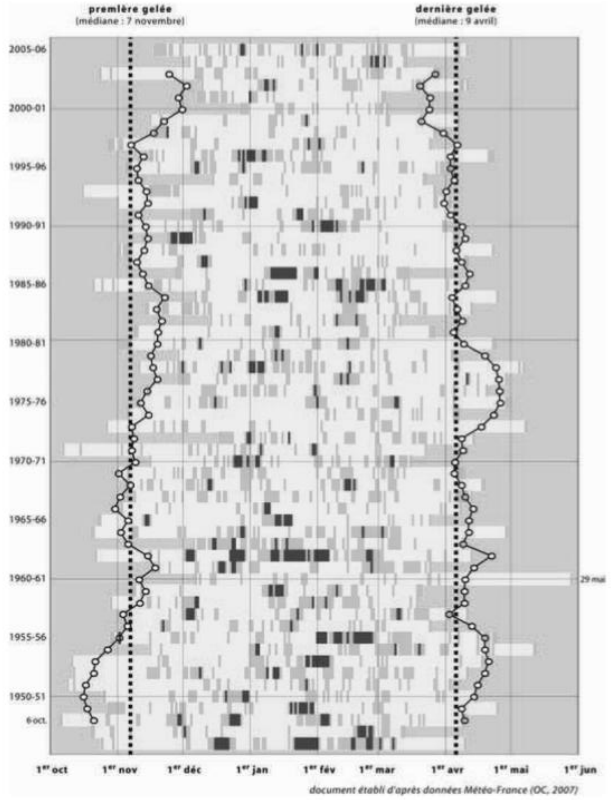


Figure 6 **:** Variabilité interannuelle et évolution des gelées à Caen entre 1947 et 2006. Durée par année de la période avec gelées (bande gris clair), jours avec *gelées* (rectangle gris), dont *fortes gelées* (Tn <= -5°C, rectangle noir) et moyenne mobile d'ordre 5 de la date de première et de la dernière gelée (courbes).

La période de gel s'étale en moyenne sur 5 mois, de début novembre à début avril. La variabilité interannuelle est importante puisque certaines années la première gelée apparaît très tôt dans la période froide (le 6 octobre en 1948) ou au contraire très tardivement (le 28 décembre en 2000). Il en va de même pour la dernière gelée dont la date la plus avancée est le 4 mars (en 2002) et la plus retardée le 29 mai (en 1961). A l'intérieur de cette période d'occurrence, les gelées ne sont bien sûr pas quotidiennes ; leur nombre moyen est d'environ 37, variant de 13 jours (en 1994/95) à 73 jours (en 1962/63). Il est intéressant de remarquer que l'année dont la période de gel a été la plus longue (1973/74, avec 194 jours entre le 27

octobre et le 8 mai) n'a enregistré qu'un total de 24 températures minimales inférieures ou égales à 0°C, soit à peine plus que l'année gélive la plus courte de notre échantillon (20 gelées étalées sur 68 jours en 2000/01, entre le 28 décembre au 5 mars). Certaines années, il se passe parfois des semaines, voire plus d'un mois, entre une gelée et la suivante. Le cas le plus remarquable s'est produit au cours de l'hiver très doux 1974/75 : pratiquement 3 mois se sont écoulés entre la 1ère gelée (6 novembre) et la 2ème (5 février) et seulement 18 gelées au total, valeur la plus basse jamais observée.

Mais pour évaluer l'influence des gelées sur la végétation, il est encore plus utile de voir à quelle période elles se produisent que de comptabiliser leur total saisonnier. De l'automne à la fin de l'hiver, si elles n'atteignent pas des valeurs extrêmes proches du seuil de vie de la plante considérée, les gelées n'ont pas de conséquences fâcheuses. Paradoxalement, durant certains « Grands hivers », les gelées ont été peu fréquentes après le 1er mars : exemple de l'hiver 1962/63, avec seulement 7 cas observés (moyenne de 7,4). *A contrario*, des hivers globalement peu marquants peuvent avoir constitué une véritable contrainte pour la végétation : exemple de l'hiver 1957/58 avec un total pas exceptionnel de 45 gelées (moyenne de 37,4) mais 19 postérieures au 1er mars et 4 après le 1er avril ! La situation a alors été d'autant plus préoccupante qu'une période de temps doux propice au réveil végétal avait eu lieu à la mi-février avec des températures diurnes supérieures à 10°C pendant 9 jours de suite, dont 3 valeurs consécutives entre 16 et 18°C…

Tableau IV : Synthèse des informations concernant les gelées à Caen sur la période 1947-2006 (valeurs record en gras, calculs d'après données Météo-France)

				exemples années froides		*exemples années douces*	
	maxi.	moyenne	mini.	1955/56	1962/63	1994/95	2000/01
durée de la période avec gelées	194 jours (1973/74)	153 jours	68 jours (2000/01)	178 jours	174 jours	99 jours	**68 jours**
nombre de gelées (Tn <= 0°C)	73 jours (1962/63)	37,4 jours	13 jours (1994/95)	64 jours	**73 jours**	**13 jours**	20 jours
nombre de fortes gelées (Tn <= -5°C)	36 (1962/63)	5,5 jours	0 (11 fois sur 60)	20 jours	**36 jours**	0 jour	0 jour
nombre de grands froids (Tn <= -10°C)	7 (1962/63)	0,7 jours	0 (44 fois sur 60)	5 jours	**7 jours**	0 jour	0 jour
nombre de gelées après le 1er mars	28 (1954/55)	7,4 jours	1 (1998/99)	18 jours	7 jours	2 jours	3 jours
nombre de gelées après le 1er avril	8 (1955/56)	1,7 jours	0 (20 fois sur 60)	**8 jours**	2 jours	0 jour	0 jour

	la plus précoce	date médiane	la plus tardive	la plus précoce	la plus tardive	la plus précoce	la plus tardive
date de la première gelée	6 octobre (1948)	7 novembre	28 décembre (2000)	29 octobre	22 octobre	15décembre	**28 décembre**
date de la dernière gelée	4 mars (2002)	9 avril	29 mai (1961)	24 avril	13 avril	23 mars	5 mars

5. APPROCHE GLOBALE SAISONNIERE ET ANNUELLE DE LA VARIABILITE DES TEMPERATURES A CAEN ENTRE 1947 ET 2006

Pour élargir cette analyse journalière, nous avons groupé les valeurs en blocs saisonniers et annuels. Ce procédé nous propose une vision plus classique des données climatiques avec ses avantages (lisibilité) mais aussi ses inconvénients (lissage qui gomme la variabilité « vraie » perceptible au pas de temps vécu quotidien). Dans ces documents apparaissent donc uniquement des années aux épisodes thermiques suffisamment marqués et durables pour être capables d'infléchir les courbes sur des moyennes de trois mois, et *a fortiori* d'un an (figures

7 et 8). Nous retrouvons fort logiquement, mais sous un autre angle, les principales remarques et conclusions évoquées dans le cadre de l'analyse des nombres de jours froids et chauds cumulés sur un an.

5.1. Quelques remarques sur les moyennes annuelles…

De par leur nature, les moyennes annuelles limitent beaucoup l'amplitude possible des températures d'une année à l'autre. Autour d'une valeur centrale de 10,8°C, celles-ci présentent toutefois un écart maximum de 3,0°C (de 9,0°C en 1963 à 12,0°C en 1999 et 2002). En distinguant les valeurs maximales et minimales qui composent cet indicateur, l'amplitude reste sensiblement la même : 3,5°C pour les maximales (de 12,6 en 1963 à 16,1°C en 2003) et 3,0°C pour les minimales (de 5,3 en 1963 à 8,3°C en 1999 et 2002).

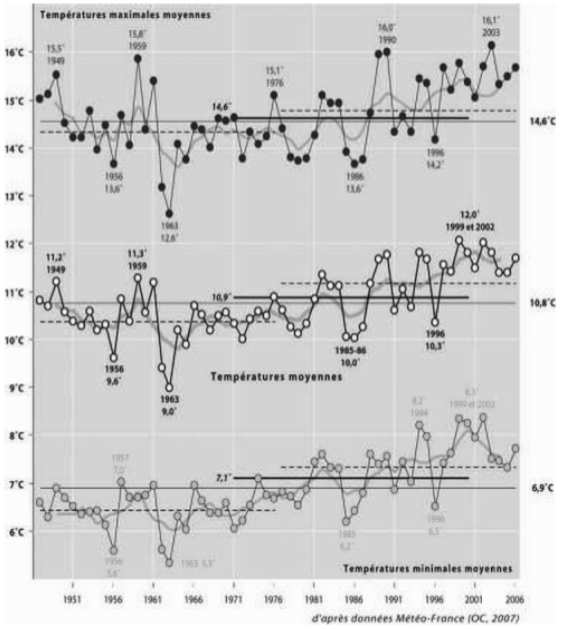


Figure 7 : Variabilité interannuelle et évolution des températures moyennes annuelles à Caen entre 1947 et 2006. Valeurs vraies (ronds), moyenne mobile d'ordre 5 (courbe blanche), moyenne 1947-2006 (trait fin), Normale 1971-2000 (trait épais) et moyennes trentennales 1947-1976 / 1977-2006 (tirets)

La variabilité au pas de temps annuel se manifeste par l'émergence d'années « anormalement » froides (1956, 1963, 1985) ou « anormalement » chaudes (1959, 1982,

1990, 1999, 2002) dont les causes seraient à chercher au niveau des fluctuations de la dynamique atmosphérique générale, engendrant parfois des situations de blocages durables.

5.2. Quelques remarques sur les données thermiques moyennes saisonnières…

Au pas de temps saisonnier, l'influence de la persistance de types de temps « atypiques » est naturellement beaucoup plus flagrante (figure 8). Le caractère thermique exceptionnel de l'automne 2006 en est le dernier exemple marquant, sa tiédeur étant en valeur relative tout aussi remarquable que la chaleur de l'été 2003. A l'opposé, il nous ferait presque oublier les vicissitudes de l'hiver précédant (2005/06), bien en dessous de la Norme. Mémoire et variabilité… Un autre sujet ! Mais c'est sans surprise l'hiver 1962/63 qui ressort bien évidemment le plus de cette chronique avec un déficit moyen supérieur à 5°C pour les trois mois consécutifs qui composent cette saison que l'on pourrait qualifier de véritablement « hors normes ». Froid remarquable à mettre en relation avec une situation atmosphérique également anormale (déficit d'apport radiatif lié à une éruption volcanique lointaine).

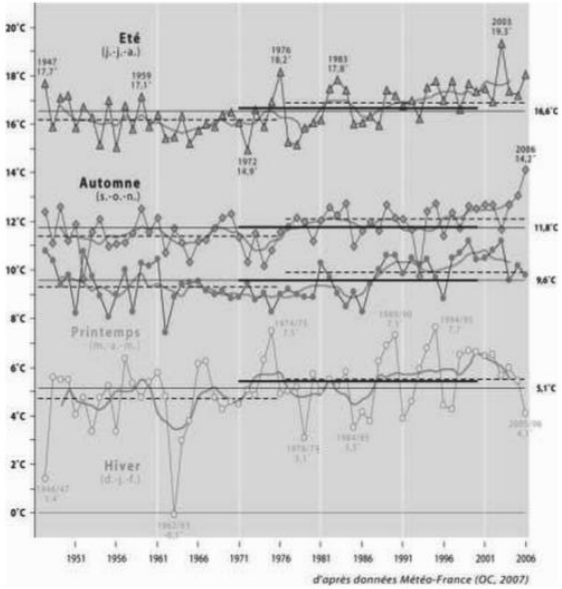


Figure 8 : Variabilité interannuelle et évolution des températures moyennes saisonnières à Caen entre 1947 et 2006. Valeurs vraies (symboles-traits), moyenne mobile d'ordre 5 (courbe blanche), moyenne 1947-2006 (trait fin), Normale 1971-2000 (trait épais) et moyennes trentennales 1947-1976 / 1977-2006 (tirets).

5.3. De la variabilité à la variation… Et demain ?

Au-delà de la variabilité interannuelle des températures, l'adjonction sur ces deux précédents graphiques de la Normale 1971-2000 et des deux moyennes trentennales successives 1947-1976 et 1977-2006 permet de mettre en évidence le « changement climatique ». Force est de constater que la plupart des saisons et des années « chaudes » sont regroupées dans les vingt dernières années. Comme pour la plupart des stations d'Europe Occidentale, Caen-Carpiquet enregistre une élévation sensible et rapide de ses températures aussi bien minimales que maximales.

En terme de contraintes pour la nature et la société, et d'évolution de la contrainte associée au changement climatique, la figure 9 résume la situation. Par rapport aux seuils fixes de chaleur et de froid, on observe un alignement des valeurs au cours de ces dix dernières années (figure 9a). Cela induit *a priori* une augmentation des problèmes liés à la chaleur alors que ceux inhérents au gel diminuent dans le même temps. Pour une approche sociétale, il s'agirait de prendre en compte l'évolution du niveau de vulnérabilité des espaces et des individus. Cet élément influe fortement, comme par exemple sur les conséquences médicales des épisodes climatiques marqués (cf. rôle des facteurs anthropiques dans la forte mortalité durant la canicule de 2003), mais aussi sur le déroulement des activités économiques dans certains secteurs géographiques défavorisés en équipements (cf. déneigement rapide des axes routiers principaux et blocage durable des voies secondaires pour un même aléa)…

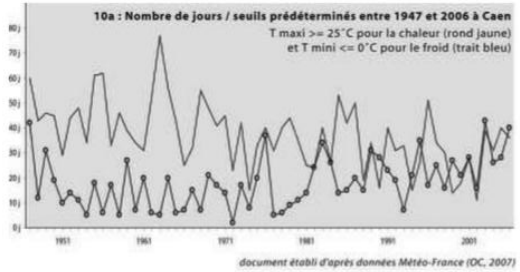


Figure 9 : Evolution des contraintes thermiques à Caen sur la période 1947-2006. Classification des températures de Caen sur la base des données journalières.

En considérant tous les jours de l'année (approche relative, figure 9b), une inversion de tendance se dessine même clairement avec le croisement des courbes de chaleur et de froid depuis le milieu des années 1980 et un net écart entre elles depuis le milieu des années 1990.

Cette évolution régionale s'intègrerait donc dans le « réchauffement planétaire », tendance d'échelle globale très médiatisée depuis quelques années. Pour expliquer l'amplitude et la rapidité encore jamais rencontrées de ce réchauffement depuis le début des observations météorologiques, l'intervention de l'Homme est aujourd'hui systématiquement évoquée (effet de serre additif). A partir de cette hypothèse et des modèles, de multiples scénarii tendent vers un profond changement climatique au cours du 21ème siècle, avec une hausse accrue des températures et une fréquence plus élevée des événements extrêmes… Ces changements climatiques « auront des incidences sur la vie des êtres humains, les systèmes écologiques et l'économie dans tous les pays » (MEDD, 2004). Pour les chercheurs, de nombreuses inconnues demeurent cependant sur les causes profondes de cette évolution climatique remarquable. Notamment sur la part effective de l'homme dans le phénomène car il convient d'inclure l'intervention « naturelle » du jeu d'échelles temporelles et spatiales plus réduites dont nous ne maîtrisons pas toutes les subtilités… A commencer par les fluctuations de la circulation générale d'échelle pluri décennale, en relation notamment avec le rôle des océans. Sans oublier non plus l'intervention de facteurs anthropiques d'échelle fine qui altèrent le bilan d'énergie local, comme les modifications de l'environnement du poste météorologique (ici développement de l'urbanisation caennaise et construction de parkings goudronnés à proximité immédiate du site instrumental…). Ainsi, si les deux dernières décennies apparaissent sans nul doute particulièrement chaudes, le manque de recul historique et l'évolution des sites de mesures limitent nos conclusions sur les causes et l'intensité réelle du réchauffement des températures à Caen-Carpiquet, toutes choses égales par ailleurs...

Au total, en Normandie comme ailleurs, pour assurer la sécurité de la population et la pérennité des aménagements, la Société doit composer avec la variabilité des conditions atmosphériques et anticiper les répercussions d'un changement climatique à court, moyen et long termes. Si les excès climatiques normands ne sont en rien comparables à ceux vécus dans certaines autres régions du globe, ces phénomènes sont à considérer par leur valeur relative. En effet, pour évaluer leurs impacts sur le milieu et les hommes, il convient de les replacer dans leur contexte géographique et climatique. Pour un même aléa, chaque espace est différemment soumis au danger en fonction d'une adaptation préalable liée à la prise en compte de précédents identiques. Beaucoup des problèmes actuels ne trouvent-ils pas ainsi leur origine dans un oubli de certains préceptes de base en matière de sécurité, connaissances bien souvent empiriques que les « anciens » respectaient mais que les sociétés actuelles ont eu tendance à oublier, tant les progrès technologiques ont permis de reculer les limites du possible… Autrement dit, quelle est la part de l'homme dans les dégâts infligés par les excès du climat ?

Conclusion

Derrière le mythe du *climat moyen* - celui des disponibilités « normales » en eau et en énergie qui déterminent en partie la physionomie des espaces géographiques - se cache donc un *climat vécu* plus en phase avec les conséquences des « caprices » de l'atmosphère sur la Nature, l'Homme et ses activités. De ce fait, l'étude de l'aléa et de sa variabilité constitue un sujet d'intérêt majeur pour le chercheur. Dans un contexte de vulnérabilité croissante des sociétés, la finalité appliquée se traduit par une analyse des faits jamais coupée de leurs conséquences. L'apport du géographe-climatologue peut dès lors s'envisager par un

positionnement à l'interface des sciences de l'atmosphère et des sciences humaines, dans le croisement d'outils et de méthodes propres au domaine scientifique et de préoccupations pleinement ancrées dans les problèmes de société actuels et à venir, ce qui valorise l'interdisciplinarité (figure 10).

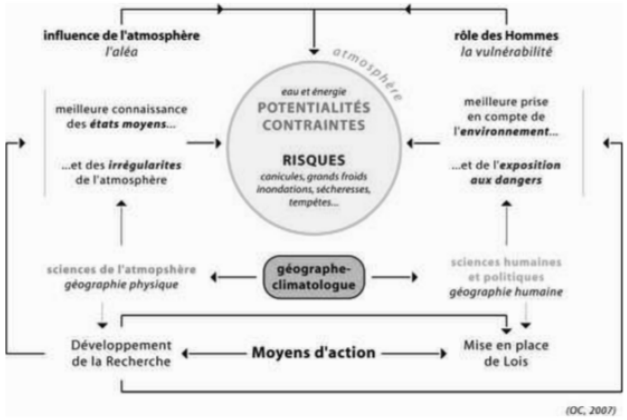


Figure 10 : Organigramme des relations Climat / Société. Les apports du géographe-climatologue

Au cours de la dernière décennie du 20ème siècle et de ce début de 21ème siècle, le caractère excessif de certains épisodes météo-climatiques et la hausse apparente des températures ont contribué à la prise de conscience du risque d'origine climatique. Changement du climat ou « simple » fluctuation d'échelle décennale à pluri décennale, seul l'avenir nous le dira... La responsabilité de l'Homme dans cette évolution est souvent mise en avant mais beaucoup d'incertitudes demeurent cependant tant la machine atmosphérique recèlent encore d'inconnues, notamment au niveau des interrelations océan-atmosphère et des multiples rétroactions positives ou négatives que produit la moindre modification de l'un des maillons de la « chaîne » qui compose le système climatique. Concrètement, au-delà des « normales » climatiques, en matière d'aménagement il s'agit de tenir compte de l'occurrence des phénomènes atmosphériques extrêmes que seule une analyse sur de longues séries fiables et continues est capable de mettre en évidence. Sur le temps long, il convient également d'envisager l'avenir dans un contexte climatique « moyen » progressivement différent de celui que nous connaissons actuellement, avec toutes les conséquences que cela suppose sur les milieux physiques (modifications de la flore, de la faune, des systèmes d'érosion…) et humains (déplacement des potentialités et des risques d'origine climatique…). Les impacts éventuels du changement climatique sont alors à décliner à toutes les échelles géographiques - du global au local - ce qui intéresse par conséquent les décideurs à tous niveaux de responsabilité.

Bibliographie indicative sur quelques références générales et études régionales

ANDRE J-C., DEQUE M., ROGEL P., PLANTON S., 2004 : La vague de chaleur de l'été 2003 et sa prévision saisonnière. *Géoscience*, n° 336, pp. 491-503.

BELTRANDO G., 2004 : *Les climats. Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, coll. U, 261 p.

BESANCENOT J.-P., 2004 : Une vague de chaleur meurtrière : les enseignements de l'été 2003 en France. *Géoconfluences - DESCO - ENS LSH*, Brève - n° 6.

CANTAT O., 1994 : La variabilité des saisons en Basse-Normandie : description et mécanismes essentiels. *Etudes Normandes*, pp. 85-100.

CANTAT O., 1995 : Variabilité et variation climatique en Normandie. *Sécheresse*, vol.6, pp. 273-279.

CANTAT O., BRUNET L., 2001 : Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, n° 622, pp. 579-596.

CANTAT O., J-M. CADOR, 2003 : La variabilité : une caractéristique fondamentale des chroniques hydroclimatiques. *Les chroniques hydrologiques et climatiques*, UMR LETG – CNRS, pp. 12-15.

CANTAT O., 2005 : Dynamique spatio-temporelle d'un événement météo-climatique extrême. La canicule de l'été 2003 en Europe de L'Ouest. *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, n°2, pp. 99-136.

CANTAT O., 2005 : La canicule de l'été 2003 : un épisode météorologique « hors normes » ? Expertise d'un risque climatique en Basse-Normandie. *Cahiers de la MRSH*, n°42, Université de Caen Basse-Normandie, pp. 83-101.

CARREGA P., DUBREUIL V., RICHARD Y., 2004 : Climatologie et développement durable. *Historiens et Géographes*, n°387, pp. 205-209.

ESCOURROU G., 1978 : *Climats et types de temps en Normandie*. Paris, Champion, 1081 et 525 p.

JAN J., BARAER F., 2004 : Episodes climatiques marquants sur le nord-ouest de la France. *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 177-184.

MARCHAND J.-P, 1985 : *Contraintes climatiques et espaces géographiques, le cas irlandais*. Editions Paradigme, Caen, 336 p.

MINISTERE DE L'ECOLOGIE ET DU DEVELOPPEMENT DURABLE, 2004 : *Plan Climat 2004*. 88 p.

PEGUY Ch. –P. 1989 : *Jeux et enjeux du climat.* Paris, Masson, 254 p.

PLANCHON O., 1998 : La notion d'échelle en climatologie : l'exemple des climats maritimes et côtiers en Europe. *Annales de Géographie,* n° 602, pp.363-380.

RICHARD Y., CAMBERLIN P., 2005 : Le changement climatique contemporain : développement d'un champ d'étude à l'interface climat et société. Actes des Journées de Climatologie, Dijon, pp. 21-32.

SAVOURET E., CANTAT O., CAENEGEM G., 2004 : *D-Day / Today. Evolution des Plages du Débarquement*. Normandie – France. Université de Caen, 42 p.

SAVOURET E., CANTAT O., 2007 : Analyse spatiale d'un rapport de force météorologique. Le Jour J, un calcul spatio-stratégique ? *Cahiers du CEHD*, Centre d'Etudes Historiques de la Défense, 17 p. (sous presse).

TRZPIT J.-P., 1970 : *Atlas de la Normandie* (article et planches sur le climat).

TRZPIT J-P., 1978 : La sécheresse en Basse-Normandie ; calamité accidentelle ou mal récurrent. *Etudes Normandes*, n° 1-2, p. 55-74.

TRZPIT J-P., 1996 : Gens de Basse-Normandie : et si l'eau vous était comptée ? *Norois*, n° 16, pp. 9-22.

TRZPIT J-P., 1999 : Le vent, une composante fondamentale de l'environnement en milieu littoral : l'exemple du littoral normand. *Les Documents de la MRSH*, n° 10, pp. 59-70.

VIGNEAU J.-P., 2000 : Le climat océanisé de la façade atlantique médiane de l'Europe, in *Le Climat, l'Eau et les Hommes*, pp. 227-244.

PUBLICATION N°2

CANTAT O., 2004 : **Analyse critique sur les tendances pluviométriques au 20ème siècle en Basse-Normandie : réflexions sur la fiabilité des données et le changement climatique.**

Climatologie, vol. 1, pp. 11-32.

ANALYSE CRITIQUE SUR LES TENDANCES PLUVIOMÉTRIQUES AU 20ème SIECLE EN BASSE-NORMANDIE : RÉFLEXIONS SUR LA FIABILITÉ DES DONNÉES ET LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

O. CANTAT

U.F.R. de Géographie, Géophen, UMR 6554 CNRS LETG
Université de Caen Basse-Normandie cantat@geo.unicaen.fr

Résumé

Les archives climatologiques permettent d'analyser l'évolution des précipitations sur quelques sites de Basse-Normandie depuis la fin du 19ème siècle. Mais l'historique des différents postes révèle de nombreux facteurs directs et indirects de « dérive » pluviométrique qui entraînent une certaine hétérogénéité dans ces séries. La fragmentation spatiale et temporelle des séries nuit alors à la mise en évidence de l'évolution pluviométrique à long terme, et a fortiori sa modélisation. Lorsque les séries comportent trop de lacunes, la reconstitution devient délicate et les valeurs nécessairement plus incertaines… Ainsi, en appliquant le « principe de précaution » à la qualité des données, l'examen des cumuls pluviométriques annuels dans la région de Caen s'est limité aux années postérieures à 1926. Pour la période « sûre » 1927-2000, on ne discerne pas de tendances particulières (- 0,012 mm/an). Si nous avions considéré l'ensemble du 20ème siècle, nos conclusions auraient été toute autres en raison de la sous évaluation chronique des précipitations avant 1927 qui crée artificiellement une nette tendance croissante (+ 0,478 mm/an). Au pas de temps mensuel, en revanche, l'analyse révèle pour la décennie 1991-2000 une nette augmentation de la fréquence des mois pluvieux et des mois secs, avec respectivement 31,7% et 29,2% au lieu des 25% théoriques (quartiles supérieur et inférieur) pour l'ensemble des 74 années de référence.

Mots-clés : changement climatique, évolution régionale, fiabilité des données, variabilité, tendance, précipitations, Basse-Normandie.

Abstract

Critical analysis of rainfalls trends during the 20th century in Low-Normandy. Considerations about reliability of data and climate change.

Climatic records allow to analysis the evolution of rainfalls over some sites of Low-Normandy since the end of the 19th century. But the historical records of different weather stations reveal many direct and indirect factors of rainy drift which lead to a certain heterogeneity of data sets. This spatial and temporal fragmentation doesn't allow underlining objectively trend over a century. When data sets include too many deficiencies, the homogenization of long series of climatological data becomes difficult and the results very risky. For the example of Caen, the analysis confines itself to the period 1927-2000. During these last 74 years, we don't see particular trends (-0.012 mm/year). In return, if we take the 20th century entirely, the conclusions are totally different with an increase of 0.478 mm/year. These contradictions are the result of the non reliability of data before 1927 and their decrease (important reconstitution due to 48% of deficiencies). Inversely, monthly scale shows significant increase of the frequency of rainy and dry months during the last decade 1991-2000, with respectively 31.7% and 29.2% instead of the theoretical 25% (upper and lower quartiles) for this period of 74 years.

Keywords : climate change, regional evolution, validity data, variability, trend, rainfalls, Low-Normandy.

Introduction

Les précipitations constituent la variable climatique la plus anciennement et la plus couramment enregistrée. Pour ces raisons, elles sont un précieux indicateur pour étudier l'évolution du climat. Mais derrière l'attrait des longues séries pluviométriques parfois disponibles, quelles sont les limites dans l'interprétation de ces valeurs ? Données manquantes, changement de matériel, déplacements et fermetures de postes occasionnent de nombreuses ruptures de continuité dans les séries, ce qui ne facilite pas le travail du climatologue… Pour pallier ces problèmes, depuis quelques années un effort considérable a été entrepris à Météo-France pour constituer une base de séries mensuelles de températures et de précipitations en France. Mais quelle est la marge d'erreur du modèle d'homogénéisation ? Peut-on interpréter en terme de tendances sur le long terme des séries issues d'une forte reconstitution ? Dans un premier temps, nous nous interrogerons sur la fiabilité des séries et le travail de reconstitution. Dans un deuxième temps, nous expliquerons comment nous avons choisi une station de référence et sur quelle période nous travaillerons. Enfin, d'un point de vue climatique, il conviendra de distinguer ce qui revient au caractère changeant mais « normal » du climat (variabilité) et ce qui pourrait s'interpréter comme un changement climatique (variation). Les précipitations en Basse-Normandie au cours du 20ème siècle, et plus précisément la série mensuelle continue de 1888 à nos jours disponible sur Caen, illustreront notre propos.

1. Quelques réflexions préliminaires à propos de la fiabilité des séries climatiques

« Les études des variations climatiques à long terme doivent s'appuyer sur des séries exemptes de données manquantes et d'hétérogénéité » (Bigot, 2002). Cette affirmation constitue le fondement même sur lequel repose la crédibilité de toute analyse sur les changements climatiques. Comme il n'existe pas de série de données parfaitement fiables et continues, une part d'incertitude demeurera toujours dans la quantification des évolutions climatiques… Pour minimiser cette « inconnue », les statistiques permettent de construire des outils

capables de combler les lacunes d'observations et de vérifier la fiabilité des données. La validation statistique des séries temporelles est donc le préalable fondamental pour établir une recherche objective à partir des bases de données climatiques fournies par divers organismes.

1.1 La détection des discontinuités temporelles dans les séries climatiques

Les logiciels de détection des discontinuités temporelles s'appuient sur l'usage de divers tests que l'on peut classer en quatre groupes principaux : tests d'ajustement, de conformité, d'autocorrélation et d'homogénéité. Ces tests ne détectent pas des « erreurs » mais relèvent, en fonction d'un seuil de détection donné, des anomalies par rapport à des hypothèses de distribution statistique. A Météo-France, la Direction de la Climatologie procède actuellement à l'homogénéisation des séries pluviométriques et thermiques centenaires (programme Prodige : recherche de données anciennes et homogénéisation). Ce travail repose sur l'adaptation des recherches récentes de Mestre (2000), elles-mêmes inspirées de la règle bayésienne invariante optimale, dite de Causinus et Lyazrhi (1997). Cette nouvelle méthodologie détecte un nombre inconnu de ruptures et de points aberrants dans un échantillon gaussien et permet ensuite de définir un nouveau modèle de correction. Grâce à ces traitements, les longues séries proposées par Météo-France se prêtent mieux à une analyse évolutive (Moisselin *et al.,* 2002). Cependant, ces procédures automatisées présentent aussi des limites. Pour une même série, excepté pour les ruptures visibles « à l'œil nu », l'emploi des différentes méthodes de détection des discontinuités temporelles ne donne pas toujours des résultats identiques (dates charnières différentes)... Par ailleurs, d'un point de vue appliqué, l'outil statistique n'est pas conçu pour déterminer la cause de ces ruptures : naturelles - significatives d'un changement climatique réel – avec une modification généralement lente et progressive des variables climatiques, ou artificielles - pouvant être considérées comme un artéfact de la chronique - matérialisées par des ruptures plus franches ? Là intervient la connaissance des métadonnées, c'est-à-dire des « *données qui décrivent les données* ».

1.2 Les diverses causes de discontinuité temporelle dans les séries climatiques

1.2.1 les risques de discontinuité dans la chaîne d'acquisition des données

Il existe quatre phases durant lesquelles peut survenir le « parasitage » des séries climatiques : lors de la mesure, lors de la transmission, lors du stockage et/ou lors du traitement des données. L'ensemble des travaux effectués à ce sujet met en évidence le rôle essentiel du stade de la mesure pour expliquer les discontinuités temporelles. Le changement d'emplacement de la station serait la cause majeure à l'origine des ruptures d'homogénéité statistique pour les précipitations, mais aussi pour les températures et la force du vent (Heino, 1996).

Ces constats illustrent l'importance capitale de l'archivage des métadonnées stationnelles (changements des caractéristiques instrumentales et environnementales du site) pour pouvoir interpréter convenablement les ruptures d'homogénéité des séries climatiques. Ceci explique l'effort de collecte des données et des métadonnées anciennes par Météo-France pour mieux cerner la diversité régionale des évolutions du climat. La dispersion, et parfois même la disparition des archives (destruction du support papier lors de la fermeture de la station ou de la retraite du technicien), constituent alors des pertes d'informations essentielles et irremplaçables.

1.2.2 l'influence des facteurs géographiques locaux sur l'homogénéité des séries

Dans les milieux soumis à d'importantes mutations paysagères, la modification des facteurs géographiques locaux peut induire des dérives parfois supérieures aux tendances naturelles (Escourrou, 1981). Les études de climatologie urbaine prouvent à quel point le développement des surfaces et des volumes bâtis altère le bilan d'énergie et le bilan d'eau local (Escourrou, 1991). En France, comme dans beaucoup de pays à travers le monde, nombre de stations à l'origine rurale sont aujourd'hui en position péri-urbaine, voire intra-urbaine. Les conséquences climatiques du changement des facteurs géographiques locaux viennent alors se greffer sur des évolutions régionales réelles. Une connaissance précise de l'évolution du contexte géographique général et du site de la station météorologique permet ainsi d'expliquer des contrastes climatiques spectaculaires mais totalement indépendants du *Global Change* ou d'une modification régionale de la circulation atmosphérique générale. A Paris, par exemple, la présence de l'« îlot » de chaleur urbain nocturne provoque une réduction par deux du nombre de jours de gelées (30/60) et une disparition quasi-totale des brouillards dans le centre de l'agglomération (Cantat, 2004)…

1.3 La reconstitution des séries climatiques

En remontant dans le temps, le taux de remplissage des bases de données présente souvent des faiblesses qu'il faut combler artificiellement : la reconstitution s'effectue à partir de diverses procédures fondées sur des lois mathématiques et les relevés des stations voisines.

D'un point de vue statistique, les méthodes de comblement permettent *« de remplacer les valeurs manquantes par des estimations présentant des qualités (vraisemblance) et des indices de confiance (variance d'estimation), mais toujours sous réserve de validité du modèle statistique retenu »* (Laborde, 2002). D'un point de vue spatial, ces méthodes qui reposent sur le caractère a priori semblable de la pluviométrie dans un espace proche de la station de référence comportent des « risques » puisque, au gré de la topographie et de la nature des masses d'air, la proximité géographique n'est pas forcément le critère le plus pertinent à prendre en compte (Cantat et Brunet, 2001). Ces remarques

techniques et géographiques rappellent clairement, s'il en était encore besoin, que rien ne peut remplacer les mesures « vraies »…

Au total, les chaînes de travail pour la détection des anomalies et le comblement des lacunes permettent d'éliminer une grande part des variations artificielles dans les séries climatiques. Cependant, *« l'objectivité de ces outils n'est qu'interne à la modélisation statistique des phénomènes »* (Laborde, 2002) : quelque soit l'amélioration des sciences et des techniques, aucun procédé ne pourra jamais retrouver « exactement » les mesures manquantes ou erronées. C'est pourquoi, même après correction, Météo-France estime actuellement à 10% l'ordre de grandeur des variations résiduelles possibles, soit l'équivalent des plus fortes tendances enregistrées sur un siècle (Moisselin *et al.*, 2002)… Pour garantir le minimum d'incertitudes lors de l'interprétation des séries, il est donc nécessaire de travailler à partir de chroniques certifiées (bases de données *Banques Pluvio* et *Transclim* de Météo-France, par exemple), enregistrées sur des sites stables du point de vue des protocoles de mesures et des conditions d'observation (matériel homologué, absence de déplacement des postes, préservation des conditions de sites). Ensuite, en fonction des objectifs de recherche, le climatologue pourra opter soit pour les données originelles, soit pour des séries homogénéisées… Mais rappelons-le, comme le souligne Bigot (2002) dans son article de synthèse sur la détection des discontinuités temporelles au sein des séries climatiques, *« rien n'est plus dramatique pour le climatologue que d'obtenir des séries corrigées, homogénéisées, sans retour possible en arrière lorsqu'on ne connaît ni les procédures utilisées ni les données sources »*.

2. Approche qualitative des longues chroniques pluviométriques en Basse-Normandie

Ces quelques réflexions préliminaires incitent donc à beaucoup de prudence dans le choix des données à valider pour constituer une « série de référence ». Dans la mesure où le climatologue dispose de métadonnées pouvant permettre une interprétation géo-historique des séries, n'est-il pas, parfois, plus souhaitable de travailler sur les données originelles que sur des séries homogénéisées ? Une « expertise » métrologique et géographique des données disponibles en Basse-Normandie guidera notre sélection.

2.1 Le choix de la station de référence bas-normande

2.1.1 l'historique des postes pluviométriques

En Basse-Normandie, l'historique des postes pluviométriques démontre l'existence des premières mesures disponibles peu avant 1870 (figure 1). Les données les plus anciennes sont celles de Caen (1865) pour le département du Calvados, d'Alençon (1865) pour l'Orne et de Mortain (1861), St-Lô (1865) et Ste-Marie-du-Mont (1868) pour la Manche.

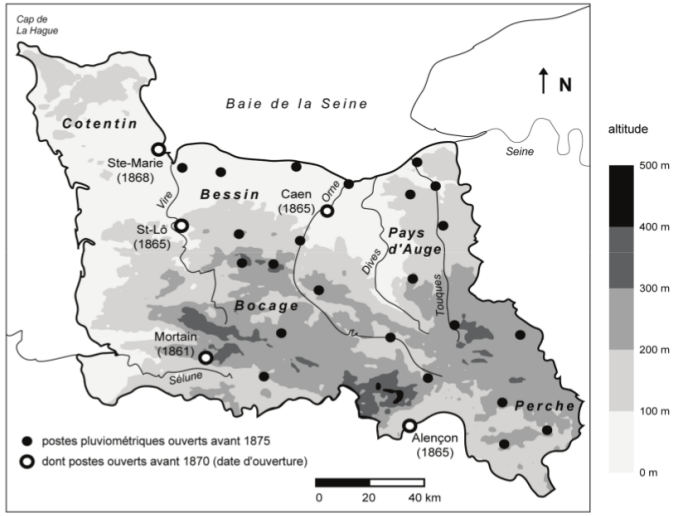


Figure 1 : Cadre géographique et emplacement des plus anciens postes pluviométriques en Basse-Normandie. *Main geographical components and localization of old climatological measurements in Low-Normandy.*

La fermeture ou le déplacement des « vieux » postes empêchent malheureusement la constitution de très longues séries climatiques. Ainsi, aucune des stations météorologiques bas-normandes évoquées précédemment n'est encore en service actuellement. Le plus ancien poste « fixe et continu » est celui d'Auderville, ouvert en 1921 (sémaphore de la Hague, pointe nord-ouest du Cotentin).

La figure 2 traduit les changements d'emplacements et l'évolution du nombre de postes pluviométriques maintenus en service continu depuis le début du siècle. La région ne dispose pas de série séculaire « vraie » mais, pour analyser l'évolution sur un demi-siècle, on dénombre 11 postes répartis de façon assez homogène dans les trois départements (Manche, Orne et Calvados). La courbe traduit bien aussi la politique de densification et de pérennisation du réseau de mesures entreprise par Météo-France depuis plus de trente ans, ce qui permet une approche plus exhaustive de l'évolution du champ pluviométrique. Sur les 137 postes pluviométriques actuellement en service en Basse-Normandie, 84 possèdent ainsi une ancienneté supérieure ou égale à dix ans (décennie 1991-2000 complète). Pour les trente dernières années, la normale

climatique est maintenant disponible pour 30 postes représentatifs des différentes unités climatiques de la région, de la variante très océanisée du nord Cotentin aux tendances plus continentales du Perche (Escourrou, 1978).

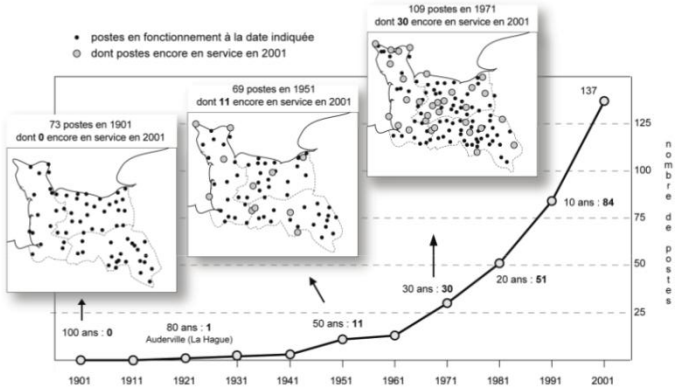


Figure 2 : Evolution de la localisation et du nombre de postes pluviométriques en fonctionnement continu en Basse-Normandie entre 1901 et 2001. *Evolution of localization and number of rainy stations in continuous working in Low-Normandy between 1901 and 2000.*

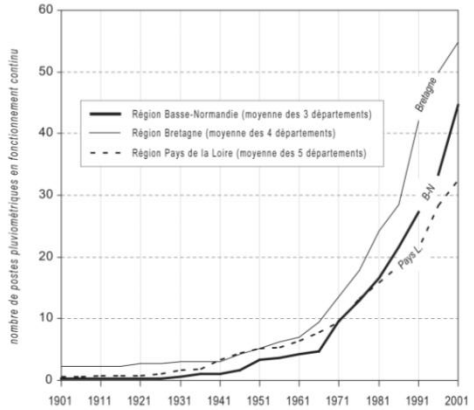


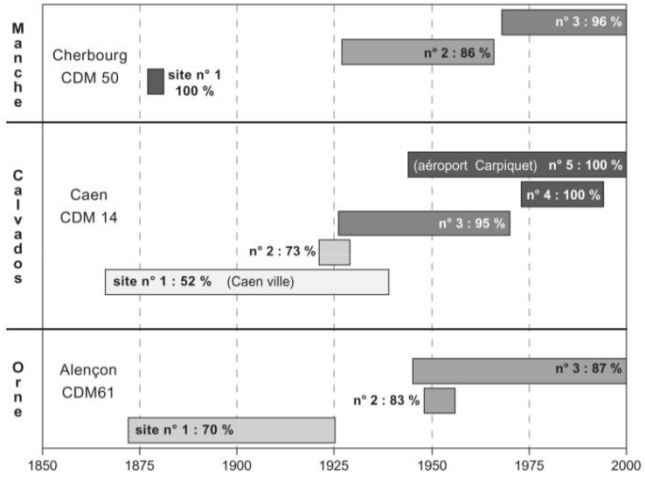
Figure 3 : Evolution entre 1901 et 2001 du nombre de postes pluviométriques toujours en fonctionnement en 2001 dans l'Ouest de la France. *Evolution between 1901 and 2001 of the number of rainy stations always in continuous working in west of France.*

La situation en Basse-Normandie est représentative de l'ensemble de l'Ouest de la France. L'évolution du nombre de postes pluviométriques est quasi identique pour les régions Bretagne et Pays de la Loire, avec une nette augmentation à partir des années 1970 (figure 3).

2.1.2 la « qualité » des longues séries pluviométriques disponibles

L'utilisation des longues séries bas-normandes pose des problèmes en raison du grand nombre de données manquantes (taux de remplissage et interruption des mesures), des différences de matériels et des changements de sites pour une même station. Pour illustrer ces restrictions, voici l'exemple des trois Centres Départementaux Météorologiques (CDM) bas-normands (figure 4) :

- changements de sites : 5 pour Caen, 3 pour Alençon et Cherbourg ;
- taux de remplissage de la base de données : 14% de données manquantes à Cherbourg entre 1927 et 1966, 30% à Alençon entre 1872 et 1925 et 48% à Caen entre 1865 et 1939… ;
- coupures chronologiques entre différents sites pour une même station : 20 ans à Alençon entre 1925 et 1945, 46 ans à Cherbourg entre 1881 et 1927.



(l'intensité de gris indique le taux de remplissage croissant de la base de données)

Figure 4 : Historique des 3 centres météorologiques départementaux de Basse-Normandie entre 1850 et 2000 (sites successifs, durée et taux de remplissage des bases de données). *Historical records of the 3 departmental meteorological centres of Low-Normandy between 1850 and 2000.*

Même s'il existe quelquefois des postes « continus » plus anciens que les CDM - comme Auderville, ouvert depuis 1921 mais avec 10% de données manquantes toutefois -, nous privilégierons ces derniers car la présence permanente de personnel qualifié et le contrôle des « facteurs environnementaux » assurent a priori une plus grande représentativité et une meilleure homogénéité aux relevés.

Ainsi, ne serait-ce que par la fragmentation spatiale et temporelle des séries, toute tentative de mise en évidence de l'évolution pluviométrique à long terme, et a fortiori sa modélisation, paraît être une entreprise délicate. Les données de Caen permettent cependant une lecture « raisonnable » du long terme, au moins depuis 1927, grâce à un fort taux de remplissage de la base de données et au recouvrement partiel des mesures entre les différents sites.

2.2 Test d'homogénéité de la série pluviométrique de Caen

Au terme d'une longue collecte d'informations dans diverses archives et d'un minutieux travail de reconstitution, le centre départemental de Caen a pu proposer dans les années 1980 une série pluviométrique mensuelle complète de 1888 à nos jours. Pour produire cette base de données continue, en raison des lacunes et des changements de postes évoqués précédemment, un traitement sur les données a été nécessaire. Avant d'interpréter ces données, il convient de tester leur homogénéité. Dans notre cas, un indicateur statistique « simple » met en évidence une rupture de continuité (figure 5).

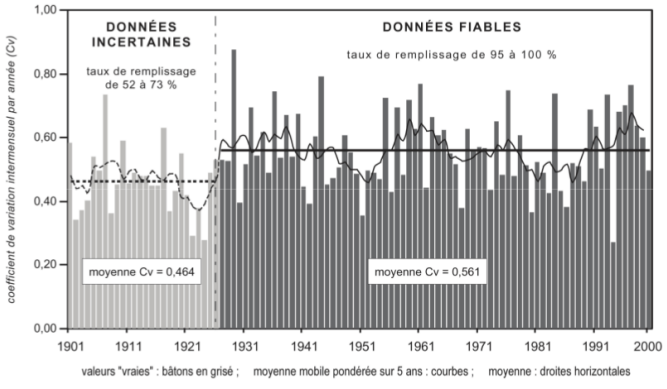


Figure 5 : Evolution annuelle du coefficient de variation intermensuel de la pluviométrie à Caen entre 1901 et 2000. *Evolution of inter monthly variation coefficient of rainfalls in Caen between 1901 and 2000.*

Le coefficient de variation (Cv) de la pluviométrie mensuelle entre 1901 et 2000 montre une augmentation nette à la fin des années 1920 : les données les plus anciennes présentent un déficit moyen significatif du Cv, avec une valeur de 0,464 pour 1901-1926 contre 0,561 pour 1927-2000. La courbe lissée confirme indubitablement la présence de deux « populations » différentes (moyenne mobile pondérée de Spencer d'ordre 15). Comment expliquer cette discontinuité majeure ? Réalité climatique ou difficulté du travail de reconstitution, notamment lorsque la base de données comporte beaucoup de lacunes ? Il est difficile de trancher catégoriquement. Rappelons toutefois que cette période se rapporte au plus faible taux de remplissage de la base de données (52%). De ce fait, la fiabilité de la reconstitution devient plus problématique. Mais comment pourrait-il en être autrement avec presque une donnée manquante sur deux ? Les séries voisines peuvent aider à combler les « trous » mais elles sont elles-mêmes soumises à des lacunes comme l'ont été toutes les stations françaises dans les années 1920 et les périodes de guerre. Il est probable que les phénomènes pluviométriques forts aient été sous-évalués, ce qui entraîne la réduction de l'amplitude annuelle et donc une diminution du coefficient de variation.

Pour le haut degré de précision nécessaire à la recherche de tendances sur le long terme, une absence de données nous apparaît ici préférable à une donnée « incertaine ». Ainsi, la période 1901-1926 ne sera pas intégrée dans les calculs car ces données pourraient provoquer artificiellement des tendances non significatives climatiquement. De 1927 à nos jours, au-delà de la grande variabilité du coefficient de variation, l'absence de rupture apparente parmi ces oscillations tend à confirmer l'homogénéité de la série. Le taux de remplissage très élevé de la base de données (95% entre 1927 et 1944 ; 100% après 1944) conforte cette hypothèse. Par ailleurs, les conséquences du transfert de la station intra-muros de Caen (site n° 3, La Maladrerie) vers les installations de l'aéroport de Carpiquet (site n° 5, environ 5 km à l'Ouest) sont contrôlables grâce à plus de 20 ans de mesures simultanées pour ces deux postes (de 1947 à 1970).

2.3 La représentativité géographique des données ponctuelles de Caen

A partir de la matrice croisée des corrélations sur les 84 postes pluviométriques en fonctionnement continu sur la décennie 1991-2000, une analyse du champ pluviométrique mensuel montre que les tendances mises en évidence d'après la longue série de Caen sont a priori représentatives d'une grande partie de la Basse-Normandie. Les cartes de corrélation spatiale tracées pour chaque CDM révèlent ainsi l'homogénéité spatio-temporelle des entités climatiques (figure 6). Il s'agit ici de caractériser la ressemblance d'évolution inter-journalière des précipitations et non pas leurs quantités qui dépendent, elles, fondamentalement de l'altitude et de l'exposition aux flux pluvieux (figure 7).

La représentativité géographique des données stationnelles de Caen s'étend à l'essentiel du département du Calvados, en allant du Bessin au Pays d'Auge, en passant par le nord du Bocage et la Plaine de Caen. Les aires de Cherbourg et Alençon complètent les secteurs laissés en marge par Caen, avec au nord-ouest le Cotentin et au sud-est le Perche dont les comportements pluviométriques inter-journaliers diffèrent quelque peu en raison de l'éloignement avec Caen et des facteurs géographiques locaux (Trzpit, 1970).

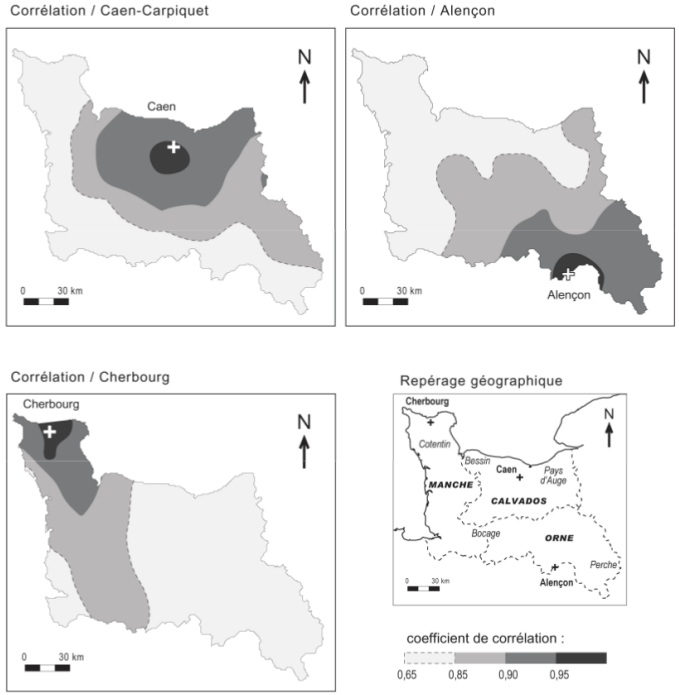


Figure 6 : Représentativité géographique de la pluviométrie des 3 Centres Départementaux Météorologiques de Basse-Normandie (1991-2000). *Rainy influences areas of the 3 DMC of Low-Normandy (1991-2000).*

En définitive, l'analyse de l'évolution des précipitations en Basse-Normandie au cours du 20ème siècle se fera à partir de la série reconstituée de Caen 1888-2000, mais les calculs de tendance seront limités à la période a priori « sûre » 1927-2000, soit 74 années consécutives.

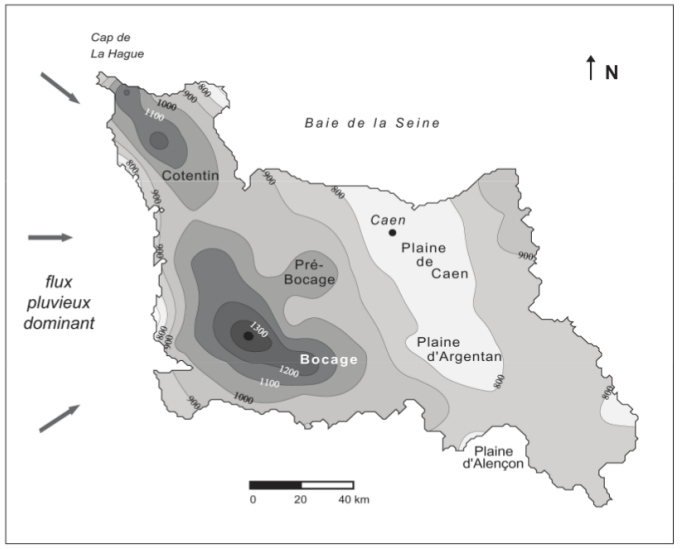
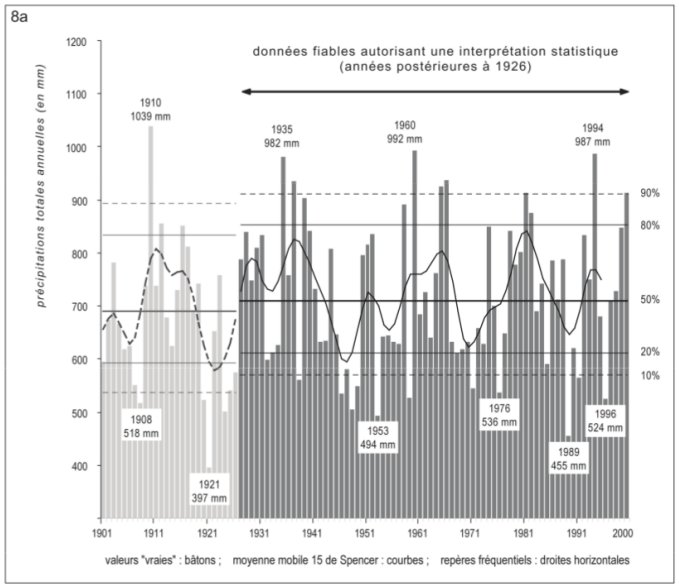


Figure 7 : Répartition de la pluviométrie annuelle en Basse-Normandie (1991-2000). *Map of yearly rainfalls in Low-Normandy (1991-2000).*

3. Les enseignements de 100 ans de précipitations en Basse-Normandie

La marge d'erreur incompressible de 5 à 10% sur la détermination des cumuls annuels reconstitués est sans conséquence majeure pour retracer les principaux épisodes marquants de la pluviométrie au cours du 20ème siècle dans la région de Caen (figure 8). En effet, qu'il soit tombé 350 ou 400 mm en 1921, ou à l'opposé 1000 ou 1100 mm en 1910, cela ne change pas fondamentalement les données du problème pour caractériser ces années-là d'exceptionnellement déficitaire ou excédentaire. L'ampleur des conséquences hydrologiques, agricoles et environnementales (sécheresses et inondations) témoignent de ces conditions pluviométriques très excessives. Pour l'historien, le géographe ou l'économiste devant prendre en compte le rôle des conditions climatiques pour expliquer le déroulement d'une période donnée, une précision millimétrique, et même déca-millimétrique, n'est pas indispensable. En revanche, cette même marge d'erreur devient rédhibitoire pour le climatologue qui cherche à mettre en évidence une tendance séculaire. A chaque usage correspond un degré de précision de la donnée qui détermine lui-même la pertinence des conclusions…



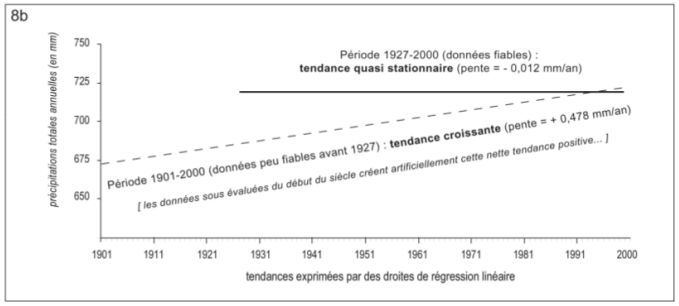


Figure 8 : Evolution des précipitations annuelles à Caen entre 1901 et 2000. *Evolution of yearly rainfalls in Caen during the 20th century.*

3.1 De la variabilité à la variation pluviométrique…

Dans le cadre d'une approche globale de la pluviométrie sur l'ensemble du 20ème siècle, la comparaison des cumuls annuels met avant tout en évidence la très grande variabilité de ce paramètre : à Caen, les valeurs oscillent fréquemment entre 500 et 1000 mm, soit du simple au double. Les « Grandes Années », sèches (1921, 1976, 1989…) ou pluvieuses (1910, 1935, 1960, 1994…), ressortent clairement de cette chronique séculaire. Pour la période aux données incertaines du début du siècle (en grisé clair), on observe un net décrochement des repères fréquentiels, ce qui matérialise clairement la rupture statistique évoquée précédemment (avec la date charnière de 1927, figure 5), mais n'empêche nullement le rattachement à une année sèche ou pluvieuse de chacun de ses constituants.

Autre élément notable de cette chronique, la succession totalement aléatoire et à très peu d'intervalle de temps d'années très contrastées : 1908 (508 mm) / 1910 (1039 mm) ; 1959 (528 mm) / 1960 (992 mm) ; 1994 (987 mm) / 1996 (524 mm). On observe également des « blocs » de 2 à 5 années excédentaires (1965-1966 ; 1977 à 1982 ; 1999-2000) ou déficitaires (1920-1921 ; 1924 à 1926 ; 1947 à 1950 ; 1989 à 1991). En terme de variabilité interannuelle, l'énumération de ces quelques exemples montre que l'on ne peut pas parler de *changement de climat* puisque ce qui s'est produit ces dernières années a déjà eu lieu par le passé… La moyenne mobile de Spencer (établie sur un pas de temps de quinze années glissantes) facilite la lecture d'ensemble du document. Cette courbe présente quatre pics majeurs (vers 1910, dans le milieu des années 1930 et 1960 et au début des années 1980) et, inversement, quatre creux (au début des années 1920, au milieu des années 1940 et à la fin des années 1960 et 1980). Dans ce contexte de très fortes fluctuations par rapport à la valeur médiane (environ 700 mm), il est bien difficile de dégager des tendances et des cycles…

3.2 La recherche des principales tendances pluviométriques à Caen au cours du 20ème siècle

3.2.1 tendances sur les cumuls pluviométriques annuels

Sur l'ensemble du 20ème siècle, une nette tendance croissante apparaît avec en moyenne + 0,478 mm/an (figure 8b). Cette valeur est de l'ordre de grandeur de celle annoncée par le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC, ou IPCC en anglais) dans son troisième rapport adopté à Shanghai en janvier 2001. Le texte mentionne une augmentation de 0,5 à 1% par décennie du cumul annuel sur le 20ème siècle aux moyennes et hautes latitudes continentales de l'hémisphère nord (Houghton *et al.,* 2001). Problème pour Caen, cette croissance semble créée par les données vraisemblablement sous évaluées de 1901 à 1926 qui font « pivoter » artificiellement la droite de régression.... En se limitant aux données pluviométriques fiables, c'est-à-dire lorsque la base de données possède un taux de remplissage supérieur ou égal

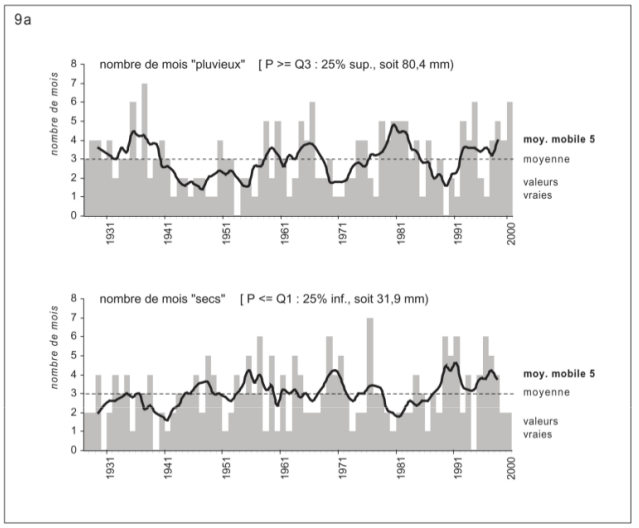
à 95%, nous n'observons quasiment plus de variation (- 0,012 mm/an pour la période 1927-2000).

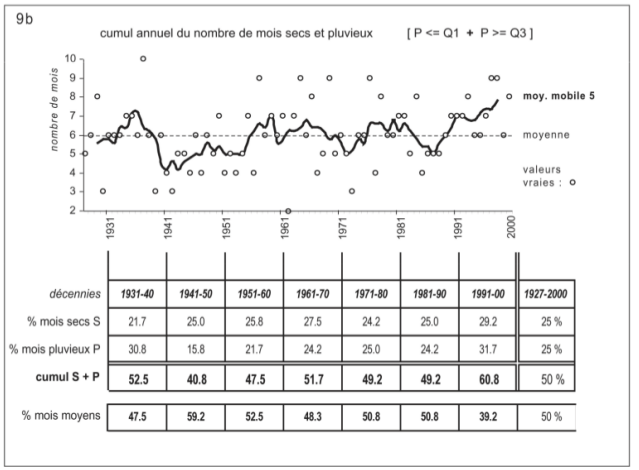
3.2.2 tendances sur le nombre de mois pluvieux et de mois secs par an

Une année n'étant pas un bloc homogène, la seule chronique des cumuls pluviométriques annuels n'est pas représentative du climat « vécu » et de son éventuelle évolution à l'échelle saisonnière. En Normandie, combien d'années globalement peu pluvieuses ont cependant connu de graves inondations, comme en 1995 par exemple (Cantat et Gires, 1996). Cette constatation va dans le sens d'une augmentation hivernale et d'une réduction estivale des précipitations observées dans l'ouest de la France ces dernières décennies. Dans le cadre de cet article, nous limiterons notre attention à l'évolution annuelle des contrastes entre mois secs et mois pluvieux (figure 9).

Le traitement s'appuie sur une analyse fréquentielle de l'échantillon des 888 mois consécutifs, de janvier 1927 à décembre 2000. Pour disposer d'un nombre de cas suffisant, les premier et troisième quartiles ont été choisis comme seuil pour qualifier un mois comme « secs » ou « pluvieux », indépendamment de la saison. D'un point de vue statistique, l'année-type enregistre donc trois mois « secs », trois mois « pluvieux » et six mois « moyens » (précipitations mensuelles comprises entre Q1 (25%) et Q3 (75%), soit ici entre 31,9 et 80,4 mm). D'après ce graphique, la variabilité est toujours de règle, avec des séquences à dominantes pluvieuses accompagnées d'un faible nombre de mois « secs » (début des années 1980), et inversement des séquences sèches comportant quelques mois « pluvieux » (début des années 1970) (figure 9a).

La dernière décennie (1991-2000) présente la particularité de cumuler à la fois une fréquence élevée de mois « pluvieux » (31,7%) et de mois « secs » (29,1%) (figure 9b). Si la variabilité demeure, elle se cantonne ici constamment au-dessus de la valeur moyenne des 6 mois (3 + 3) établie sur la période 1927-2000 : sur les 10 dernières années, on enregistre trois fois 6 mois, trois fois 7 mois, deux fois 8 mois et deux fois 9 mois (voir le nuage de points). Cette nette augmentation apparaît plus lisiblement encore sur la courbe de la moyenne mobile et sur le tableau de synthèse par période décennale. Avec près de 61% de mois contrastés, contre 41 à 52% pour les six décennies précédentes, le tableau montre que cette situation originale n'a pas d'équivalent sur la période d'étude. En revanche, un « négatif » apparaît avec la décennie 1941-1950 où, au contraire, les mois contrastés furent fortement sous représentés (40,8%). La genèse de ce phénomène « inverse » est différente de la période actuelle. Dans ce cas, la réduction du nombre de mois contrastés fut largement conditionnée par une longue série d'années sans mois très pluvieux (15,8%), les mois secs s'équilibrant juste à la moyenne (25,0%).





décennies	1931-40	1941-50	1951-60	1961-70	1971-80	1981-90	1991-00	1927-2000
% mois secs S	21.7	25.0	25.8	27.5	24.2	25.0	29.2	25 %
% mois pluvieux P	30.8	15.8	21.7	24.2	25.0	24.2	31.7	25 %
cumul S + P	**52.5**	**40.8**	**47.5**	**51.7**	**49.2**	**49.2**	**60.8**	50 %
% mois moyens	47.5	59.2	52.5	48.3	50.8	50.8	39.2	50 %

Figure 9 : Evolution du nombre de mois secs et pluvieux à Caen entre 1927 et 2000.
Evolution of dry and rainy months in Caen between 1927 and 2000.

4. Discussion

Le « principe de précaution », appliqué à la qualité des données, nous a conduit à limiter l'examen des précipitations dans la région de Caen aux 74 dernières années (1927-2000). Pour les cumuls annuels, l'analyse confirme la très grande variabilité de ce paramètre mais ne permet pas de discerner de tendances particulières sur le long terme.

La série de Caen reposant sur une reconstitution antérieure aux dernières méthodes d'homogénéisation développées par Météo-France, nous nous sommes volontairement limités aux données « fiables » de 1927 à 2000. De ce fait, nos résultats sont nécessairement différents et difficilement comparables à ceux publiés par Météo-France dans son étude de l'évolution des précipitations en France durant le 20ème siècle (Moisselin *et al.,* 2002). Dans cet article, les douze séries centenaires reconstituées par la Direction de la Climatologie pour le Calvados présentent toutes une hausse. Hausse certes, mais une hausse qualifiée de « *non significative au seuil de 95% de confiance* » (pointage du coefficient de Spearman pour le cumul annuel des précipitations). Moisselin (2002) souligne plus généralement que les précipitations « *souffrent d'une répartition inégale et présentent un signal moins organisé* (que les températures) *et des tendances bien souvent en limite de significativité* ». Cette hausse « *non significative* » est d'ailleurs commune à presque toutes les séries reconstituées du nord-ouest de la France. Qu'en conclure ? Quand les séries ré-homogénéisées de Caen seront accessibles via Climathèque, la comparaison des « données anciennes » et « nouvelles » sur la période 1927-2000 permettra une approche comparative directe des résultats. Ceci constitue la prochaine phase de l'étude et permettra de mieux cerner encore les avantages et les limites dans le domaine de la reconstitution des séries climatiques.

Rappelons aussi que, même en nous limitant à la période « sûre » 1927-2000, avec les données anciennes ou nouvelles (ré-homogénéisées), nos observations sur l'évolution du climat sont à nuancer en raison des modifications géographiques d'échelle locale qui peuvent altérer progressivement l'homogénéité temporelle des mesures. Depuis la Seconde Guerre mondiale, la population de l'agglomération caennaise a plus que triplé, passant d'environ 60.000 habitants à plus de 200.000 aujourd'hui (Guide du Calvados, 1996). Il n'est pas exclu de penser que l'extension de l'espace bâti de Caen, et surtout des villes périphériques, affecte légèrement la pluviométrie en raison de la modification - même faible - de la trajectoire et du degré de stabilité des masses d'air due à l'effet urbain. Comment soustraire ce facteur local de l'évolution climatique générale ? Plus localement encore, les modifications de la végétation aux abords de la station peuvent occasionner des effets plus ou moins sensibles sur la quantité d'eau tombant dans le pluviomètre. Il en va de même pour la construction des bâtiments de l'aéroport (à l'ouest) et l'extension des parkings à proximité immédiate du parc instrumental originel. Pour ces

multiples raisons, le Centre Départemental Météorologique de Caen a mis en service en 2003 un second parc instrumental en bout de pistes de l'aéroport. L'enregistrement en simultané des données permettra de quantifier les effets locaux sur la pluviométrie et les températures, notamment. Plus généralement, depuis quelques années Météo-France vise à redéfinir les normes de « qualité » des stations de son réseau car il n'est pas utile de posséder une instrumentation de très haute technologie si les mesures sont perturbées par des effets de site à caractère très ponctuels… (Leroy, 1999).

Rappelons enfin que le renforcement des contrastes mois « secs » / mois « pluvieux », apparu au cours de la dernière décennie, s'inscrit dans la continuité de l'accentuation des contrastes pluviométriques saisonniers mentionnée par Météo-France, dans les rapports du GIEC et dans plusieurs publications de l'Association Internationale de Climatologie notamment. Mais deux ou trois années consécutives peu arrosées ne signifient pas plus une « méditerranéisation » du climat (discours parfois tenu dans le milieu des années 1990…), que ces dernières années très pluvieuses (prolongées en 2001 et 2002) un premier signe tangible des conséquences du *réchauffement global*… Toutefois, la succession rapprochée ces dernières années de graves inondations (1988, 1995, 2001) et de sécheresses marquées (1976, 1990, 1996), sans oublier les violentes tempêtes de 1987 et 1999, inquiète la population et accrédite l'hypothèse du « dérèglement climatique » de la planète.

Pour le climatologue, ces phénomènes marquants peuvent s'interpréter comme l'exagération et le prolongement de phases atmosphériques, moins fréquentes certes, mais pleinement intégrées dans la variabilité « normale » du climat des façades océaniques aux latitudes moyennes. Cependant, même si nous avons déjà connu des épisodes identiques par le passé, il convient de souligner que les événements climatiques actuels ont des conséquences plus dramatiques qu'autrefois car ils se produisent dans un contexte de plus grande vulnérabilité de nos sociétés face aux aléas atmosphériques (Lamarre et Pagney, 1999). L'impact psychologique de ces catastrophes est d'autant plus fort qu'il remet en cause la certitude de notre civilisation moderne dans sa capacité à « gérer » l'environnement (Cantat, Cador et Agasse, 2002). Ainsi, l'observation des longues séries climatiques relativise en partie les discours catastrophistes inspirés plus par l'ampleur des conséquences humaines que par un changement de nature significatif de la pluviométrie au cours de ces dernières décennies (Cantat, 2004).

Conclusion

Grâce aux archives climatologiques, nous pouvons analyser l'évolution des précipitations sur quelques sites de Basse-Normandie depuis la fin du 19ème siècle. Mais un historique des différents postes révèle de nombreux facteurs directs et indirects de « dérive » pluviométrique qui ont entraîné une certaine

hétérogénéité dans ces séries. Si ces discontinuités ne constituent pas une gêne majeure pour étudier la variabilité climatique, en revanche elles posent plus de problèmes pour discerner un éventuel changement du climat. Certes, diverses méthodes statistiques permettent de reconstituer des séries complètes mais, dans certains cas, la faiblesse du taux de remplissage de la base de données limite leur utilisation pour des études de tendance. Dans les années à venir, le développement de nouvelles techniques d'homogénéisation des données permettra de prendre en compte avec plus de « confiance » la pluviométrie de ces périodes anciennes ayant fait l'objet de fortes reconstitutions. Associés aux progrès continus de la recherche fondamentale dans les sciences de l'atmosphère et à l'ajout systématique des années les plus récentes, ces séries, de plus en plus longues et de plus en plus fiables, affineront nos diagnostics et prospectives sur l'évolution du climat. Si le progrès des techniques assure aujourd'hui une bonne cohérence aux différentes mesures climatiques, une attention particulière devra être portée sur l'évolution du cadre géographique autour de chaque parc instrumental pour garantir la continuité des conditions d'observation.

Au cours de la dernière décennie du 20ème siècle, le caractère excessif et contrasté de la pluviométrie a contribué à la prise de conscience du risque d'origine climatique (inondation, sécheresse). Changement du climat ou « simple » fluctuation d'échelle décennale à pluri décennale, seul l'avenir nous le dira... La responsabilité de l'Homme dans cette évolution est souvent mise en avant mais beaucoup d'incertitudes demeurent, tant la machine atmosphérique recèle encore d'inconnues, notamment au niveau des interrelations océan-atmophère et des multiples rétroactions positives ou négatives que produit la moindre modification de l'un des maillons de la « chaîne » du climat.

Bibliographie

ALEXANDERSON H., 1986 : A homogeneity test applied to precipitation data, *Journal of Climatology*, vol. 6, pp. 661-675.

BESSEMOULIN P., 1980 : Urbanisation et Météorologie, *La Météorologie*, n° 23, pp. 51-67.

BIGOT S., 2002 : Détection des discontinuités temporelles au sein des séries climatiques : point méthodologique et exemple d'application. *Actes des Journées de Climatologie de la Commission « Climat et Société » du Comité National Français de Géographie*, Strasbourg, pp. 27-46.

CANTAT O., 1995 : Variabilité et variation climatique en Normandie, *Sécheresse*, vol. 6, pp. 273-279.

CANTAT O., GIRES J.-O., 1996 : Des épisodes climatiques actuels. A propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados, *Norois*, n° 16, pp. 23-33.

CANTAT O., BRUNET L., 2001 : Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, n° 622, pp. 579-596.

CANTAT O., CADOR J.-M., AGASSE E., 2002 : L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen, *Annales de Géographie*, n° 625, pp. 246-264.

CANTAT O., 2004 : L'îlot de chaleur urbain parisien selon les 'types de temps', *Norois*, n° 191, pp. 75-102.

CANTAT O., 2004 : Les inondations d'origine climatique et hydrogéologiques : approche systémique et quadridimensionnelle, *L'Information Géographique*, n° 1, vol. 68, pp. 63-70.

CAUSINUS H., LYAZRHI F., 1997 : Choosing a linear model with a random number of change-points and outliers, *Ann. Inst. Stat. Math*, vol. 49, n° 4, pp. 761-775.

DÉQUÉ M., 2003 : Les contours du temps futur. *Atmosphériques*, Météo-France, n° 18, pp. 24-25.

ESCOURROU G., 1978 : *Climats et types de temps en Normandie,* Paris, Champion, 1081 et 525 p.

ESCOURROU G., 1981 : *Climat et Environnement. Les facteurs locaux du climat*, Paris, Masson, 184 p.

ESCOURROU G., 1991 : *Le climat et la ville,* Nathan Université, 192 p.

GUIDE DU CALVADOS, 1996, Paris, Éditions Gallimard, 316 p.

HEINO R., 1996 : Metadata and their role in homogenization, *Proc. Seminar on Homogenization of Surf. Instrum. Data,* Budapest, pp. 5-8.

HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D.J., NOGUER M., VAN DER LINDEN P. J., XIAOSU D., 2001 : *Climate Change 2001 : The scientific basis. Contribution of working group 1 to the third assessment report of IPCC*, Cambridge University Press, 944 p.

LABORDE J.P., 2002 : Méthodes de détection des anomalies et du comblement des lacunes dans les séries de données, à l'usage des climatologues… et de quelques autres, *Actes des Journées de Climatologie de la Commission « Climat et Société » du Comité National Français de Géographie*, Strasbourg, pp. 47-66.

LAMARQUE P., JOURDAIN S., 1994 : Élaboration de longues séries climatologiques homogènes pour l'étude de l'évolution climatiques. *La Météorologie*, n° 7, pp. 61-68.

LAMARRE D., PAGNEY P., 1999 : *Climats et sociétés*, Paris, Colin, 272 p.

LEROUX M., 2002 : « Global Warming » ; mythe ou réalité. L'évolution réelle de la dynamique du temps, *Annales de Géographie*, n° 624, pp.115-137.

LEROY M., 1999 : Classification d'un site, *Note technique*, n° 35, Météo France, 14 p.

MESTRE O., 2000 : *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*, Thèse de Doctorat de Mathématiques appliquées et Statistiques, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 233 p.

MOISSELIN J.M., SCHNEIDER M., CANELLAS C., MESTRE O., 2002 : Les changements climatiques en France au 20ème siècle. Etude des longues séries de

données homogénéisées de précipitation et temperature, *La Météorologie*, n° 38, pp. 45-56.

TRZPIT J.P., 1970 : Présentation du climat normand, in : *Atlas de Normandie,* Caen, Association pour l'Atlas de Normandie, 3 planches (texte et cartes sur le climat).

VIGNEAU J.-P., 1997 : Le climat océanisé de la façade atlantique médiane de l'Europe, *Le Climat, l'Eau et les Hommes*, ouvrage en l'honneur de Jean Mounier, Rennes, p. 227-244.

PUBLICATION N°3

CANTAT O., BRUNET L., 2001 : **Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. Détermination des caractères climatiques d'un secteur dépourvu de station météorologique pérenne en Suisse Normande**.

Annales de Géographie, 622 ; pp. 579-596.

Persee

M. Olivier Cantat
M. Laurent Brunet

Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie//Geographical discontinuity and climatic particularities in Basse-Normandie

In: Annales de Géographie. 2001, t. 110, n°622. pp. 579-596.

Abstract
Local geographical factors allow to specify climatic transitions between different scales (regional and sub regional). The temporary setting up of experimental weather station permitted to bring to the fore continentalisation of atmospheric state in Orne valley when it passes through Suisse Normande (globally cool and rainy area). Two aerologic shelter effects explain this features: regional shelter (under the wind of Normandy's hills), and local shelter (valley). Paradoxically, the nearest weathers stations are not representative of our area because of different topography (hills). Statistical analysis shows that similar climate occurs outside or climatic entity ("contrasted bocage"), in the "Plaine de Caen". The concrete aim of this paper is to determinate an easy proceedings in order to find the most similar weather station in an area without continuously meteorological measurements.

Résumé
La prise en compte des facteurs géographiques locaux permet de préciser le contour des transitions climatiques déterminées à l'échelle régionale et sub-régionale. L'installation temporaire d'une station météorologique expérimentale a mis ainsi en évidence une continentalisation des conditions atmosphériques dans la vallée de l'Orne à son passage en Suisse Normande, secteur globalement frais et pluvieux. Un double effet d'abri aérologique est à l'origine de ce phénomène: abri régional (sous le vent des collines de Normandie) et local (vallée). Le but appliqué de cet article est d'établir une procédure simple pour extraire d'une base de données régionale la station au comportement climatique le plus semblable dans un secteur dépourvu de stations météorologiques pérennes.

Citer ce document / Cite this document :

Cantat Olivier, Brunet Laurent. Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie//Geographical discontinuity and climatic particularities in Basse-Normandie. In: Annales de Géographie. 2001, t. 110, n°622. pp. 579-596.

doi : 10.3406/geo.2001.1703

http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_2001_num_110_622_1703

BY: creative commons

Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie

Détermination des caractères climatiques d'un secteur dépourvu de station météorologique pérenne en Suisse Normande

Geographical discontinuity and climatic particularities in Basse-Normandie

Determination of climatic features in an area without continuously meteorological measurements in Suisse Normande

Olivier Cantat

Géophen, Département de géographie, Université de Caen Basse-Normandie

Laurent Brunet

Chargé d'études, HYDROBIO

Persée creative commons

Résumé La prise en compte des facteurs géographiques locaux permet de préciser le contour des transitions climatiques déterminées à l'échelle régionale et sub-régionale. L'installation temporaire d'une station météorologique expérimentale a mis ainsi en évidence une continentalisation des conditions atmosphériques dans la vallée de l'Orne à son passage en Suisse Normande, secteur globalement frais et pluvieux. Un double effet d'abri aérologique est à l'origine de ce phénomène : abri régional (sous le vent des collines de Normandie) et local (vallée). Le but appliqué de cet article est d'établir une procédure simple pour extraire d'une base de données régionale la station au comportement climatique le plus semblable dans un secteur dépourvu de stations météorologiques pérennes.

Abstract *Local geographical factors allow to specify climatic transitions between different scales (regional and sub regional). The temporary setting up of experimental weather station permitted to bring to the fore a continentalisation of atmospheric state in Orne valley when it passes through Suisse Normande (globally cool and rainy area). Two aerologic shelter effects explain this features : regional shelter (under the wind of Normandy's hills), and local shelter (valley). Paradoxically, the nearest weathers stations are not representative of our area because of a different topography (hills). Statistical analysis shows that similar climate occurs outside or climatic entity ("contrasted bocage "), in the "Plaine de Caen ". The concrete aim of this paper is to determinate an easy proceedings in order to find the most similar weather station in an area without continuously meteorological measurements.*

Mots-clés Échelles spatiales, limites climatiques, traitement statistique, climat local, mesures expérimentales, températures, précipitations, Normandie.

Key-words *Spatial scales, climatic boundaries, statistical processing, local climate, experimental measurements, temperatures, rainfalls, Normandy.*

Ann. Géo., nº 622, 2001, pages 579-596, © Armand Colin

Introduction

Pour apprécier la diversité climatique de l'espace français, le géographe climatologue s'appuie en premier lieu sur les données collectées directement par Météo-France, ou validées par ses services. Disposant d'un réseau de stations étoffé et en expansion, cette source d'informations climatiques permet une approche régionale à la base de toute recherche. Mais force est de constater qu'un décalage apparaît souvent entre le climat « officiel » et la réalité vécue dès lors que les conditions géographiques du site considéré s'éloignent des normes retenues par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). La prise en compte des facteurs géographiques locaux est de ce fait indispensable pour toute étude climatique d'échelle fine (Escourrou, 1981). Pour preuve, à l'intérieur d'un domaine climatique considéré comme homogène, l'originalité géographique de certains secteurs (formes de relief, modelés, nature de la flore et de la faune) est en partie le témoin concret de l'existence de ces conditions climatiques propres d'échelle plus fine (Provost, 1993). À partir de mesures expérimentales et d'un traitement statistique, le propos de cet article est de « rattacher » le comportement climatique d'un secteur dépourvu de mesures météorologiques à des postes dont la pérennité des observations autoriserait des conclusions plus fondées quant aux conséquences du climat sur le milieu géographique. Pour illustrer notre propos nous préciserons les caractères du climat « contrasté du bocage » en Suisse Normande (fig. 1), « pays » dont les fonds de vallées semblent posséder des caractères propres les distinguant des hauteurs qui composent l'essentiel de cet espace bocager globalement frais et très arrosé.

1 La Normandie : une réalité climatique appréciable à plusieurs échelles

1.1 De l'image d'ensemble à la réalité vécue du climat

Si la Normandie évoque avant tout des paysages de collines verdoyantes sous des temps changeants, elle le doit à sa position géographique imposant la présence du climat océanique des latitudes moyennes. Le climat normand se définit ainsi par ses caractères « moyens » bien connus (douceur, humidité, vent), mais aussi par ses possibles excès. La variabilité temporelle est d'ailleurs l'autre trait marquant de ce climat où peuvent se succéder sécheresses (1976, 1990, 1996…) et inondations catastrophiques (1995, 2001…), vagues de froid (1956, 1963, 1979, 1985-1987…) et fortes chaleurs passagères (1959, 1976, 1990…), et quelquefois des tempêtes dévastatrices comme celles d'octobre 1987 ou plus récemment de décembre 1999… (Trzpit, 1978, 1999 ; Cantat, 1994, 1995 ; Cantat, Gires, 1996). Mais au-delà de cette image traditionnelle supposant une certaine unité spatiale du climat normand, plusieurs subdivisions apparaissent lorsque nous cherchons à caractériser plus finement la réalité climatique de cet

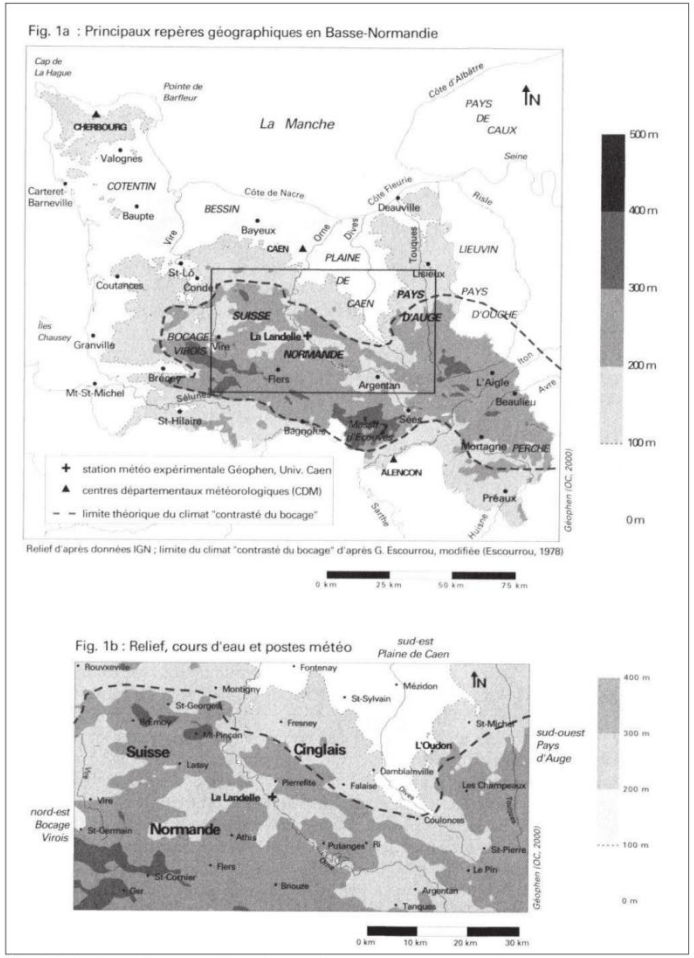


Fig. 1 Principaux éléments géographiques de Basse-Normandie.
Main geographical components of Basse-Normandie.

espace. Commandée par la proximité d'une grande masse océanique et l'absence de reliefs marqués, la Normandie présente l'organisation climatique classique « océanique-maritime-côtier » propre à ce type de configuration géographique, relevant de l'imbrication de trois niveaux distincts dans les méso-échelles (domanial, régional et local). À l'intérieur du *climat océanique* couvrant le domaine atlantique européen (régit par des processus atmosphériques d'échelle synoptique), apparait à l'échelle régionale le *climat maritime*, étendant son influence sur une bordure d'environ 50 km de largeur, et à l'échelle locale, le *climat côtier* (ou *littoral*), agissant lui sur quelques kilomètres tout au plus, en relation directe avec l'interface terre-mer (Planchon, 1997, 1998 ; Vigneau, 1997). Au-delà de cet « emboîtement » climatique majeur, la dégradation des influences maritimes prend des formes multiples, en fonction des effets combinés de la diversité des expositions de façade, de la distance au littoral et de la topographie. Ces facteurs géographiques favorisent l'émergence de subdivisions régionales (échelles sub-régionale) : des « pays » climatiques (fig. 1a). Pour schématiser, de part et d'autre du climat « contrasté du bocage » correspondant à la partie collinaire et « continentale » de notre région (Escourrou, 1978), on observe ainsi des caractères maritimes très marqués plus au nord (Cotentin), des transitions à tendance « continentale » plus à l'est (Lieuvin, Pays d'Ouche) et des transitions à tendance « méridionale » plus au sud de la région (versant sud des hauteurs correspondant à la Forêt d'Andaines et au Massif d'Écouves). Une approche globale et très synthétique de ces différents « pays » climatiques normands est proposée dans l'Atlas de Normandie (Trzpit, 1970). À une échelle plus fine encore, chaque « pays » est lui-même composé de faciès locaux…

1.2 La diversité climatique d'échelle locale en Suisse Normande

En Suisse Normande, la diversité topographique est à l'origine de multiples climats locaux. Cette diversité s'explique par la variété des affleurements géologiques et l'érosion qui ont façonné un milieu aux multiples facettes (fig. 1b). Rappelons à ce propos que le nom de Suisse Normande provient des écrivains voyageurs du XIXe siècle, impressionnés par les formes de relief creusées dans les roches dures par les cours d'eau, évoquant par bien des aspects des paysages de montagne : falaises, gorges, défilés, escarpements… (Guides Gallimard, 1996). La Suisse Normande appartient à la frange nord du « pays » climatique *« contrasté du bocage »*. Le terme « contrasté » exprime avant tout le compromis entre influences océanique et continentale. Ceci résulte d'une action complexe et parfois antagoniste du relief sur le climat, favorisant à la fois l'océanicité (forte pluviosité du fait que la moindre perturbation devient active avec les hauteurs), mais aussi la continentalité en s'opposant à la pénétration des masses d'air océanique. Le terme « contrasté » traduit aussi le fait que l'unité de cet ensemble climatique s'appuie sur la juxtaposition d'une très grande diversité à l'échelle locale. Dans son essai de typologie climatique régionale, G. Escourrou

notait à juste titre que « les nuances d'un lieu à un autre sont telles qu'il n'est guère possible d'uniformiser des observations à quelques kilomètres d'intervalle » (Escourrou, 1978). La multiplicité des combinaisons naturelles (altitude, exposition, pente, nature des sols…) est d'ailleurs à l'origine d'une grande biodiversité : à l'échelle stationnelle, on peut même observer des « anomalies » biogéographiques remarquables, comme la juxtaposition à moins de vingt kilomètres de distance d'espèces méditerranéennes (escarpements de Rouvrou) et de basse montagne (Mont-Pinçon) en plein cœur de notre région (Cantat, Cochard, 1998 ; Brunet, 1998). Plusieurs postes climatiques, compris entre 180 et 350 mètres d'altitude, rendent compte des caractères climatiques principaux de ce secteur du bocage normand constitué donc essentiellement de hautes terres fraîches et pluvieuses. Globalement, la pluviosité (900 à 1100 mm/an) et la fraîcheur (8 à 9°C de moyenne annuelle) s'expliquent par les effets combinés de l'exposition aux flux pluvieux et de l'altitude. Mais qu'en est-il pour les parties basses sillonnant la Suisse Normande (vallée moyenne de l'Orne principalement) où nous ne disposons pas de mesures?

2 Problèmes et méthodes pour la détermination d'une station en secteur d'étude non instrumenté

2.1 Objectifs et contraintes expérimentales

La mise en évidence d'une éventuelle sous division climatique locale du « pays » « contrasté du bocage » repose sur le croisement de données expérimentales représentatives des vallées de Suisse Normande et celles enregistrées en continu depuis des années par le réseau des stations de Météo-France. Par des procédés statistiques simples et l'expertise géographique (prise en compte des facteurs géographiques locaux notamment), il est possible de créer une station représentative du comportement climatique d'un secteur non instrumenté durablement. Cette connaissance effective d'espaces « invisibles » par le réseau de Météo-France devrait permettre d'améliorer la fiabilité et la finesse des cartes climatiques issues de la spatialisation des paramètres climatiques (tout point d'appui supplémentaire améliorant la précision finale). Dans cet article, nous nous placerons donc délibérément en amont des procédures d'interpolation spatiale des données fondées sur des approches *géostatiques* ou *multi-critères* qui font l'objet de nombreuses publications (Erpicum 1989 ; Carrega 1994 ; Vigneau 1994…).

Pour disposer d'une base de données de références, la première étape du travail a été de trouver un lieu d'accueil à cette échelle locale pour installer et laisser fonctionner durant plusieurs mois une station météorologique. Les contraintes étaient d'ordre technique et géographique :

— *techniquement*, l'utilisation d'un matériel homologué par Météo-France garantit l'homogénéité des relevés entre les stations officielles et

notre site. Choix: station automatique Pulsia de Pulsonic, modèle équipant les stations automatiques de Météo-France (mesure de la température, de la pluviométrie, de l'humidité relative, du vent et du rayonnement global);

— *géographiquement*, le site de la station devait s'accorder le plus possible avec les contraintes d'implantation d'un poste officiel. Choix: La Landelle (commune de Mesnil-Villement), 75 m d'altitude, léger vallon entouré de pâturages, site représentatif de la partie médiane de la vallée de l'Orne et des vallées aux confins nord du Bocage.

2.2 Données et méthodes d'analyse

Les conclusions de cet article reposent essentiellement sur l'analyse des températures de l'air sous abri et des précipitations enregistrées à La Landelle durant 9 mois en continu, d'avril à décembre 1997. Ces données expérimentales sont comparées à celles fournies par la soixantaine de postes thermiques et la centaine de postes pluviométriques du réseau Météo-France de Basse-Normandie en service à cette date. Après visite de chacun des sites de mesures, plusieurs postes ont été éliminés avant traitement des données pour des problèmes techniques (ennuis métrologiques) ou de représentativité (proximité routes, effet d'abri artificiel, implantation sur parking goudronné...) (Legrix, 1999).

D'un point de vue technique et méthodologique, nous avons privilégié des procédures « simples » pour rendre l'analyse immédiatement opérationnelle dès lors que nous disposons d'une base de données de référence (cf. Météo-France) et d'un poste de mesure expérimental dans un secteur à caractériser climatiquement. Le traitement de l'information a été réalisé à partir de logiciels courants de statistiques (StatView) et de cartographie (Surfer). Deux techniques ont été utilisées pour déterminer les stations Météo-France au comportement climatique le plus proche de notre secteur d'études:

— *une approche par les « moyennes »*, pour cadrer globalement le comportement climatique de La Landelle comparativement aux stations officielles de Basse-Normandie. Ultérieurement des seuils ont été définis pour caractériser les différences de températures et de précipitations : un seuil très sélectif (moins de 0,5°C et 50 mm d'écart avec La Landelle), et un seuil assez sélectif (moins de 1°C et de 100 mm d'écart) ;

— *une approche par les « coefficients de corrélation »*, pour mettre en évidence la ressemblance d'évolution journalière des températures et des précipitations entre La Landelle et les autres stations. Les différences de quelques centièmes permettent d'apprécier l'homogénéité des entités climatiques.

La combinaison de ces deux techniques élémentaires propose un classement objectif des stations de Météo-France par rapport à La Landelle. Une légende à double entrée permet de privilégier soit la « proximité » de

niveau de température et de précipitations, soit la « ressemblance » dans leurs rythmes inter journaliers, soit les deux à la fois. Pour dégager les caractères propres de La Landelle au sein de son environnement climatique « théorique », les valeurs de la station expérimentale sont notées sur les cartes mais bien entendu non prises en compte pour le tracé des isolignes.

3 Résultats et discussion

À l'échelle régionale, la période considérée (avril-décembre 1997) confirme les contrastes « traditionnels » dans la géographie des températures et des précipitations bas normande. Ceux-ci sont avant tout étroitement dépendants de deux facteurs géographiques: l'altitude (qui rafraîchit l'air et accroît les précipitations) et l'influence de la mer (qui « tempère » les températures et fournit la réserve d'eau précipitable). Outre la situation géographique des stations dans l'ensemble régional, s'ajoutent localement des conditions de site qui peuvent amplifier ou minorer ces écarts climatiques. C'est à ce niveau spatial que La Landelle fournit un exemple intéressant du fait de l'absence de stations officielles dans des conditions similaires en Suisse Normande. Globalement, les 9 mois de mesures expérimentales ont permis de mettre en évidence une continentalisation de notre secteur : l'encaissement de la vallée favorise la surchauffe diurne et le refroidissement nocturne (contrairement aux collines où l'air circule plus librement) ; parallèlement, l'effet d'abri réduit considérablement les précipitations. Dans la recherche de la station « officielle » au climat le plus proche de La Landelle, l'étude des moyennes et corrélations sera complétée par les principaux enseignements tirés de l'analyse lors de différentes situations synoptiques (rôle de la nature des masses d'air).

3.1 Le comportement thermique de La Landelle (fig. 2)

3.1.1 Les comportements thermiques « moyens » de La Landelle

Pour les *températures minimales* (fig. 2a), La Landelle s'insère dans l'ensemble aux nuits plus fraîches de la partie continentalisée au sud-est de notre région (la disposition oblique SW-NE des isothermes traduit l'influence de la « continentalisation » au fur et à mesure que l'on s'éloigne de La Manche). Avec 8,0°C, La Landelle enregistre des valeurs très proches de celles observées dans les vallées plus au sud (Bagnoles-de-l'Orne) ou à l'intérieur des « plaines », quelle qu'en soit l'altitude du moment que la topographie locale présente un creux permettant une stagnation relative de l'air et l'accumulation du froid, comme à Flers (alt. 195 m), à L'Oudon (alt. 60 m) et aux Préaux-du-Perche (alt. 140 m). Pour les *températures maximales* (fig. 2b), avec 19,5°C de moyenne, La Landelle fait partie des secteurs les plus chauds de Basse-Normandie. Notre site présente donc un excédent marqué par rapport à son environnement immédiat (isotherme 18°C). Ces valeurs sont comparables à celles observées dans les vallées encaissées de la Vire (Condé, 28 m: 19,7°C), du Pays d'Auge (Lisieux, 45 m:

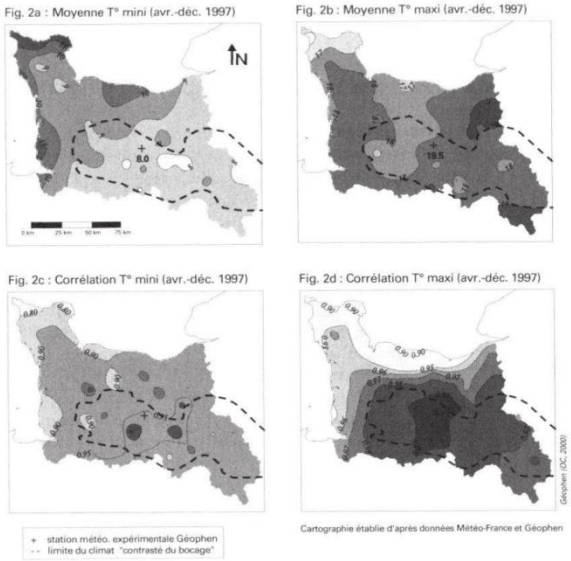


Fig. 2 Comportement thermique de La Landelle/stations bas-normandes.
Temperature at La Landelle/weather stations of Basse-Normandie.

19,5°C), ainsi que dans les confins méridionaux de notre région en partie épargnés par les influences océaniques rafraîchissantes grâce à la distance et à l'effet d'abri produit par les collines de Normandie (Préaux: 19,5°C; Bagnoles-de-l'Orne: 19,2°C). Notons aussi l'extrémité sud-est de la Plaine de Caen, « coincée » entre la Suisse Normande et le Pays d'Auge, qui bénéficie de ce fait de valeurs maximales élevées (L'Oudon: 19,2°C; St-Michel-de-Livet : 18,9°C). Un traitement sur le nombre de jours avec gelées et de chaleur amènent aux mêmes conclusions : comparativement à son positionnement, l'excédent théorique des gelées est d'environ 30 % (22 jours contre 17) et le surplus des jours chauds dépasserait 50 % (38 jours contre 25).

Trois secteurs géographiques semblent donc présenter des analogies thermiques marquées avec La Landelle: la plaine amont de la Dives (au sud-est de la Plaine de Caen) et les confins sud et sud-est de la région. Il est possible de dégager encore plus précisément les caractères thermiques originaux de La Landelle en décomposant notre période d'étude par types

de temps. Cette approche a permis de dissocier les différents secteurs aux moyennes générales très proches de La Landelle. Il en ressort que si la région de L'Oudon s'apparente toujours fortement à La Landelle, quel que soit la situation synoptique, le sud et le sud-est de la région présentent alors une certaine marge d'écart que la moyenne générale masquait, ce qui en fait dès lors des espaces moins représentatifs. Plus généralement, que signifie une moyenne identique si elle découle de la compensation exacte d'écarts positifs et négatifs? Il convient donc maintenant d'élargir notre approche en exprimant clairement le « degré de liberté » de chaque station dans sa ressemblance jour après jour avec La Landelle.

3.1.2 Le degré de ressemblance thermique avec La Landelle dans sa succession journalière

Le coefficient de corrélation linéaire entre La Landelle et toutes les autres stations quantifie le parallélisme dans l'évolution jour après jour des températures minimales et maximales. Une très forte valeur ne signifie pas nécessairement un niveau thermique identique mais une évolution très semblable (de même sens et de même intensité). L'écart à la moyenne étant neutralisé, cette approche est complémentaire de la précédente car elle permet d'extraire des secteurs géographiques au rythme thermique analogue à La Landelle (et de pondérer par la suite la signification des moyennes).

Pour les *températures minimales* (fig. 2c), les plus fortes valeurs s'observent préférentiellement au sud et à l'est de notre secteur: région de Flers, Plaine d'Argentan, sud-est de la Plaine de Caen (valeurs > 0,960). Leurs points communs sont la proximité géographique de La Landelle et la ressemblance des conditions topographiques locales : vallées ou creux décisifs lors des temps clairs où se forment les inversions thermiques et où se différencient beaucoup les températures nocturnes. A l'opposé, tout le pourtour de la presqu'île du Cotentin, peu sujet à la stagnation des masses d'air et par conséquent à l'expression thermique des facteurs géographiques locaux, présente une indépendance relative prononcée. Pour les *températures maximales* (fig. 2d), les corrélations sont plus marquées. La répartition présente une organisation concentrique et proportionnelle à la proximité de La Landelle. Les taux les plus forts (valeurs > 0,980) englobent assez remarquablement le contour théorique du climat « contrasté du bocage ». Seules les régions littorales de Deauville au nord du Cotentin se différencient notablement. Ceci traduit une évolution interjournalière relativement plus indépendante, particulièrement sur les côtes qui sont soumises à de possibles entrées maritimes les distinguant de l'intérieur dont l'évolution diurne est plus homogène (Pédelaborde, 1985 ; Bernot, 1991). La côte occidentale du Cotentin est moins affectée par ces phénomènes de brises thermiques car ses eaux plus tièdes en période chaude seraient moins propices aux brises de mer et aux «coupures» d'évolution thermique diurne qu'elles occasionnent.

D'après ces deux cartes, la région de Flers combine au mieux les corrélations pour les minimales (> 0,970) et les maximales (> 0,990), grâce à sa

proximité géographique — 18 km au sud-ouest — et à sa topographique locale en creux (l'aérodrome Flers-St-Paul bénéficie d'un relatif isolement par des hauteurs supérieures à 250 et 300 mètres). Mais en raison de son altitude (près de 200 m) cette station ne peut servir directement de référence sans appliquer une correction importante aux températures, principalement aux valeurs maximales qui restent beaucoup plus fraîches qu'à La Landelle (18,0 contre 19,5°C). Paradoxalement, la station de Pierrefite-en-Cinglais (fig. 1b), bien que plus proche encore de La Landelle (3 km au nord), est moins « intéressante » que Flers en raison d'un site occasionnant un comportement thermique différencié (sommet de colline défavorable à la stagnation des masses d'air et donc à leur continentalisation).

3.2 Le comportement pluviométrique de La Landelle (fig. 3)

3.2.1 Le comportement pluviométrique « moyen » de La Landelle

La carte des cumuls pluviométriques laisse apparaître des contrastes géographiques marqués, fortement tributaires de la combinaison situation-site (fig. 3a). La Landelle s'insère dans un vaste secteur moins arrosé (< 500 mm sur les 9 mois de mesures) correspondant aux vallées et plaines intérieures du bocage normand (le long des parties amont de cours d'eau tels que l'Orne, la Dives et la Sarthe) et au sud-est de la Plaine de Caen (plaine de la Dives). La faiblesse remarquable des précipitations de La Landelle (422 mm) confirme donc la « continentalisation » relative de notre secteur déjà mise en évidence par l'étude des températures. Un double effet d'abri explique cela :

— à l'échelle sub-régionale du « pays » d'abord, en raison de sa position à l'opposé de l'arrivée des principaux fronts pluvieux liés aux perturbations atlantiques (secteurs sud-ouest à nord-ouest), une partie des précipitations s'étant déjà déversée sur les hauteurs du Bocage Virois plus à l'ouest (localement cumuls pluviométriques deux fois supérieurs à La Landelle !) ;

— d'échelle locale ensuite, dû aux effets directs de la topographie en creux engendrant un léger effet de subsidence qui favorise la stabilité de la masse d'air et inhibe par conséquent les précipitations.

Pour information, notons que les secteurs côtiers de la façade occidentale du Cotentin enregistrent également de faibles précipitations (< 500 mm entre avril et décembre 1997), mais pour des raisons bien différentes comme le souligne plus généralement O. Planchon dans de nombreuses publications sur les climats maritimes et côtiers : « à proximité de la côte, la rugosité est encore faible [...], l'air est peu soulevé, les nuages se forment donc plus à l'intérieur et les stations les plus arrosées sont situées à une certaine distance de la côte » (Planchon, 1998). Ces observations confirment et précisent les hypothèses et conclusions avancées par G. Escourrou dans ses travaux précurseurs sur le climat de Normandie (Escourrou, 1978).

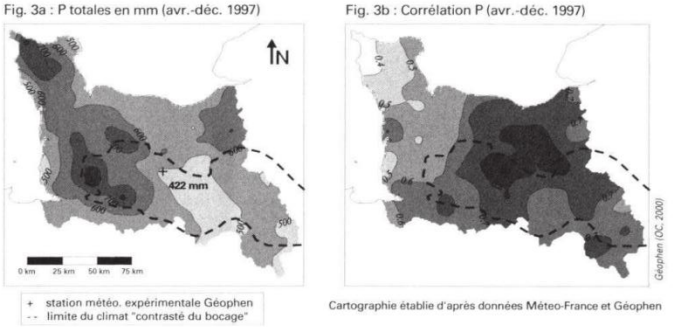


Fig. 3 Comportements hydrique de La Landelle/stations bas-normandes.
Rainfall at La landelle/weather of Basse-Normandie.

L'analyse des précipitations par « types de temps » dans un rayon d'une cinquantaine de kilomètres autour de La Landelle apporte des compléments intéressants quant à l'influence de la nature des masses d'air pluviogènes :

— par faible instabilité (« temps stable » au passage du front chaud et du secteur chaud des perturbations), l'effet orographique apparaît clairement (gradient pluviométrique). Comparativement à La Landelle (référence : 100 %), trois niveaux pluviométriques apparaissent schématiquement selon les principaux ensembles topographiques : les vallées sont légèrement plus pluvieuses (105-115 %) que La Landelle (double effet d'abri moins prononcé), les plaines (plus ouvertes) enregistrent une pluviométrie plus conséquente (120-135 %), tandis que les hauteurs et sites exposés sont eux beaucoup plus copieusement arrosés (140-150 %) ;

— par forte instabilité (front froid et « traîne » active des perturbations), la variabilité est plus grande du fait de l'importance accrue des facteurs géographiques locaux qui interfèrent avec les effets orographiques directs : le morcellement topographique de l'ouest (Virois et Suisse Normande) occasionne de forts abats (150-200 %), contrairement à la Plaine de Caen (85-95 %) où la plus grande homogénéité topographique n'est pas favorable au soulèvement mécanique des masses d'air générateur de surcroît de ce type de précipitations.

3.2.2 Le degré de ressemblance pluviométrique avec La Landelle dans sa succession journalière

Les coefficients de corrélation sont ici « normalement » plus faibles que pour les températures du fait du caractère plus aléatoire et variable de ce paramètre atmosphérique. La figure 3b met toutefois en évidence un secteur d'environ 1000 km² où les rythmes pluviométriques présentent une

forte ressemblance avec La Landelle (coefficient > 0,800). Cette aire est composée de deux sous espaces :

— le premier, au sud-ouest, de forme circulaire et concentrique autour de La Landelle, fait clairement intervenir le rôle de la proximité géographique ;

— le second, « détaché » au nord-est de La Landelle, de forme ovoïde, est certainement à mettre en relation avec les conditions géographiques assez voisines rencontrées dans la partie sud-est de la Plaine de Caen qui bénéficie de l'effet d'abri entre les premières hauteurs de Suisse Normande au sud-ouest et celles du Pays d'Auge à l'est.

Inversement, on distingue clairement les espaces à comportement pluviométrique indépendant : ils correspondent aux hauteurs des espaces à l'ouest de notre région, plus particulièrement du nord du Cotentin au Bocage Virois.

Mais le principal atout de ces documents apparaît dans une lecture combinée des moyennes et corrélation permettant de discriminer totalement le comportement pluviométrique des secteurs au cumul pourtant globalement identique évoqués précédemment. Ainsi, avec des valeurs inférieures à 0,500, ces faibles coefficients confirment mathématiquement l'indépendance du comportement pluviométrique des côtes du Cotentin par rapport aux secteurs relativement abrités du bocage. Ces multiples considérations nous amènent donc maintenant à proposer un document de synthèse combinant niveau et parallélisme d'évolution interjournalière des températures et des précipitations.

3.3 Typologie thermique et pluviométrique de synthèse (fig. 4 et 5)

Plusieurs niveaux de ressemblance avec notre site apparaissent dans ces deux cartes de synthèse :

— les étoiles à 5 branches et à 6 branches mettent en évidence un climat proche (1°C et 100 mm maximum d'écart) ou très proche (0,5°C et 50 mm maximum d'écart) de La Landelle ;

— les carrés et les cercles traduisent une forte et une très forte corrélation dans l'évolution d'un jour à l'autre.

— les triangles gris barrés d'une croix matérialisent un comportement très éloigné (très faible corrélation et fort écart).

Pour les **températures** (fig. 4), trois catégories de stations retiennent notre attention :

— *L'Oudon* (étoile 6 branches cerclée) réalise le meilleur compromis possible entre niveau et rythme thermiques ;

— *Condé-sur-Vire* et *Argentan* (étoile 5 branches cerclée) présentent certes un écart moyen un peu plus important mais le haut niveau de corrélation en font des références très acceptables (sous réserve d'une correction de niveau thermique) ;

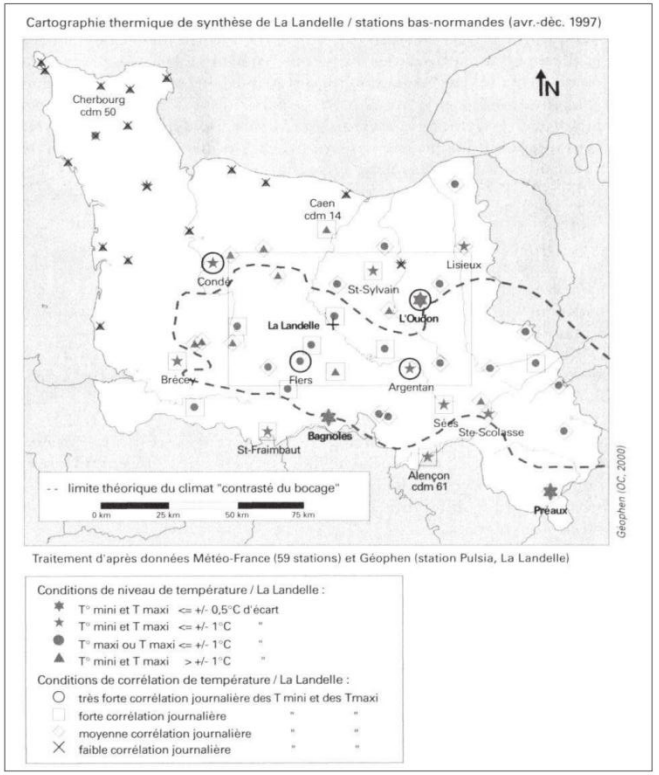


Fig. 4 Typologie thermique de la Basse-Normandie par rapport à La Landelle.
Thermal typology in Basse-Normandie in comparison with La Landelle.

— à un degré moindre, du fait d'une corrélation un peu moins prononcée, *Brécey*, *Saint-Fraimbaut*, *Alençon*, *Sées* et *Saint-Sylvain* possèdent toutefois de nombreuses analogies de comportement thermique avec notre site.

Notons que malgré un figuré qui attire l'œil (étoile 6 branches), les stations de Bagnoles-de-l'Orne et Préaux-du-Perche sont à classer à part du fait d'un taux de corrélation journalière somme toute très moyen. L'éloignement et la barrière massive constituée par les collines de Normandie sem-

blent leur conférer une certaine indépendance en terme d'évolution journalière. La position très au sud de notre région permet également à ces stations d'être touchées par des influences méridionales qui ne parviennent pas plus au nord. Pour Bagnoles agirait aussi la présence d'une végétation de feuillus qui confère une atmosphère « particulière » au site. Dans ces cas, les coefficients de corrélation viennent corriger la seule impression laissée par des moyennes dont les valeurs très proches pourraient induire en erreur.

Pour les **précipitations** (fig. 5), trois catégories également ressortent clairement :

— comme pour les températures, *L'Oudon* (étoile 6 branches cerclée) réalise encore le meilleur compromis possible entre niveau et rythme pour les précipitations.

— *Putanges*, *Ri*, *Coulonces* et *Argentan* (étoile 6 branches encadrée) constituent de bonnes références grâce à un très faible écart en terme de quantité et une bonne corrélation.

— *Falaise*, *Saint-Sylvain*, *Fontenay-le-Marmion* et *Saint-Ouen-du-Mesnil-Oger* (étoile 5 branches cerclées), sont également de bonnes références mais pour des raisons inverses (très bonne corrélation et faible écart).

Comme évoqué précédemment, de nombreuses stations côtières du Cotentin (Granville, Chausey, Barneville et Gatteville) présentent un cumul pluviométrique très voisin de La Landelle mais la faible corrélation traduit clairement l'origine différente des mécanismes pluviogènes pour expliquer cette faible pluviométrie.

3.4 Détermination de « LA » station de référence et réflexion méthodologique

À partir de la combinaison des caractères thermiques et pluviométriques des postes Météo-France de Basse-Normandie, **L'Oudon** (Calvados) est la station qui présente donc les analogies de comportement climatique les plus marquées avec notre site expérimental de La Landelle. Cette station présente en outre l'avantage de fonctionner en continu depuis le 1er juillet 1963, soit près de 40 années consécutives avec un taux de remplissage des données dans la base de 99 %. Cette lacune de 1 % peut être comblée à l'aide des enregistrements d'Argentan (Orne) dont les caractères climatiques sont également très proches de La Landelle, mais à un degré moindre toutefois. Cependant Argentan présente l'inconvénient d'avoir changé de site au cours de la dernière « normale » climatologique servant de référence à toute étude (1961-1990). En 1983, la station en fonction depuis 1951 était déplacée de quelques kilomètres, rompant ainsi l'homogénéité de la série d'observations (4,8 km au sud, 1,3 km à l'est et 23 m plus haut). Depuis 1994, la référence est même constituée par un troisième site grâce à la station automatique installée sur l'aérodrome de la ville, à seulement quelques centaines de mètres du site précédent et dans des conditions globalement identiques fort heureusement.

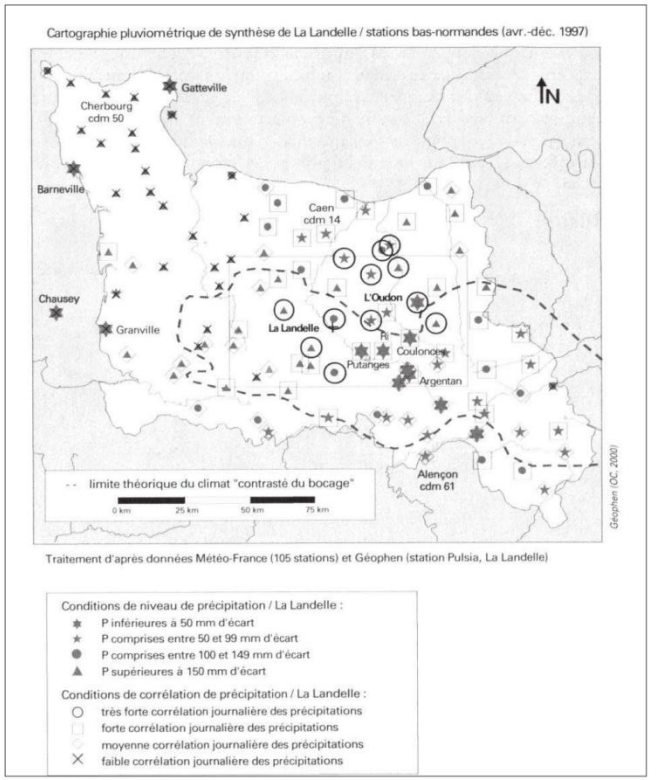


Fig. 5 Typologie hydrique de la Basse-Normandie par rapport à La Landelle.
Hydrous typology in Basse-Normandie in comparison with La Landelle.

Cet exemple démontre, s'il en était encore besoin, l'intérêt d'une approche géographique pour caractériser le climat d'un secteur non instrumenté. La « proximité » de comportement climatique s'appuie sur une ressemblance de l'ensemble des caractères environnementaux, les mêmes causes produisant les mêmes effets. Les logiciels de climatologie shuntent généralement cette « expertise géographique » en retenant comme référence les données de la station la plus proche. Or l'espace géographique n'étant pas

un milieu isotrope, la distance n'est pas le seul critère à prendre en compte (sans quoi nous aurions choisi immédiatement le poste de Pierrefite-en-Cinglais, situé 3 km au nord seulement de La Landelle, contre près de 30 km pour L'Oudon...). La mesure expérimentale et l'usage « raisonné » de la statistique sont venus ici quantifier objectivement la « preuve » de cette indispensable prise en compte des facteurs géographiques locaux pour déterminer la référence correspondant le plus précisément à la réalité climatique du « terrain ».

Conclusion

Au terme de cette analyse, se pose le problème du choix des stations de référence dans toute étude climatique. Par défaut la proximité géographique est souvent le critère retenu, ce qui peut paraître acceptable aux petites et moyennes échelles pour une approche générale nécessitant juste un cadrage climatique. Mais ce choix se révèle souvent très préjudiciable et conduit même parfois à des impasses explicatives lorsque le milieu est contrasté et que l'objet d'étude demande une approche de détail (pour la compréhension du fonctionnement d'un écosystème, par exemple). Dans ce cas, la méthode simple développée dans cet article à partir des moyennes et coefficients de corrélation peut guider vers un choix de station plus pertinent.

Plus généralement, cette étude nous permet d'aborder concrètement les problèmes inhérents à la cartographie des climats, particulièrement aux échelles fines où les données sont rares et les variantes locales nombreuses. Mesure expérimentale *in situ* et prise en compte des facteurs géographiques locaux peuvent alors permettre de relier objectivement des espaces non instrumentés à des stations existantes. Mais avant de pouvoir dresser une cartographie climatique pertinente, apparaissent alors de façon cruciale des problèmes liés à la spatialisation de données ponctuelles (interrelation des échelles, représentativité des données...) et aux techniques d'interpolation (outils et méthodes d'analyse, mode de cartographie...) (Feyt *et alii*, 1995 ; Carrega & Glinsky, 1997...). Le tracé des contours climatiques est en effet très complexe car les facteurs et processus mis en jeu présentent souvent des relations variables selon les paramètres analysés, les lieux, les saisons et les « types de temps ». La validité scientifique de ces documents est étroitement dépendante de la densité du réseau de mesures, des techniques d'interpolation utilisées et de l'échelle de représentation choisie (Cantat, Desdevises, Masson, 1999).

Au total, pour fournir des documents climatiques fiables d'échelle fine nécessaires à de nombreuses études appliquées (originalités biogéographiques, pollution en milieu urbain, aide à la décision en matière d'aménagement...), il nous paraît donc indispensable de réaliser au préalable un échantillonnage de ces espaces non pris en compte par le réseau Météo-France. Ensuite, à partir des techniques de traitement de l'information géographique (Système d'Information Géographique, SIG), il sera possible de compléter artificiellement certains espaces en « angle mort » et assurer ainsi une meilleure continuité géographique dans la cartographie des climats. Tout cela suppose « une bonne connaissance de l'espace et du fonctionnement des sociétés » comme le soulignait tout récemment G. Beltrando en conclusion d'un article de synthèse sur l'évolution de la recherche des géographes-climatologues (Beltrando, 2000). Cette démarche positionne donc délibérément la climatologie parmi les sciences géographiques.

Laboratoire Géophen (GEOgraphie PHysique et ENvironnement),
UMR-LETG-6554 – CNRS
Université de Caen Basse-Normandie - Esplanade de la Paix
14032 CAEN Cedex
E-mail : cantat@geo.unicaen.fr

SARL HYDROBIO
7, place du Calvaire
50240 Saint-Laurent-de-deTerregate
E-mail : laurent-emmanuel.brunet@wanadoo.fr

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Madame Gisèle Escourrou, pour sa relecture et ses remarques concernant les premiers jets de cet article. Monsieur Armel Coudé, Professeur de géographie à l'Université de Caen, pour ses conseils. Météo-France, et tout particulièrement le personnel de la station de Caen-Carpiquet, pour la fourniture des données officielles et leur disponibilité. Monsieur et Madame Raymond et Micheline Brunet, pour la mise à disposition à La Landelle du terrain expérimental de mesures météorologiques.

Bibliographie

Beltrando G. (2000), « La climatologie : une science géographique. Quelques remarques sur l'évolution de la recherche des géographes-climatologues », *L'information géographique*, n° 3, p. 241-261.

Bernot J.-Y. (1991), *Brises thermiques. Comment utiliser les brises en croisière ou en régate*, Versailles, Éditions du Pen Duick, 77 p.

Brunet L. (1998), *Approches biogéographiques, écologiques et climatologiques de quelques observations naturalistes. Exemples en Normandie du Mont Pinçon (dans le Bocage) et du Cul de Rouvre (en Suisse Normande)*, Caen, mémoire de maîtrise, sous la dir. O. Cantat et M. Provost, Géophen, 111 p.

Cantat O. (1994), « La variabilité des saisons en Basse-Normandie : description et mécanismes essentiels », *Études Normandes*, n° 3, p. 85-100.

Cantat O. (1995), « Variabilité et variation climatique en Normandie », *Sécheresse*, n° 6, p. 273-279.

Cantat O., Gires J.-O. (1996), « Des épisodes climatiques actuels. À propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados », *Norois*, n° 16, p. 23-33.

Cantat O., Cochard P.-O. (1998), « Topoclimat et refuges biogéographiques thermoxérophiles : le cas des escarpements rocheux de la Suisse Normande », *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 3, p. 324-332.

Cantat O., Desdevises A., Masson E. (1999), « Conception et réalisation d'un outil cartographique pour la climatologie », Actes du séminaire UMR 6554, Géomatique en Environnement, n° 1, p. 19-23.

Carrega P. (1994), « Topoclimatologie et habitat. Analyse spatiale et appliquée », thèse de Doctorat, Univ. Nice-Sophia Antiplois, *Revue de Géographie du Laboratoire d'Analyse Spatiale Raoul Blanchard*, n° 35-36, 408 p.

Carrega P., Glinsky-Olivier P. (1997), « Cartographie du vent à l'échelle locale : performances comparées de deux modèles numériques », *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 10, p. 126-134.

Erpicum M. (1989), Analyse de la variabilité spatiale de la température à l'aide de transects mobiles. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 2, p. xxx-xxx.

Escourrou G. (1978), *Climats et types de temps en Normandie*, thèse de Doctorat d'État, Paris, Honoré Champion, 1081 p. + 525 p.

Escourrou G. (1981), *Climat et Environnement. Les facteurs locaux du climat*, Paris, Masson, 184 p.

Feyt G., Mailloux H., de Saintignon M.-F. (1995), « SIG et information climatique », *Revue Internationale de Géomatique*, vol. 5, n° 3-4, p. 361-376.

Guide du Calvados (1996), Paris, Éditions Gallimard, 316 p.

Legrix J. (1999), *Diversité climatique, types de temps et facteurs géographiques locaux en Basse-Normandie. Essai de typologie des températures minimales et maximales de 1997*, Caen, mémoire de maîtrise, sous la dir. O. Cantat, Géophen, 150 p.

Pédelaborde P. (1985), « Les brises de mer et les brises de terre », *Géographie et Recherche*, n° 4-5-6, p. 79-111, p. 59-108, p. 57-112.

Planchon O. (1997), *Les climats maritimes dans le Monde*, thèse de Doctorat, Presses Universitaires du Septentrion, Villeneuve d'Asq, 233 p.

Planchon O. (1998), « La notion d'échelle en climatologie : l'exemple des climats maritimes et côtiers en Europe », *Annales de géographie*, n° 602, p. 363-380.

Provost M. (1993), *Atlas de répartition des plantes vasculaires de Basse-Normandie*, Caen, Presses Universitaires de Caen, 90 p., 237 pl.

Roupsard G. (1998), *Étude du climat littoral du Calvados et de ses composantes locales à des fins cartographiques et appliquées*, Caen, mémoire de DEA géographie « Environnement-Sociétés », Géophen, 77 p.

Trzpit J.-P. (1970), *Atlas de Normandie, Article de présentation du climat normand*, Caen, Association pour l'Atlas de Normandie, 3 planches (texte et cartes sur le climat).

Trzpit J.-P. (1978), « La sécheresse en Basse-Normandie ; calamité accidentelle ou mal récurrent », *Études Normandes*, n° 1-2, p. 55-74.

Trzpit J.-P. (1999), « Le vent, une composante fondamentale de l'environnement en milieu littoral : l'exemple du littoral normand », Caen, *Documents de la MRSH*, n° 10, p. 59-70.

Vigneau J.-P. (1997), « Le climat océanisé de la façade atlantique médiane de l'Europe », in *Le Climat, l'Eau et les Hommes*, ouvrage en l'honneur de Jean Mounier, p. 227-244.

Vigneau J.-P. (1994), « La spatialisation des données ponctuelles », in *L'air du temps, échelles spatiales fines et pas de temps courts en climatologie*, Journée de la commission « climat et société » du CNG, *Études méditerranéennes*, n° 12.

PUBLICATION N°4

CANTAT O., SAVOURET E., BRUNET L., 2009 : **Les anémomorphoses végétales : quelle signification géoclimatique réelle ?**

Climatologie, vol. 6, pp. 9-31.

LES ANEMOMORPHOSES VEGETALES : QUELLE SIGNIFICATION GEOCLIMATIQUE REELLE ?

Olivier CANTAT [1], Edwige SAVOURET [2] et Laurent BRUNET [3]

[1] GEOPHEN, UMR 6554 CNRS – LETG
Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix – BP 5186
14032 Caen Cedex 5
olivier.cantat@unicaen.fr

[2] Laboratoire Espaces, Nature et Culture – UMR 8185 CNRS
Université de Paris IV-Sorbonne,
191 rue Saint Jacques,
75005 Paris

[3] HYDROBIO
7, Place du Calvaire
50240 St-Laurent de Terregate

Résumé

Dans la littérature, les anémomorphoses sont généralement associées à la direction et à la force des vents dominants. Or l'examen sur site des données éoliennes ne confirme pas toujours ce postulat, avec quelquefois même la présence de déformations végétales à contre sens des vents dominants. Pour élucider ce paradoxe bioclimatique, il convient de prendre en compte différentes échelles temporelles (saisonnière, journalière, horaire) et différents types de temps (ensoleillé, nuageux…), en relation avec une connaissance précise de la phénologie des végétaux. Dans cet article, la Normandie servira d'exemple pour la recherche des vents biologiquement efficaces, le caractère perpendiculaire à la côte des anémomorphoses correspondant ici à l'établissement très régulier en journée de vents de mer quand les plantes sont les plus vulnérables aux éléments extérieurs (début de phase de croissance). Un élargissement des observations naturalistes à d'autres secteurs géographiques montre que pour expliquer ces singularités morphologiques, il n'existe pas cependant un modèle unique de causalités, applicable en tout point, mais une combinaison d'éléments dont l'influence respective est à pondérer selon les contextes géographiques.

Mots clés : paysage, bio-indicateur, anémomorphose, biogéographie, bioclimatologie.

Abstract

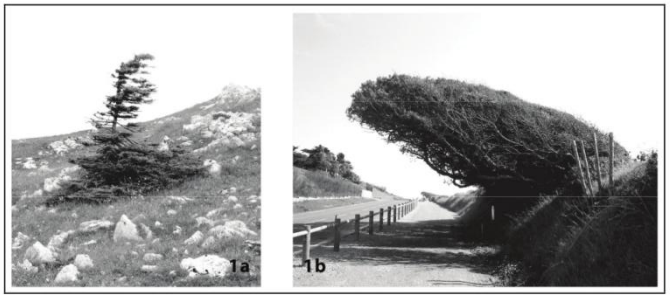
Wind-pruned shapes: what real geoclimatic meaning?

Plant distortions are generally linked to direction and to force of the dominant winds. Yet, an exam of meteorological data does not always confirm this postulate. To clarify this bioclimatic paradox, it is necessary to take an interest in different temporal scales (season, day, hour) and different weather types (sunny, cloudy…) in connection with a knowledge of the phenology of trees affected by these distortions. In this article, Normandy will be a example to the research of biologically efficient winds; on calvadosian coasts the presence of wind-pruned shapes in opposite direction of dominant winds is explained by the very regular setting up of see winds when plants are vulnerable (at the beginning of the growth period). But an enlargement of observations in other areas shows there is not an isolated model applicable anywhere but a combination of elements to balance according to geographical contexts.

Key words: landscape, bio-indicator, wind-pruned shape, biogeography, bioclimatology.

Introduction

A la découverte de sites paysagers remarquables, le regard du randonneur est parfois attiré par la présence d'arbres aux formes surprenantes : ici un port droit mais avec des branches ne se développant que d'un seul côté (photo 1a), là une croissance presque à l'horizontale (photo 1b). Ces caractéristiques pour le moins spectaculaires sont de toute évidence la marque d'une contrainte locale forte : le vent.



Photos 1 : anémomorphoses en montagne (1a, La Dôle, Jura Suisse) et en bord de mer (1b, Les Sables d'Olonne, côte atlantique vendéenne). Clichés O. Cantat, 2008 et 2005. *Wind-pruned shapes in mountain and seashore.*

Le rôle prépondérant de cet élément météorologique explique pourquoi les anémomorphoses sont particulièrement fréquentes en bord de mer et en milieu montagnard car le vent y souffle fort et régulièrement du fait de l'absence d'obstacle freinant sa course et de l'existence d'effets d'accélération liés à la topographie. Dans ces deux types d'espaces géographiques, l'observation montre que les arbres et les arbustes sont affectés, à divers degrés, par un déséquilibre de leur houppier*[1] : l'opposition est flagrante entre le côté « au vent », atrophié, et la partie « sous le vent » qui, elle, pousse plus librement (Cantat *et al.*, 2008). Outre leur allure dissymétrique, ces ligneux* présentent généralement un tronc plus épais, des ramifications plus nombreuses et une taille plus réduite ; ces formes ramassées vont même parfois jusqu'à la création de bonsaïs naturels... L'inclinaison des anémomorphoses, parfois à l'encontre des vents dominants, pose clairement la question de leur genèse. Autrement dit, quels sont les « vents biologiquement efficaces » ? Et donc plus largement, quelle est la signification géoclimatique réelle de ces déformations végétales ?

1. Anémomorphoses et vent : une relation complexe…

Le terme « anémomorphose » − du grec *anémos* (vent) et *morphos* (forme) − est généralement appliqué à la végétation. Il désigne les déformations des plantes ligneuses* sous l'action du vent, ce qui se traduit par la mise en place d'une morphologie d'évitement (Leclerc, 1999). Mais si la plante est ensuite déplacée à l'abri, elle reprend progressivement sa forme originelle, verticale et symétrique : les anémomorphoses constituent donc des accommodats*, c'est-à-dire des modifications réversibles et non héritables (Gorenflot, 1998).

1.1. L'existence d'anémomorphoses à contresens des vents dominants

Cette adaptation morphologique est souvent associée dans la littérature scientifique à la direction et à la puissance des vents dominants. Or, force est de constater que nombre d'observations naturalistes ne confirment pas cette relation *a priori* logique de cause à effet puisqu'il est même possible de voir des déformations à contresens des vents dominants ! Il en est ainsi sur les côtes de baie de Seine où s'observe concrètement ce paradoxe bioclimatique avec une inclinaison généralisée des arbres et arbustes à l'encontre du flux dominant de sud-

[1] Le symbole * suivant un mot ou un groupe de mots soulignés renvoie à un glossaire classé par ordre alphabétique en fin d'article.

ouest (photos 2 et 3), variante régionale des « westerlies » (figure 1) qui soufflent été comme hiver aux latitudes moyennes (Pédelaborde, 1958 ; Vigneau, 1997).

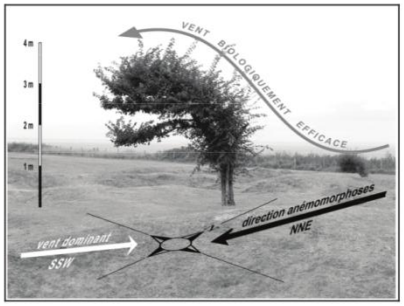


Photo 2 : Exemple d'anémomorphose à contresens des vents dominants. Port dissymétrique d'un petit ligneux caducifolié à la Pointe du Hoc (Calvados). Cliché E. Savouret, 2004. *Examples of wind-pruned shapes in opposite direction of dominant winds.*

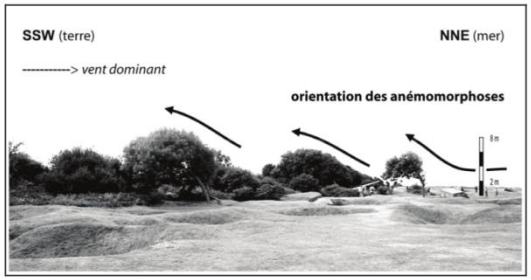


Photo 3 : Vue d'ensemble du site de la Pointe du Hoc (Calvados) et de ses anémomorphoses à contresens des vents dominants. Cliché E. Savouret, 2004. *Overview of Pointe du Hoc and its wind-pruned shapes in opposite direction of dominant winds.*

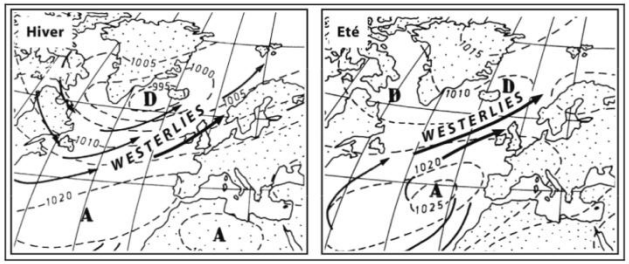


Figure 1 : Répartition moyenne des pressions atmosphériques (en hPa) et principaux flux sur l'Atlantique Nord et l'Europe, en hiver (à gauche) et en été (à droite). D'après P. Estienne et A. Godard (1970), modifié. *Average atmospheric pressure and flow over North Atlantic and Europe (winter and summer).*

Dès lors, l'existence de ces anomalies au schéma explicatif logique conduit à s'interroger sur la véritable genèse de ces déformations en procédant à une analyse approfondie de l'influence des facteurs environnementaux sur le port des végétaux. Les anémomorphoses constituent certes des bio-indicateurs* sous la dépendance première du vent, mais de quelle(s) dynamique(s) atmosphérique(s) sont-elles réellement l'expression ? Tel est précisément l'objet de cet article dans lequel nous allons déterminer les « vents biologiquement efficaces » à partir d'une étude réalisée préalablement sur le littoral normand au cours de la période 2003-2007.

1.2. Une exigence de représentativité biologique et spatiale des données

Pour disposer d'une information biologique à valeur climatique, le choix des bio-indicateurs s'est limité aux espèces arborées ou arbustives matures car leur développement sur plusieurs années permet de se forger une appréciation objective sur la pérennité des diverses contraintes écologiques locales. Sur le terrain, la sélection des « plantes-témoins » s'est fondée sur des critères visuels tangibles (Trzpit, 1999). Les contraintes éoliennes se traduisent par des ports caractéristiques aisément identifiables : ports « en drapeau » (photo 4a) ou « couchés » (photo 4b), avec le développement de branches sous le vent, allongées en longs porte-à-faux, entraînant la formation d'un houppier décentré et aminci latéralement (photo 4c). Dans le cas de groupements d'arbres ou d'arbustes, l'allure biseautée est de règle car chaque individu bénéficie de l'abri des précédents pour croître davantage, dans la direction opposée à celle du « vent biologiquement efficace » (photo 4d). Dans les secteurs les plus exposés, la quête des bio-indicateurs s'avère plus difficile car l'action du vent fait obstacle à la croissance des arbres (Petit-Berghem, 2003). Ainsi, en bordure de côte, on observe couramment le remplacement de la forêt par des formations buissonnantes (Elhaï, 1963 ; Ozenda, 1982 ; Houzard, 1993 ; Provost, 1993 ; Amat, 2002) permettant toutefois d'observer des anémomorphies (cas de la photographie 1b, par exemple).

Photos 4 : Exemples de spécimens retenus : arbres ou arbustes isolés (4a, Courseulles ; 4b, Cricqueville ; 4c, Arromanches) et groupes d'arbustes « biseautés » (4d, Quinéville). Clichés O. Cantat, 2008. *Examples of selected trees and shrubs and groups of shrubs beveled.*

Pour garantir l'origine éolienne de ces déformations, nous avons éliminé de notre sélection tout autre facteur externe, d'origines naturelle ou anthropique, susceptible d'expliquer une pousse dissymétrique de la plante (sols meubles instables, couloirs d'éboulement de pierres, maladies, coupes…). D'autre part, pour être représentatifs des conditions aérologiques sur une aire assez vaste, seuls ont été retenus les individus situés en dehors de toute influence d'éléments générant des effets d'abri, de renforcement ou/et de canalisation du vent. A l'échelle stationnelle, l'attention a porté sur les obstacles très proches (creux, buttes, haies, murs…) et à l'échelle locale sur le morcellement du relief (rentrants, saillants, dénivelés…) ; ces deux types de facteurs pouvant être à l'origine d'anémomorphoses « non significatives » des conditions aérologiques à l'échelle régionale.

1.3. La singularité des anémomorphoses sur les côtes normandes

Pour dépasser le cadre ponctuel de quelques observations naturalistes remarquables, une cartographie des modifications morphologiques des ligneux a été réalisée sur l'ensemble du littoral normand (figure 2). Elle a été dessinée à partir des travaux précurseurs de Gisèle Escourrou (1978), de la typologie proposée par Jean-Paul Trzpit (1999) et d'observations personnelles accumulées au cours de ces dernières années (Brunet, 1998 ; Savouret et Cantat, 2008). Dans un souci de lisibilité, la carte ne distingue pas les divers types de végétaux car, même s'il existe des degrés variables de déformations selon les sujets (feuillus/résineux et arbres/arbustes), ces différences ne remettent pas en cause l'organisation spatiale d'ensemble des anémomorphoses qui constitue l'objet de notre approche géographique.

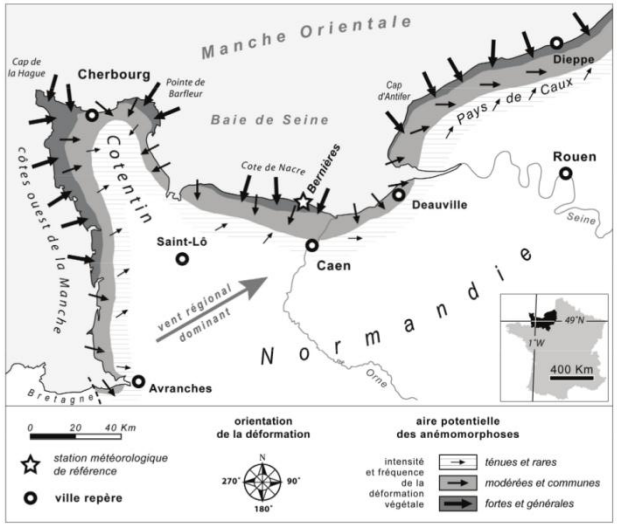


Figure 2 : Aires potentielles maximales des anémomorphoses en Normandie : orientation, intensité et fréquence de la déformation des végétaux. D'après Escourrou (1978) et Trzpit (1999), modifiée. *Maximum potential wind-pruned shapes areas in Normandy.*

La cohérence d'ensemble dans l'organisation spatiale des anémomorphoses présentes en « espace libre » autorise un travail de généralisation cartographique. L'information synthétisée dans la carte correspond ici aux aires potentielles maximales des anémomorphoses. En respectant les règles de sélection mentionnées ci-avant (cf. 1.2.), le document est donc valide à méso-échelle, ce qui permet de disposer d'une vision d'ensemble du phénomène « anémomorphose » et d'en tirer des conclusions à valeur géographique et climatique, objet de cet article.

Quelques constats généraux s'imposent :

- les anémomorphoses apparaissent tout au long des 700 kilomètres du rivage normand ;

- leur intensité (*forte, modérée, ténue*) et leur fréquence (*générale, commune, rare*) diminuent graduellement et très vite du littoral vers l'intérieur des terres ; puis ces déformations disparaissent au-delà de quelques kilomètres des côtes ;

- leur orientation varie avec la distance au littoral : globalement perpendiculaire et rentrante par rapport au rivage pour les déformations les plus marquées observées sur la frange côtière (fond gris foncé sur la carte), de directions légèrement plus variables pour les déformations modérées et communes (fond gris), et à dominante sud-ouest à ouest pour les cas rares et ténus situés plus à l'intérieur des terres (fond en trame horizontale).

Pour appréhender les causes et mécanismes à l'origine de cette disposition spatiale originale, replaçons ces observations dans leur cadre géographique et climatique. Les effets du vent se manifestent le plus fortement sur la façade occidentale du Cotentin du fait de son exposition maximale au flux d'ouest. Là, en lieu et place de formations arborées, on observe le développement d'une lande* atlantique xérophytique* (Provost, 1993 ; Petit-Berghem, 2003), « témoignage flagrant de cette carence en eau inattendue et largement imputable au vent » (Trzpit, 1999), tant l'évapotranspiration est exacerbée par la permanence de vents soutenus. Notons que l'adaptation nécessaire des végétaux à cette sécheresse d'origine éolienne est ici fortement renforcée par la faible capacité de rétention hydrique des sols du fait de la minceur de la couverture pédologique (Le Gouée, communication personnelle).

Avec une moindre extension géographique, trois autres secteurs littoraux présentant une ouverture assez large aux vents de mer complètent cette répartition des déformations *fortes et générales* : d'ouest en est, la Pointe de Barfleur, la Côte de Nacre et le littoral du Pays de Caux. Sur les littoraux en position relative d'abri, les anémomorphoses sont « seulement » *modérées et communes*, comme dans les fonds de baie et aux débouchés des principaux cours d'eau (nord-ouest d'Avranches, nord de St-Lô, estuaire de la Seine) et sur les côtes protégées des grands flux d'ouest (façade est du Cotentin) ou des coups de vents de nord-est (partie orientale des côtes du Calvados « sous » l'avancée du Pays de Caux).

En somme, l'orientation générale de la côte et sa situation plus ou moins exposée fait que chaque portion du littoral propose « ses » propres anémomorphoses. Si pour le promeneur, c'est l'intensité de la déformation qui retient avant tout l'attention, pour le géographe, ce sont plutôt, sous un même climat, les différences d'orientation d'un secteur à un autre qui posent question. A ce propos, les façades occidentale et orientale de la presqu'île du Cotentin sont très symptomatiques du problème avec leur opposition totale d'inclinaison des ligneux de part et d'autre d'un axe médian passant par Cherbourg et St-Lô. Tout aussi remarquable est la présence systématique d'anémomorphoses à contresens des vents dominants sur les rivages de la Côte de Nacre, au nord de Caen. A partir d'une analyse croisée des observations naturalistes et des données météorologiques locales, ce dernier exemple servira de support pour mieux comprendre les facteurs et processus à l'origine de ces déformations végétales très changeantes.

2. Le choix et le mode de traitement des données météorologiques

2.1. Bernières-sur-mer, une station témoin des conditions aérologiques locales

Le choix d'une station météorologique de référence est délicat du fait même des caractères géographiques de l'interface terre/mer qui présente de multiples configurations locales agissant sur la force et la direction du vent. Contrairement aux lieux les plus usuels d'implantation des stations météorologiques (sites plans et totalement dégagés des aérodromes), la topographie morcelée des côtes limite souvent la représentativité spatiale des conditions aérologiques à un périmètre réduit autour de la station (Cantat et Brunet, 2001). Pour les côtes élevées à falaises, on note fréquemment des turbulences de l'air (tourbillons d'axe vertical) ; pour les côtes basses sableuses, des effets de déviation du vent et de modification de sa vitesse induits par la morphologie des cordons dunaires (Leroy et Lafaysse, 1993). Au total, après expertise des conditions géographiques locales, la station de Bernières-sur-mer a été retenue pour caractériser les conditions éoliennes en baie de Seine en raison de son site plan et très largement dégagé autour des capteurs (Savouret, 2007). Cette station Radome*, en service depuis le mois d'août 2001, répond aux normes d'un « poste de classe 1 » préconisées par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale). Ce type de station garantit la fiabilité des données collectées, tant d'un point de vue instrumental que d'un point de vue environnemental (photos 5 et 6). Concernant le vent, le pylône de mesure est placé à une distance largement supérieure à dix fois la hauteur des obstacles environnants − dune au nord et urbanisation au sud − et la rugosité du terrain environnant (surface en herbe) est faible (d'après la classification des terrains de Davenport en 1960, adaptée par Wieringa en 1986 *in* Leroy, 1999).

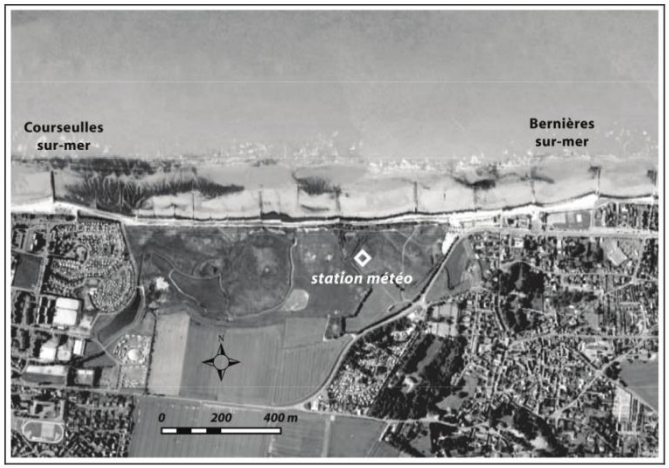


Photo 5 : Cadre géographique de la station météorologique de Bernières-sur-mer : un vaste espace « naturel » intercalé au sein d'un linéaire côtier densément urbanisé (Côte de Nacre). Planche réalisée d'après l'orthophotoplan du Calvados (Conseil Général du Calvados, juin 2001). *Surroundings of the weather station: a vast natural space intercalated within a densely urbanized coastline.*

L'analyse des données a été réalisée sur la période 2003-2007, quinquennat durant lequel nous disposons pour Bernières-sur-mer de séries continues sur les principales variables climatologiques (température, pluviométrie, hygrométrie, vent, rayonnement solaire…). Notons que cette période est représentative des conditions atmosphériques « habituelles », comme nous l'a confirmée une comparaison avec la station de Caen-Carpiquet[2]. En plus du vent, une attention particulière a été portée sur le rayonnement solaire car, en présence d'eau suffisante dans le sol (et c'est le cas au printemps en domaine océanique tempéré), l'énergie apportée par le Soleil contribue en grande partie à expliquer la croissance des végétaux et, en conséquence, leur déformation systématique le long du littoral. Les mesures de rayonnement solaire effectuées à l'aide d'un pyranomètre sont également validées en « poste de classe 1 » (aucune ombre portée sur le capteur lorsque le Soleil est à une hauteur angulaire supérieure à 2°, et aucun obstacle en vu avec une hauteur angulaire supérieure à 5°).

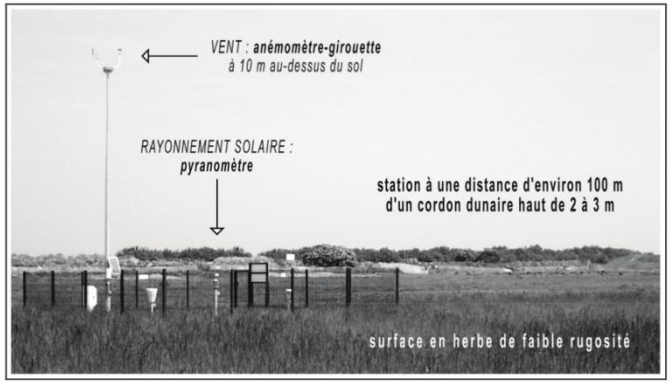


Photo 6 : Site de la station météorologique de Bernières-sur-mer (poste de classe 1) : un parc instrumental complet dans un environnement plan et largement dégagé de tout obstacle. Cliché O. Cantat, 2006. *Surroundings of the weather station: a site free of any obstacles.*

2.2. Les données utilisées et les principes de représentation graphique

Une image globale des conditions aérologiques sur le site de Bernières-sur-mer est proposée grâce à une analyse des données anémométriques fournies sous la forme de trois grandeurs distinctes :

- *les valeurs maximales quotidiennes instantanées*, force (FXI) et direction (DXI) ;

- *les valeurs maximales quotidiennes moyennées sur 10 mn*, force (FXY) et direction (DXY) ;

- *les valeurs tri-horaires du vent moyenné sur 10 minutes,* enregistrées à 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 et 21 heures UTC, force (FF) et direction (DD).

[2] Une analyse des données éoliennes de Caen-Carpiquet (station synoptique professionnelle à environ 15 Km au sud de Bernières) montre que la rose des vents 2003-2007 est globalement semblable avec la rose « normale » établie sur un plus grand nombre d'années (1981-2000). Par extrapolation, la série 2003-2007 de Bernières-sur-mer est donc *a priori* représentative des conditions aérologiques moyennes sur ce secteur du littoral.

En raison de leur plus grande représentativité temporelle (intervalle régulier de mesure), l'essentiel des conclusions de cet article s'appuiera sur une analyse des données tri-horaires (FF et DD). Pour dégager plus clairement les tendances majeures de la distribution fréquentielle du vent, nous avons procédé à leur représentation graphique sous forme de « roses des vents »*, avec un double classement en fonction de leurs provenances et de leurs forces. Les valeurs maximales instantanées (FXI et DXI) et les valeurs maximales moyennées sur 10 minutes (FXY et DXY) compléteront l'analyse.

2.2.1. Traitement relatif à la direction du vent

Le regroupement en 12 classes des 36 directions originelles (tableau 1) permet de mieux appréhender visuellement les principales provenances du vent tout en conservant une finesse angulaire suffisante (de 30 en 30°) pour mettre en relation ses directions privilégiées à différentes échelles temporelles et le sens de l'inclinaison des anémomorphoses.

provenance du vent		*cumul des secteurs*
nord	N	350° + 360° + 010°
nord nord-est	NNE	020° + 030° + 040°
est nord-est	ENE	050° + 060° + 070°
est	E	080° + 090° + 100°
est sud-est	ESE	110° + 120° + 130°
sud sud-est	SSE	140° + 150° + 160°
sud	S	170° + 180° + 190°
sud sud-ouest	SSW	200° + 210° + 220°
ouest sud-ouet	WSW	230° + 240° + 250°
ouest	W	260° + 270° + 280°
ouest nord-ouest	WNW	290° + 300° + 310°
nord nord-ouest	NNW	320° + 330° + 340°

Tableau 1 : Regroupement en 12 classes des 36 directions originelles des vents. *Reassembly in 12 classes of 36 original directions winds.*

2.2.2. Traitement relatif à la force du vent

Conformément à la réglementation internationale édictée par l'OMM (1990), une subdivision en quatre groupes a permis de qualifier la force du vent – calme, faible, modéré, fort – et de dégager ainsi plus clairement son efficacité mécanique et biologique pour expliquer la déformation des végétaux (tableau 2).

classe de force du vent		*vitesse du vent tri-horaire moyen*	
calme	FF0	inférieure à	2 m/s
faible	FF1	comprise entre	2 et 4 m/s
modéré	FF2	comprise entre	5 et 8 m/s
fort	FF3	supérieure à	8 m/s

Tableau 2 : Regroupement en 4 classes de l'échelle ouverte de la force du vent (seuils OMM). *Reassembly in 4 classes of wind force.*

2.2.3. Principes de construction de la rose des vents

La construction de la rose des vents reprend les principes graphiques usuels mentionnés dans les ouvrages de références de l'OMM (1990) et de Météo France (1996), ainsi que dans la plupart des manuels de climatologie appliquée (Escourrou, 1978a). Chaque rayon de la rose des vents est constitué de trois rectangles mis bout à bout. La longueur des rectangles est proportionnelle à la fréquence des vitesses de vent dans la direction donnée. La couleur (blanc, gris, noir) et la largeur (fin, moyen, large) des rectangles représentent le groupe de vitesses dans lequel on se situe. Pour souligner l'information majeure, nous avons également coloré en gris la surface du polygone joignant le sommet des 12 directions de base. Les pourcentages de temps calmes (vents inférieurs à 2 m/s) sont notés au centre de la rose des vents.

3. A la recherche des « vents biologiquement efficaces » …

3.1. La confirmation chiffrée du paradoxe bioclimatique

L'analyse des 14 580 observations de vent tri-horaire enregistrées à Bernières-sur-mer traduit la nette dominance sur la côte de Nacre des flux de secteur SW (27,8%), conformément à son appartenance aux latitudes moyennes dominées par les « westerlies ». La confrontation entre la rose des vents (figure 3) et l'inclinaison des arbres vers le sud (photos 2 et 3) confirme donc l'anomalie de direction observée précédemment.

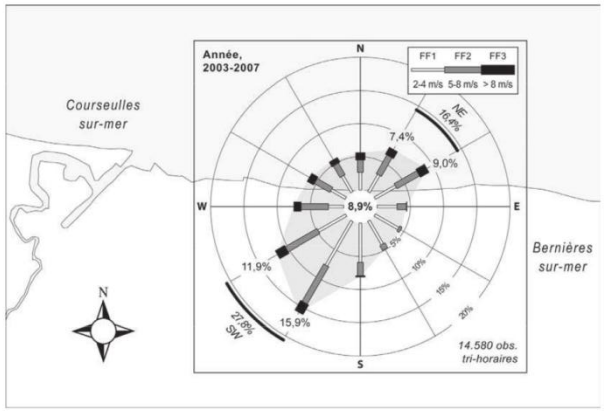


Figure 3 : Fréquence des vents tri-horaires sur l'ensemble de l'année moyenne à Bernières-sur-mer (2003-2007). Le pourcentage des calmes est indiqué au centre de la rose ; graphique établi d'après des données Météo-France. *Frequency of the three-hourly winds in the year. Percentages of calm wind in the center of the wind rose.*

Toutefois, cette rose des vents souligne également une seconde direction privilégiée qui pourrait apporter des éléments de réponse au paradoxe bioclimatique. En effet, 16,4% des vents proviennent du NE et cette fréquence inclut une proportion importante de vents forts (en noir). Ces puissants flux en provenance de la Manche pourraient-ils expliquer la casse des branchages exposés face à la mer et, par voie de conséquence, la dissymétrie des ligneux ? Le

phénomène peut se produire, bien entendu, mais une analyse de la direction des plus fortes rafales écarte cette hypothèse puisque celles-ci proviennent préférentiellement de l'ouest et du sud-ouest (figure 4), dans la continuité logique des tempêtes qui secouent l'Atlantique Nord à la « mauvaise saison » (Trzpit, 1977, 1990). Si casses il y a, celles-ci devraient donc défavoriser davantage la « face continentale » des végétaux, et ce n'est pas le cas. Ainsi, contrairement à une idée reçue, l'allure penchée des arbres n'est pas la conséquence de l'action mécanique du vent faisant pression sur le houppier, même si le poids important du feuillage et sa prise au vent peuvent accentuer le déséquilibre. Il convient donc d'approfondir l'analyse des données météorologiques pour déterminer les « vents biologiquement efficaces » et véritablement comprendre la généralisation de ces déformations en milieu littoral.

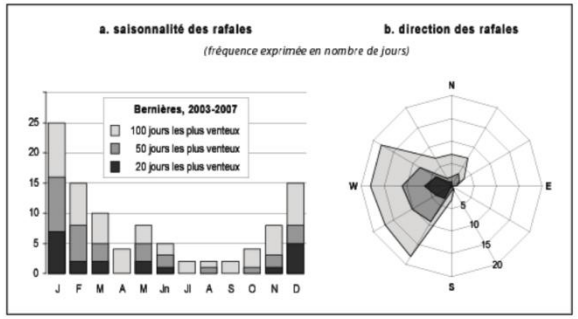


Figure 4 : Saisonnalité (a) et direction (b) des vents maxima instantanés à Bernières-sur-mer (2003-2007). Graphique établi d'après des données Météo-France. *Seasonality and direction of maxima instantaneous winds.*

3.2. Des hypothèses explicatives fondées sur la sensibilité des végétaux

D'après les biologistes, en milieu littoral, la dissymétrie de port des ligneux proviendrait d'une altération de leur croissance et non de casses par les vents forts (Leclerc, 1999) comme évoqué précédemment (cf. 3.1.). Concrètement, ces déformations résulteraient « de la mort des jeunes pousses les plus exposées au dessèchement et à l'action toxique des embruns » (Bounérias *et al.*, 1984). De fait, les bourgeons durablement soumis aux effets du vent ne se développant pas, l'arbre s'adapterait par la réorientation de son port, tout en cicatrisant ses brûlures dues au sable et au sel quand il est en bordure de côte.

3.2.1. La prise en compte des saisons biologiques : une première explication

Le découpage de l'année en deux grandes saisons biologiques distinctes permet d'appréhender plus finement le rôle du vent car c'est durant la phase de croissance des plantes – la saison végétative* – que celles-ci sont les plus sensibles aux facteurs écologiques d'origine climatique (figure 5).

■ **Durant la « morte saison »*** (ici de novembre à mars, figure 5 gauche), comparativement à l'ensemble de l'année, les vents de NE (13,6%) sont encore moins fréquents que les vents de SW (29,6%). Mais de toutes façons, quel enseignement serait-il possible d'en tirer pour expliquer les anémomorphoses dans la mesure où les feuillus caducifoliés sont dans leur phase de repos majeure (perte des feuilles et descente de la sève) tandis que les résineux

fonctionnent au ralenti – la résine les protégeant du gel et leur permettant d'assurer à minima la fonction alimentaire indispensable à leurs aiguilles – (Duyck *et al.*, 2008). A cette période de l'année, le développement des ligneux n'est donc pas, ou très peu, sensible aux éléments atmosphériques tels que le froid et le vent, en dehors de phénomènes exceptionnels dépassant le seuil de tolérance de chaque espèce.

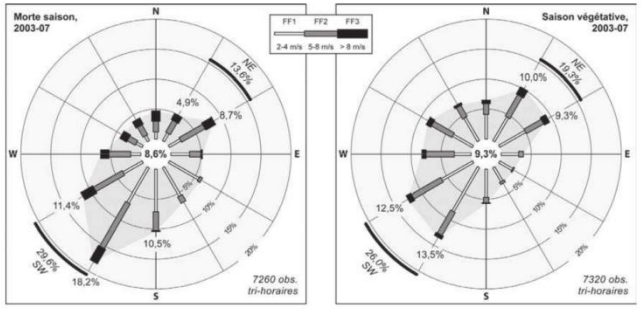


Figure 5 : Fréquence des vents tri-horaires durant la « morte » saison (octobre à mars, à gauche) et durant la saison végétative (avril-septembre, à droite), à Bernières-sur-mer (2003-2007). Le pourcentage des calmes est indiqué au centre de la rose ; graphique établi d'après des données Météo-France. *Frequency of the three-hourly winds during the off season (on the left) and during the growth season (on the right). Percentages of calm wind in the center of the wind rose.*

Concernant le vent, la marque des tempêtes les plus sévères est bien entendu visible dans les paysages forestiers (nombreux chablis* après 1987 et 1999) mais ces véritables « ouragans » des latitudes moyennes ne sont pas responsables des dissymétries dans la pousse des arbres. Dans ces cas, la pression énorme exercée par le vent et ses changements brutaux de direction provoquent souvent la cassure nette du tronc des arbres ou les couche à terre quand le substrat ameubli par l'eau à cette période de l'année n'offre pas de résistance mécanique au déracinement (observations courantes en Normandie fin 1999 à la suite de la Grande tempête du 26 décembre et d'un mois d'un début d'hiver très pluvieux).

■ **Durant la saison végétative** (ici d'avril à septembre, figure 5 droite), la composante NE apparaît un peu plus nettement (19,3%) mais la dominante reste toujours en faveur des flux de SW (26%). Si nous considérons uniquement les vents modérés à forts (≥ 5 m/s) susceptibles d'activer fortement la transpiration des plantes et d'accentuer leur dessèchement, l'écart se réduit mais le secteur SW l'emporte encore légèrement sur celui de NE (11,5% contre 9,8%). Pour approfondir cette première approche bioclimatique, intéressons-nous plus précisément à la phénologie* des plantes pérennes en climat tempéré océanique.

3.2.2. Le début du printemps : une étape cruciale dans le développement des plantes

A la fin de l'hiver, la végétation n'attend plus que les « signaux » externes au système plante-sol (lumière et chaleur) pour démarrer son cycle de développement annuel : à cette période, l'eau présente dans le sol et l'énergie emmagasinée dans les racines ne constituent pas alors des facteurs limitants à la pousse. Sous nos climats, la cinétique de la croissance des végétaux présente ainsi un rythme saisonnier avec une période biologiquement importante entre avril et juin (Heller *et al.*, 2004).

■ Il se produit en moyenne une phase de pousse très active au début du printemps consécutive au débourrement* des bourgeons, puis un ralentissement pour la consolidation des structures des pousses et l'accumulation de nouvelles réserves pour la croissance future en été (Leclerc, 1999). Dans notre optique, retenons que c'est quand apparaissent les bourgeons, les fleurs et les jeunes pousses que la plante est particulièrement fragile et donc sensible aux éléments extérieurs. C'est pourquoi l'impact du vent sur la morphologie des formations végétales est particulièrement marqué au début du printemps. Concrètement, cela reviendrait à voir en avril un mois clef pour expliquer la formation des anémomorphoses en Normandie. De fait, la direction dominante du vent s'établit alors au NE (24,8%) avec en plus une fréquence élevée des vents modérés à forts très desséchants (figure 6).

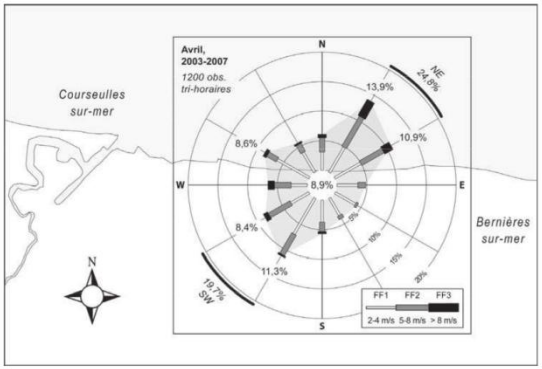


Figure 6 : Fréquence des vents tri-horaires en avril à Bernières-sur-mer (2003-2007). Le pourcentage des calmes est indiqué au centre de la rose ; graphique établi d'après des données Météo-France. *Frequency of the three-hourly winds in April at Bernières. Percentages of calm wind in the center of the wind rose.*

■ Parmi les facteurs exogènes de croissance, en plus de la chaleur et de l'humidité, la lumière est un ingrédient fondamental car elle intervient dans la production d'ATP* et de NADPH* nécessaires à la synthèse de glucides et d'autres composés (Heller *et al.*, 1998). Une distinction par « types de temps »*, fondée ici prioritairement sur la clarté du ciel, permet alors d'appréhender plus finement les mécanismes de formations des anémomorphoses. L'évolution saisonnière du rayonnement solaire global à Bernières-sur-mer démontre à ce propos que le mois d'avril constitue bien une date charnière du point de vue de la quantité d'éclairement disponible pour les plantes (tableau 3). Après les « mois sombres » de l'automne et de l'hiver, la fréquence des journées à fort éclairement solaire augmente brutalement en avril : le nombre de cas où les apports radiatifs sont supérieurs à 1700 J/cm² passe ainsi de 2 jours en mars (6%) à plus de 15 jours en avril (49%).

mois	jan	fév	mar	avr	mai	jun	jul	aoû	sep	oct	nov	déc
GLOT >= 1700 J/cm²	0%	0%	6%	49%	55%	69%	68%	55%	22%	0%	0%	0%

Tableau 3 : Pourcentage moyen de jours par mois enregistrant plus de 1700 J/cm² (intensité du rayonnement solaire global : GLOT) à Bernières-sur-mer (2003-2007). Tableau établi d'après des données Météo-France. *Average percentage of days in a month with more than 1700 J/cm² at Bernières.*

En tenant compte des journées durant lesquelles la photosynthèse est la plus active (rayonnement solaire global ≥ 1700 J/cm², figure 7), les vents maxima quotidiens sur 10 minutes deviennent quasiment mono-directionnels de NE, en accord avec la direction des anémomorphoses. Dans ces conditions de « beau temps », la fréquence des flux de SW chute fortement avec un cumul inférieur à 10%. Quand le ciel est plus couvert, la rose des vents présente à nouveau sa physionomie classique avec une nette dominance des flux de SSW et d'WSW (37% en cumul pour la composante SW).

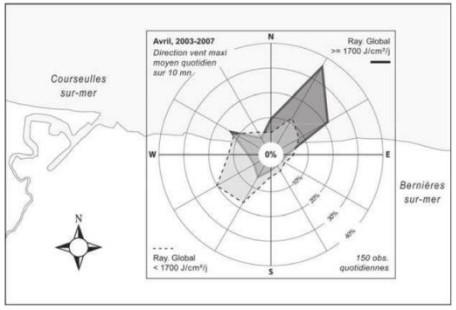


Figure 7 : Fréquence des vents maxima quotidiens moyens sur 10 mn en avril, en fonction d'un seuil de rayonnement global de 1700 J/cm²/j, à Bernières-sur-mer (2003-2007). Le pourcentage des calmes est indiqué au centre de la rose ; graphique établi d'après des données Météo-France. *Frequency of maxima daily average winds over 10 minutes in April, to a threshold of total solar radiation of 1700 J/cm². Percentages of calm wind in the center of the wind rose.*

■ Si l'on considère maintenant le rythme journalier de croissance des plantes, il existe en moyenne un maximum de pousse de jour et un minimum de nuit, en relation avec le pic d'activité photosynthétique en milieu de journée (Hopkins, 2003). L'analyse de la rose des vents sur l'intervalle 12-15 heures permet alors de matérialiser les différences d'orientation des flux aériens sur le littoral calvadosien aux heures potentiellement les plus « profitables » de la journée au début de la saison végétative (lumière et chaleur), comparativement à la situation de morte-saison (figure 8).

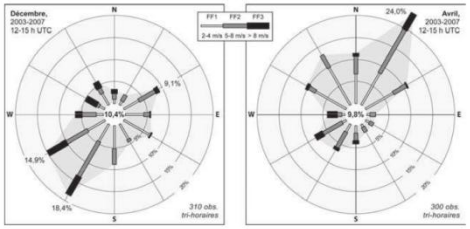


Figure 8 : Fréquence des vents tri-horaires en décembre et en avril, dans l'après-midi (12-15 h UTC), à Bernières-sur-mer (2003-2007). Le pourcentage des calmes est indiqué au centre de la rose ; graphique établi d'après des données Météo-France. *Frequency of three-hourly winds in December and April during the afertnoon. Percentages of calm wind in the center of the wind rose.*

En avril, dans ce créneau horaire, près des trois-quarts des vents sont compris dans le quadrant NW à NE, dont 24% pour le seul secteur NNE. En décembre, les flux sont majoritairement de composante SW mais cela est sans conséquence pour les plantes car c'est une période biologiquement inactive ou très ralentie.

Au total, sur les côtes calvadosiennes, il semblerait que les anémomorphoses soient la conséquence des vents de mer assez forts produits au début du printemps, en début d'après-midi, car c'est la période de l'année et le moment de la journée durant lesquels s'initie le développement des jeunes pousses alors très sensibles aux facteurs exogènes. Ces « vents biologiquement efficaces » correspondraient ici préférentiellement aux brises de mer, phénomène dont la preuve est fournie par un cycle diurne sans équivoque (figure 8). Il se trouve que le type de temps le plus propice à l'établissement des brises de mer est identique à celui requis au début du printemps pour le développement optimal des plantes : fort ensoleillement (plus de 1700 J/cm²/j), douceur des températures diurnes (plus de 15°C) et air relativement calme (moins de 3 m/s). Ces conditions sont fréquentes quand règnent des hautes pressions, synonymes de ciel clair et de vents faibles à cette époque de l'année. Des brises de mer se mettent alors systématiquement en place et « dominent » le vent synoptique.

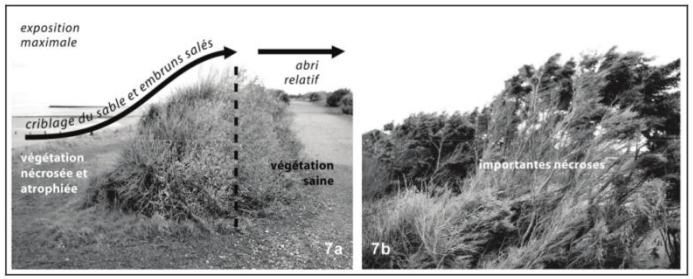
Lorsqu'à l'origine, le flux est initialement « de terre », la renverse de direction du vent a lieu en début d'après-midi. Si le flux est déjà « de mer », l'effet de brise se manifeste par un renforcement conséquent de la force du vent de mer dès la fin de matinée et plus encore dans l'après-midi, avant de se calmer dans la soirée, en relation avec la diminution du gradient de température entre la terre et la mer (Planchon, 1994). Ce dernier cas est fréquent sur les côtes de la Manche car les périodes de « beau temps » sont souvent associées à un anticyclone centré sur le nord de l'Europe, générant une circulation atmosphérique d'est à nord-est.

4. Le vent, facteur commun à toutes les anémomorphoses mais support à des processus variés et spatialement différenciés

Les contraintes morphologiques liées au vent ne se limitent pas aux seuls effets de dessèchement. Il convient d'envisager les autres facteurs exogènes de croissance « emportés par le vent ». Dans le cadre de cette étude régionale, nous pouvons envisager le rôle complémentaire du sel et du sable. Mais, loin du littoral, nombre d'espaces géographiques présentent aussi des déformations végétales systématiques et prononcées. D'autres processus, toujours sous la dépendance première du vent, peuvent être mis en évidence. Le schéma explicatif apparaît alors parfois très différent de celui évoqué pour les espaces côtiers…

4.1. Le rôle complémentaire du sable et du sel sur les anémomorphoses littorales

Au printemps, l'action durable des vents de mer exacerbe l'évaporation biologique mais ce n'est pas la seule cause responsable de la dissymétrie du port des ligneux sur le littoral. L'observation des végétaux démontre que l'altération de leur croissance est aggravée en bordure côtière immédiate par le criblage des grains de sables (déflation éolienne) et surtout par la toxicité des embruns salés qui brûlent les bourgeons et les jeunes pousses (photos 7). Une opposition de couleur matérialise très nettement ces contrastes entre la partie exposée en grande souffrance (jaune) et la partie saine (vert), relativement plus abritée où le buisson effectue sa pousse mais sans pouvoir toutefois s'élever. L'action conjointe du dessèchement, du sable et du sel entraîne l'élimination des rameaux qui dépassent verticalement du couvert végétal. Juste à l'arrière du cordon dunaire végétalisé, les projections d'embruns sont encore sensibles, comme en attestent les nécroses très marquées de cette haie de Cyprès de Lambert (photo 7b), par ailleurs bien adaptée aux hivers doux et aux étés frais de la côte.



Photos 7 : Exemples de nécroses sur la végétation arbustive (7a) et arborée (7b) au contact direct avec la mer, conséquence des projections fréquentes d'embruns salées et parfois du criblage par le sable lors des vents forts de mer (chemin côtier entre Bernières et Courseulles, Côte de Nacre). Clichés E. Savouret, 2009. *Examples of necroses on the plants in direct contact with salt spray and sometimes riddling by sand.*

La partie de la plante faisant directement face à la mer intercepte fréquemment les micro-gouttelettes d'eau salée propulsées dans l'air lors du déferlement des vagues. Dans ce cas, il n'y a pas nécessité de vents de mer très forts pour que les cristaux de sel atteignent la première ligne de végétation, notamment à marée haute, contrairement au phénomène de déflation éolienne qui suppose une vitesse et une turbulence de l'air plus conséquentes pour permettre la prise en charge à partir du sol des particules sableuses, puis leur transport. Dans ces conditions hyper halines (forte teneur en sel dans le sol, dans l'eau et dans l'air), la sélection des espèces est très sévère. Celles qui parviennent à s'implanter sont contraintes à développer des stratégies de défense importantes pour résister, d'une part au dessèchement et, d'autre part, à la double morsure du sel et du sable. Les plantes réagissent différemment selon leur capacité de résistance : « les Tamarix sont peu déformés, Peupliers et Ormes beaucoup plus, les Hêtres, particulièrement sensibles, sont absents du littoral, sauf en quelques vallons très encaissés à l'ouest de Cherbourg » (Bounérias *et al*., 1984).

Sur la frange strictement côtière, il convient donc de distinguer les effets nécrosant directs du sable et du sel qui accentuent la dissymétrie de port des végétaux, des effets à plus long terme du dessèchement induit par la fréquence importante des vents modérés à fort en provenance de la mer. Au-delà du trait de côte, l'action du sel disparaît rapidement. Certes, lors des périodes tempétueuses les embruns salés et le sable fin pénètrent loin à l'intérieur des terres mais, dans ces conditions de « gros temps », les dépôts – souvent lessivés par la pluie – se produisent assez indifféremment sur les parties « abritées » et « au vent » des végétaux secoués en tous sens par les rafales.

4.2. Ailleurs, des anémomorphoses résultant du dessèchement et d'autres mécanismes

Loin du littoral, de ses brises de mer, de ses embruns salés et de ses projections sableuses, des anémomorphoses s'observent aussi fréquemment là où le relief impose au vent un caractère franchement monodirectionnel. Pour compléter notre propos jusqu'alors essentiellement fondé sur une analyse des milieux côtiers, envisageons maintenant à différentes échelles spatiales et temporelles les facteurs topographiques et climatiques à l'origine de ces anémomorphoses « continentales ». Les quelques exemples succinctement présentés ci-après donneront une idée plus complète de la diversité et de la complexité des mécanismes en présence.

L'influence de la topographie d'échelle régionale apparaît ainsi majeure dans la basse vallée du Rhône avec une inclinaison généralisée des arbres vers le sud, en relation directe avec la présence du Mistral. En effet, quand le vent synoptique dominant d'Ouest propre aux latitudes moyennes se met en place, il est systématiquement contraint ici par les hauteurs du Massif Central et des Alpes à prendre une orientation méridienne Nord-Sud et à se renforcer par effet Venturi*, ce qui active le dessèchement des plantes[3]. La rose des vents annuelle de la station d'Orange, dans le Vaucluse, témoigne de ce phénomène d'origine orographique d'échelle large, modifiant la direction et la force du flux au point d'en faire l'une des caractéristiques climatiques essentielles de la région (figure 9).

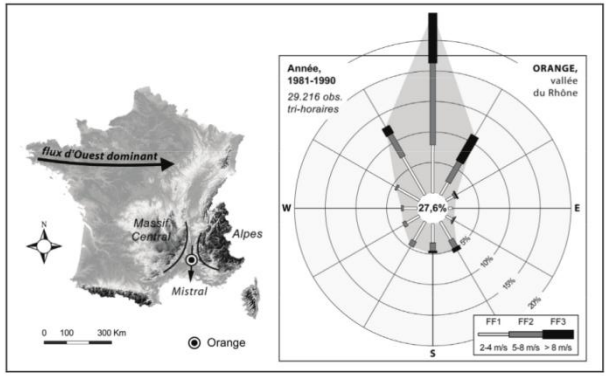


Figure 9 : Fréquence annuelle des vents tri-horaires à Orange (1981-1990). Graphique établi d'après données Météo-France (données recalculées). *Annual three-hourly winds in Orange.*
Fond de carte, modifié d'après : http://www.bib.ensmp.fr/fonds/pages_bib/WEB_CARTOTHEQUE

A l'intérieur du domaine montagnard, à des échelles plus fines, la géométrie des grandes masses de relief aboutit aux mêmes conséquences morphologiques sur les ligneux quand les vents « originels » sont fortement et durablement déviés, canalisés et forcés de s'élever, selon des axes horizontaux et des plans verticaux bien définis. Là où les conditions écologiques générales permettent encore la présence d'une végétation ligneuse (notamment par un froid modéré en hiver et la présence d'une période de chaleur sensible en été), il est ainsi possible de voir des arbres littéralement couchés le long des versants ; comme en plaine, ces anémomorphoses sont particulièrement marquées sur les sujets isolés qui ne bénéficient pas de la protection de leurs congénères. Dans les secteurs encore plus froids et humides, le rôle du dessèchement semble moins décisif. On constate souvent une casse importante des branches mais sur un seul côté du tronc, dans sa partie médiane et supérieure (photo 8). Dans ces conditions, l'expression « vents biologiquement efficaces » perd de son sens car la cassure

[3] Par ailleurs, l'origine continentale du flux augmente le pouvoir évaporant de la masse d'air. Dans la vallée du Rhône, pour atténuer les effets desséchants du Mistral sur les cultures, on plante des haies de cyprès ou de peupliers. Ces brise-vent naturels doivent avoir une porosité minimale de 50%, ce qui permet de ralentir la vitesse du flux sans provoquer la formation de turbulences encore plus nocives que le vent lui-même (l'effet atténuateur est sensible jusqu'à une distance horizontale de 15 à 25 fois la hauteur de la haie).

n'est plus une réponse physiologique à un stress mais la conséquence mécanique de l'application d'une force extérieure, même de courte durée, menant jusqu'au point de rupture de la branche.

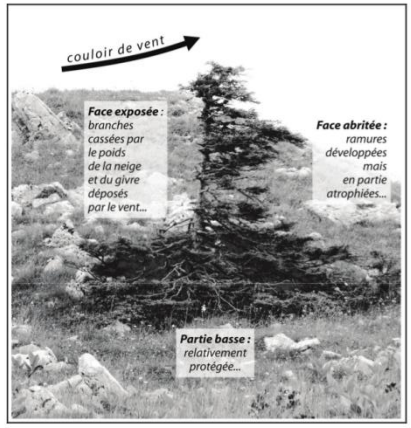


Photo 8 : Port dissymétrique et rabougri d'un résineux soumis aux effets indirects du vent en montagne : poids de la neige et du givre cassant les branches les plus exposées (La Dôle, Jura suisse). Cliché O. Cantat, 2008. *Assymetrical and shrivelled conifer due to weight of snow and white frost breaking the branches.*

Ce phénomène est vraisemblablement dû aux dépôts de givre, de neige et surtout de glace qui, épisodiquement et en association avec le vent, s'accumulent et viennent peser sur les ramures les plus exposées qui finissent par céder (photo 9). Après les épisodes de pluies verglaçantes*, la présence d'une gangue de glace englobant l'arbre accentue alors beaucoup sa vulnérabilité car elle impose une forme de rigidité qui favorise la cassure au détriment de la flexion. Cette conséquence est particulièrement visible sur les ramures les plus lourdement chargées, notamment quand le vent intervient, car l'arbre se présente alors comme un obstacle fragile du fait de sa rigidité et de son déséquilibre pondéral (en situation « normale », le balancement et la souplesse des branches absorbent une grande partie de l'énergie portée par le vent et leur évitent ainsi de casser, à l'image du roseau qui plie mais ne rompt pas …).

Photo 9 : Phénomène de givrage sur la face exposée au vent d'un résineux au Mont-Aigoual (Massif Central). Cliché : Observatoire Météo France du Mont-Aigoual. *Phenomenon of icing on a conifer in mountain.*

L'intensité et l'orientation de ces anémomorphoses « montagnardes » varient donc selon l'altitude du site considéré (qui détermine l'occurrence d'eau à l'état solide ou surfondue) et selon la provenance dominante des masses d'air chargées d'humidité en période froide. Cette dissymétrie d'origine mécanique expliquerait aussi pourquoi les anémomorphoses sont plus marquées sur les résineux que sur les caducifoliés qui « profitent » de la chute de leurs feuilles à la morte saison pour offrir moins de surfaces portantes à la glace. Notons d'ailleurs que la ramification à la base des résineux est généralement plus harmonieuse car cette partie près du sol est naturellement moins sujette aux effets directs du vent et surtout car, durant l'hiver, elle est enfouie sous une couche de neige protectrice (les branches à l'intérieur du tapis neigeux ne subissent pas d'effet de porte-à-faux provoquant flexure puis cassure). Là aussi, le « vent efficace », soufflant lors des conditions hivernales humides, n'est donc pas nécessairement le vent dominant à l'échelle de l'année, ni même de la saison froide…

Conclusion

Si les anémomorphoses constituent bien des témoins paysagers remarquables pour apprécier l'ampleur des contraintes éoliennes d'un lieu, leur signification géoclimatique n'est donc pas nécessairement en accord avec la direction et la force des vents dominants. Pour expliquer le port dissymétrique de certains ligneux, l'analyse couplée des informations biologiques et des données météorologiques mesurées *in situ* a mis en évidence le rôle parfois essentiel de vents « statistiquement secondaires » à l'échelle de l'année. Mais ceux-ci n'en constituent pas moins les « vents biologiquement efficaces », en relation avec la vulnérabilité variable dans le temps et dans l'espace de chaque plante vis à vis d'agents extérieurs atrophiant, nécrosant ou cassant (dessèchement, sel, sable, glace…). En Normandie, par exemple, la forme biseautée d'une haie de cyprès ou le houppier décentré d'un prunier sauvage sont bien des marqueurs du climat littoral, mais une étude rationnelle des vents locaux a démontré que ces déformations perpendiculaires au rivage résultaient avant tout des brises de mer soufflant régulièrement au début du printemps, quand bourgeons et jeunes pousses sont particulièrement sensibles au dessèchement. Outre la saisonnalité et la nature des processus intervenants dans leur genèse, l'intensité et l'orientation des anémomorphoses dépendent aussi pour beaucoup du contexte topographique stationnel qui modifie plus ou moins fortement la circulation de l'air. Ainsi, l'analyse de quelques cas typiques d'anémomorphoses en milieux montagnards montre par exemple que celles-ci ne se prêtaient pas facilement à une généralisation cartographique, et donc à une interprétation géoclimatique d'ensemble à valeur régionale, tant la juxtaposition de micro-couloirs éoliens et l'influence de l'altitude sur les températures créent des contextes biophysiques très différents d'un point à un autre pourtant très proches.

Au total, les différents exemples évoqués dans cet article, en domaines littoral mais aussi continental et montagnard, indiquent que pour interpréter ces singularités biologiques il n'existe pas un modèle unique de causalités applicable en tout point mais une combinaison d'éléments dont l'influence respective est à pondérer selon les contextes géographiques et climatiques.

Remerciements : Les auteurs remercient les deux experts anonymes pour leurs remarques avisées et Météo France pour l'accès au très grand nombre de données tri-horaires et journalières nécessaires à la réalisation de cette étude.

Glossaire

accomodat : « individu ou groupe d'individus d'une même espèce présentant des caractères qui résultent d'une accommodation* » (Da Lage et Métailié, 2000).

accommodation : « modification – réversible – des caractères physiologiques, morphologiques ou anatomiques d'un organisme, selon les variations des facteurs du milieu » (Da Lage et Métailié, 2000). Notons que la notion d'*accommodation* diffère de la notion d'*acclimatation* qui, elle, fait référence à « l'installation dans une région géographique différente de son aire d'origine, d'une plante capable d'y végéter, de s'y multiplier mais non de s'y reproduire sexuellement » (Da Lage et Métailié, 2000).

ATP (*Adénosine TriPhosphate)* : « nucléotide jouant un rôle essentiel dans les phénomènes bioénergétiques » (Ramade, 1993). C'est une molécule utilisée chez tous les organismes vivants pour fournir de l'énergie aux réactions chimiques.

bio-indicateur, ou *indicateur biologique* : « se dit d'un organisme vivant dont la présence, le comportement, l'état sanitaire ou les modifications phénotypiques permettent d'apprécier et de mesurer la qualité ou les évolutions de l'environnement (conditions mésologiques, écologiques, socio-économiques…) (Da Lage et Métailié, 2000).

brise de mer : « vent des régions côtières soufflant le jour, d'une vaste étendue d'eau de grande inertie thermique (mer, lac) vers la terre par suite du réchauffement superficiel du sol » (Dictionnaire de l'Environnement, 1992). De ces différences de températures naissent des inégalités de pressions entre l'air continental chaud (léger) et l'air marin froid (dense) ; un mouvement naturel de rééquilibrage se produit alors, aspirant l'air maritime vers l'intérieur des terres pour compenser le vide laissé par l'ascendance de l'air chaud (Planchon, 1994). A proximité du rivage la force de la brise est maximale car aucun obstacle ne vient gêner son déplacement ; en pénétrant dans les terres, la topographie, la végétation et la rugosité des surfaces viennent ensuite rapidement freiner sa progression, ce qui limiterait l'extension spatiale de la bande littorale affectée par les anémomorphoses.

chablis : « arbres déracinés ou cassés par le vent ou par le poids de la neige » (de Parcevaux *et al*., 1990).

débourrement : « stade phénologique du développement des végétaux ligneux, caractérisé par le dégagement des organes foliacées ou floraux des écailles duveteuses ou bourre des bourgeons. Dans les régions tempérées, le débourrement exige généralement la levée de dormance par des températures basses, puis des températures suffisamment élevées. Les conditions thermiques optimales diffèrent selon les espèces » (de Parcevaux, 1990).

effet Venturi (du nom du physicien italien Giovanni Venturi) : « nom donné à un phénomène de la dynamique des fluides où les particules gazeuses ou liquides se retrouvent accélérées à cause d'un rétrécissement de leur zone de circulation » (Encyclopédie scientifique en ligne, http://www.techno-science.net).

houppier : le *houppier* est la partie de l'arbre constitué d'un enchevêtrement de branches dites maîtresses, lorsqu'elles constituent l'ossature de la cime de l'arbre (elles partent du tronc), ou secondaires, si elles supportent les rameaux. Sur les rameaux se trouvent suivant la saison des bourgeons, des fleurs, des feuilles (ou aiguilles) et des fruits (Duyck *et al*., 2008).

lande : « formation végétale dense, constituée principalement d'arbrisseaux et sous-arbrisseaux xéromorphes, couvrant les sols acides en Europe du Nord et de l'Ouest » (Da Lage et Métailié, 2000).

morte saison : l'expression *morte saison* est un peu réductrice car l'activité végétale n'est pas totalement arrêtée mais très ralentie. L'expression a cependant été retenue dans cet article pour marquer le contraste avec la période de végétation.

NADPH (*Nicotinamide Adénine Dénucléotide Phosphate*) : coenzyme d'oxydoréduction, source principale d'électrons utilisée dans les réactions biosynthétiques dans la cellule.

phénologie : « ensemble des différentes étapes et des manifestations physionomiques qui marquent le cycle de développement d'une plante ou d'une végétation, selon un rythme en général saisonnier et en relation, directe ou non, avec le climat (feuillaison, floraison, fructification…) » (Da Lage et Métailié, 2000).

Plantes ligneuses → *ligneux* : de la nature du bois (du latin *lignum*, bois), par opposition à *herbacé*. Plus largement, « se dit d'un tissu, d'un organe ou d'une plante contenant de la lignine qui lui confère puissance et rigidité » (Da Lage et Métailié, 2000).

Pluies verglaçantes → *verglas* : « dépôt de glace, généralement homogène et transparent, provenant de la congélation de gouttelettes de bruine ou de gouttes de pluie en surfusion, sur les objets dont la surface est à une température inférieure à 0°C » (de Parcevaux *et al.*, 1990).

Radome : Réseau d'Acquisition de Données et d'Observation Météorologiques Etendues.

Rose des vents : « diagramme, en coordonnées polaires, figurant la distribution moyenne des directions du vent par tranche de vitesses. Plusieurs types de présentations sont possibles, soit en polygones emboîtées, soit en répartition radiale. Le nombre de secteurs de directions pris en considération est fonction de la précision requise.

Les plus fréquemment utilisées sont les roses de 8, de 16 ou de 18 directions correspondant respectivement à des secteurs de 45°, 22,5° et 20° » (de Parcevaux *et al*., 1990).

saison végétative : l'expression *saison végétative* correspond précisément à « la période de l'année durant laquelle les plantes ont une activité physiologique soutenue, assurant leur croissance et leur développement » (Amat, 2002). Synonyme de *période de végétation*.

types de temps : il s'agit de combinaisons relativement homogènes et plus ou moins durables (de quelques heures à quelques jours) d'éléments atmosphériques sur un espace d'échelle régionale à locale. Dans leur *Dictionnaire du climat*, Beltrando et Chémery (1995) précisent le concept : « manifestation d'un type de situation atmosphérique sur les paramètres du climat. L'état de l'atmosphère est précisé à l'aide de paramètres (température de l'air, hygrométrie, précipitations…), tandis que la situation météorologique est caractérisée par l'emplacement des centres d'action, le type de masse d'air en présence, les flux, l'existence ou la survenue de perturbations ». Les *types de temps* correspondent donc à l'association entre une situation météorologique appréciée à l'échelle synoptique et des conditions locales, perçues par les hommes (Beltrando, 2004).

xérophytique → *xérophyte* : « plante adaptée à la vie dans des conditions habituellement sèches » (de Parcevaux *et al*., 1990).

Bibliographie

AMAT J.-P., 2002 : *Partie 3 – Biogéographie.* In *Eléments de géographie physique.* Bréal, Rosny, 281-410.

BELTRANDO G. et CHEMERY L., 1995 : *Dictionnaire du climat.* Larousse, Paris, 344 p.

BELTRANDO G., 2004 : *Les climats. Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, Paris, 262 p.

BOUNERIAS M, POMEROL CH. ET TURQUIER Y., 1984 : *La Manche du Havre à Avranches*. Guide naturaliste des côtes de France, Delachaux-Niestlé, Paris-Neuchâtel, 365 p.

BRUNET L., 1998, *Approches biogéographiques, écologiques et biogéographiques de quelques observations naturalistes,* Université de Caen Basse-Normandie, Mémoire, Géophen, 111 p.

CANTAT O. et BRUNET L., 2001 : Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, **622**, 579-596.

CANTAT O., SAVOURET E. et BRUNET L., 2008 : Des anémomorphoses végétales à contresens des vents dominants : de l'interprétation délicate d'un marqueur biologique. *Actes de l'Association Internationale de Climatologie*, Montpellier, **21**, 165-171.

DA LAGE A. et METAILIE G., 2000 : *Dictionnaire de Biogéographie végétale.* CNRS Editions, Paris, 579 p.

DE PARCEVAUX S., PAYEN D., BROCHET P., SAMIE C., HALLAIRE M. et MERIAUX S., 1990 : *Dictionnaire encyclopédique d'agrométéorologie*. CILF, INRA, Météo France, 260 p.

Dictionnaire de l'Environnement. Conseil international de la langue française, Paris, 351 p.

DUYCK D., BOCQUET A. et BOCQUET PH., 2008 : Ecophysiologie de l'arbre (structure, fonctionnement, adaptabilité, sociabilité, devenir). *Compte rendu InterCetef Calvados, Manche, Orne*, Centre d'Etudes Techniques Forestières, 3-13.

ELHAÏ H., 1963 : *La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude géomorphologique*. Thèse de doctorat d'Etat de géographie, Bordeaux, 625 p.

Encyclopédie scientifique en ligne, consultée au printemps 2009. *http://www.techno-science.net*

ESCOURROU G., 1978a : *Climatologie pratique.* Masson, Paris, 172 p.

ESCOURROU G., 1978b : *Climats et types de temps en Normandie*. Thèse de doctorat d'Etat de géographie, Champion, Paris, 1081 et 525 p.

ESTIENNE P. et GODARD A., 1970 : *Climatologie*. Armand Colin, Paris, 365 p.

GORENFLOT R., 1998 : *Biologie végétale – plantes supérieures : appareil végétatif*. Masson, 248 p.

HELLER R., ESNAULT R. et LANCE C., 1998 : *Physiologie végétale : nutrition.* Dunod, 323 p.

HELLER R., ESNAULT R. et LANCE C., 2004 : *Physiologie végétale : développement.* Dunod, 366 p.

HOPKINS W. G., 2003 : *Physiologie végétale*. 1ère édition française, De Boeck, 514 p.

HOUZARD G., 1993 : Diversité des formations végétales primitives et des bioclimats de l'arc atlantique. *Norois*, **40**, 109-125.

LECLERC JC., 1999 : *Ecophysiologie végétale. Ch. 5 « Les plantes en situation de stress »*. Publications de l'Université de St-Etienne, 171-231.

LEROY M. et LAFAYSSE CH., 1993 : *Recommandations pour l'implantation et l'aménagement des parcs météorologiques*. Notes techniques, **31**, DSO, Météo France, 10 p.

LEROY M., 1999 : *Classification d'un site*. Notes techniques, **35**, DSO, Météo France, 12 p.

METEO FRANCE, 1996 : *Normales climatiques. Périodes 1961-1990*. SCEM, mult. p.

O.M.M., 1990 : *Guide des instruments et des méthodes d'observation météorologiques (Guide CIMO)*. Genève, OMM, **8**, ISBN : 92-63-26008-7, mult. p.

OZENDA P., 1982 : *Les végétaux dans la biosphère*. Doin, Paris, 431 p.

PEDELABORDE P., 1958 : *Le climat du Bassin parisien : essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique*. Thèse de doctorat d'Etat de géographie, Génin, Paris, 539 et 116 p.

PETIT-BERGHEM Y., 2003 : Le déterminisme des landes atlantiques : quelle réalité ? *Cybergéo : Revue européenne de géographie*, **240**, 27 juin 2003, 20 p. (http://www.cybergeo.eu/index4167.html)

PLANCHON O., 1994 : A propos de la notion de climat maritime. In *L'air du Temps, Etudes Méditerranéennes*, Université de Poitiers, **16**, 119-130.

PLANCHON O., 1998 : La notion d'échelle en climatologie : l'exemple des climats maritimes et côtiers en Europe. *Annales de Géographie,* **602**, 363-380.

PROVOST M., 1993 : *Atlas de répartition des plantes vasculaires de Basse-Normandie*. Presses Université de Caen, 237 pl., 90 p.

PROVOST M., 1998 : *La flore vasculaire de Basse-Normandie*, Presses de l'Université de Caen Basse-Normandie, CD ROM.

RAMADE F., 1993 : *Dictionnaire de l'Ecologie et des Sciences de l'Environnement.* Ediscience international, Paris, 1993.

SAVOURET E., 2007, *Le concept d'événement géographique. Approche et réflexions à partir de l'étude environnementale et sociétale des impacts littoraux induits du Débarquement de Normandie du 6 juin 1944*. Thèse de doctorat de géographie de l'Université de Caen Basse-Normandie, 361 p.

SAVOURET E., CANTAT O., 2008, « Identification et spatialisation des bioclimats bas-normands à partir d'un inventaire de la flore vasculaire régionale », *Actes des Journées de climatologie 2008, « Climat et végétation »*, Comité National Français de Géographie, 29-44.

TRZPIT J.-P., 1977 : Les tempêtes nord-atlantiques : essai d'analyse géographique. *Norois*, **93-94**, 33-52 et 211-234.

TRZPIT J.-P., 1990 : Vivre avec les tempêtes dans l'Europe du Nord-Ouest. De l'évènement météorologique à la réalité vécue. *Bulletin de la Société languedocienne de Géographie*, **1-2**, 164-202.

TRZPIT J.-P., 1999 : Le vent, une composante fondamentale de l'environnement en milieu littoral : l'exemple du littoral normand. *Les Documents de la MRSH*, Caen, **10**, 59-70.

VIGNEAU JP., 1997 : Le climat océanisé de la façade atlantique médiane de l'Europe. In *Le climat, l'Eau et les Hommes*, ouvrage en l'honneur de Jean Mounier, 227-244.

PUBLICATION N°5

CANTAT O., DREAL BN, 2014 : ***Diagnostic Climat*.**

Partie du *Profil Environnemental Régional de Basse-Normandie*, DREAL de Basse-Normandie, pp. 1-40 (parution fin 2014).

Version complète et en couleurs à télécharger sur le site de la DREAL :
http://www.basse-normandie.developpement-durable.gouv.fr/profil-environnemental-de-basse-normandie-a1701.html

Le climat

Emilie Jambu/ DREAL BN

“ Le climat n’est pas immuable... ”

PROFIL ENVIRONNEMENTAL DE BASSE-NORMANDIE

Conception de la thématique

Ce document a été conçu grâce à la contribution de nombreux rédacteurs issus de services spécialisés dans le domaine de l’environnement. Il présente un état des lieux du climat bas-normand. Compte tenu de l’état de la connaissance et de l’importance du domaine considéré, ce recueil ne peut être exhaustif. Il prend en compte les données qui ont été transmises par les acteurs mobilisés. Les services de l’État ont coordonné l’ensemble des travaux.

Directeur de publication : Jean Charbonniaud, Préfet de la région Basse-Normandie, Préfet du Calvados

Directrice de la rédaction : Caroline Guillaume, Directrice régionale de l’Environnement, de l’Aménagement et du Logement de Basse-Normandie (DREAL)

Cadrage : Philippe Surville (DREAL)

Animation du projet : Sandrine Héricher (DREAL)

Expertise et direction techniques : Jean-Pierre Roptin, Emilie Jambu (DREAL)

Rédaction

Introduction : Olivier Cantat (Université de Caen, Géophen), Sandrine Héricher (DREAL)

Analyse du climat régional, de ses caractéristiques et représentations : Olivier Cantat (Université de Caen Basse-Normandie, Géophen), Marie-Annick Bühler (Météo-France)

Prospective sur le changement climatique et ses impacts :

Marie-Annick Bühler (Météo-France) et Emmanuel Caillebotte (DREAL)

Les gaz à effet de serre, les politiques d’adaptation et d’atténuation et les acteurs :
Jean-François Barbot (DREAL), Karine Bosser (ADEME), Frédéric Gresselin (DREAL), Emilie Jambu (DREAL)

Relecture et validation

Conseil Régional de Basse-Normandie : Isabelle Bureau, Thierry Berthaux

DREAL : Michel Guéry, Philippe Surville, Patrice François, Jérôme Dorey

Ecovia : Roland Thaler

Secrétariat Général aux Affaires Régionales : Vincent Rivasseau, Jeanne de la Porte

Cartographies : Olivier Cantat (Université de Caen) et Catherine Conseil (Météo-France)

Développement graphique et mise en page : Séverine Bernard (DREAL)

1 La diversité et la variabilité des climats bas-normands 8

- Caractères généraux du climat bas-normand
- Les températures
- Les précipitations
- Le vent
- L'ensoleillement

2 Le climat, composante clé de l'écosystème 38

- L'impact du climat sur les rivières et les nappes d'eau souterraines
- L'impact du climat sur la végétation et les sols

3 Les impacts des activités humaines sur l'équilibre climatique 42

- L'augmentation des gaz à effet de serre
- L'origine des émissions de gaz à effet de serre
- Les possibilités de stockage de carbone
- Scenarii de consommation et d'émissions à l'horizon 2020 et 2030

4 Les risques liés au changement climatique 53

- La prospective régionale sur le changement climatique
- La modification des équilibres naturels

5 Synthèse du diagnostic et enjeux 59

- Chiffres clés
- Grilles AFOM
- Enjeux et orientations

6 Acteurs régionaux et bibliographie 63

- Acteurs régionaux
- Bibliographie

1. La diversité et la variabilité des climats bas-normands

*La **diversité spatiale est une caractéristique forte du climat régional**. Cependant, le climat « vécu » est parfois très différent du climat « moyen » vu à partir de ce que l'on désigne comme les « normales » (cf. encadré). C'est pourquoi, une attention particulière doit également être portée sur la **variabilité temporelle** qui traduit au mieux la pluralité des conditions atmosphériques possibles. D'une année à l'autre, d'une saison à l'autre et même d'une heure à l'autre, le « temps qu'il fait » présente en effet des visages parfois fort contrastés en Basse-Normandie. Le caractère « tempéré » propre aux latitudes moyennes océaniques n'exclut pas épisodiquement des sécheresses ou des inondations, des canicules ou des vagues de froid et même la survenue de violentes tempêtes…*

A découvrir dans ce chapitre

- **Caractères généraux du climat bas-normand**
- **Les températures**
- **Les précipitations**
- **Le vent**
- **L'ensoleillement**

1 Caractères généraux du climat bas-normand

La situation géographique de la Basse-Normandie lui confère des caractéristiques climatiques de type **« tempéré océanique »** : précipitations, températures, vents et ensoleillement sont fortement conditionnés par le positionnement habituel du courant perturbé atlantique autour du 50e parallèle Nord.

« Normale » : moyenne des principaux éléments qui composent le climat sur une période de trente ans.

Paramètres climatiques usuels en Basse-Normandie et en France (température, précipitations et vent pour 1981-2010, insolation pour 1991-2010). *Entre parenthèses sont indiquées les valeurs de l'ancienne normale 1971-2000*

	Alt.	Température					Précipitations			Insolation			Vent	
	Altitude (m)	T minimale	T maximale	T moyenne	Jours / gelée	Jours / chaleur	Cumul annuel	Jours ≥ 1 mm	Jours ≥ 10 mm	% annuel	Jours < 20%	Jours ≥ 80%	Jours ≥ 16 m/s	Jours ≥ 28 m/s
La Hague	6	9,5	13,8	11,7	4,6	1,6	749	124,2	20,5	-	-	-	(144,7)	(7,5)
Caen	67	7,4	15,1	11,2	32,1	22,6	740	125,7	19,7	38,6	142,8	44,3	70,9	2,6
Alençon	143	6,6	15,3	11,0	49,0	35,2	747	119,1	21,5	38,5	150,7	53,7	43,3	1,0
Stations limitrophes de la Basse-Normandie														
Dinard	58	8,0	15,2	11,6	26,4	16,2	759	129,5	19,0	38,0	145,4	44,9	68,3	1,9
Rouen	151	6,6	14,4	10,5	48,7	26,0	852	133,6	23,8	35,5	161,6	42,5	52,7	1,7
Evreux	138	6,6	15,0	10,8	51,5	32,6	605	114,6	14,1	38,4	146,3	47,3	50,8	1,5
Stations représentatives de la diversité climatique du territoire français (d'ouest en est et du nord au sud)														
Brest	94	8,3	14,8	11,5	16,2	10,8	1 210	159,0	39,8	34,9	158,8	40,5	81,6	1,8
Lille	47	7,1	14,5	10,8	43,2	30,5	742	127,4	19,6	36,9	154,9	44,5	62,4	2,7
Strasbourg	150	6,6	15,3	10,9	65,9	57,5	665	114,9	16,4	38,6	159,9	59,8	31,3	1,1
Lyon	197	8,1	16,9	12,5	49,7	75,4	832	104,1	25,1	45,7	128,3	81,1	56,5	1,0
La Rochelle	4	9,9	16,8	13,4	19,9	43,0	767	114,1	23,6	48,0	110,6	82,5	(58,8)	(1,8)
Biarritz	71	10,4	18,1	14,3	16,3	46,3	1 451	140,5	49,0	43,1	130,9	70,9	56,3	2,1
Marseille	9	10,8	20,2	15,5	24,5	111,3	515	53,2	15,3	65,2	60,2	169,9	104,7	6,9
Nice	2	12,4	19,6	16,0	1,3	84,7	733	61,2	22,6	64,0	64,0	147,1	41,4	0,3

Des disparités importantes existent entre les régions littorales et l'intérieur des terres. Le relief, malgré des altitudes modestes, joue un rôle substantiel.

Carte réalisée d'après la carte de l'Atlas climatique de la France édité par Météo-France (Cantat, 2012) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Arc-en-ciel

Sandrine Héricher/DREAL BN

La climatologie (d'après André Hufty, in « *Introduction à la climatologie* ») : « *étude des échanges énergétiques et hydriques entre la surface de la Terre et l'Atmosphère, combinée avec la fréquence et la succession d'éléments météorologiques* ».

D'après Lucien Dorige, « Eléments de géographie physique » : la ***climatologie*** *a pour objet l'étude du climat ou plutôt des climats de la Terre. C'est donc une « géoscience », voisine de la météorologie dans ses préoccupations mais qui s'en démarque cependant par sa finalité et ses méthodes.*

En effet, la ***météorologie*** *s'intéresse au temps « qu'il fait ». Or, le temps (météorologique) exprime l'état de l'atmosphère en un point et à un instant donnés, combinaison éphémère d'éléments aussi divers que la température, la pression atmosphérique, l'hygrométrie, la nébulosité, la vitesse et la direction du vent...*

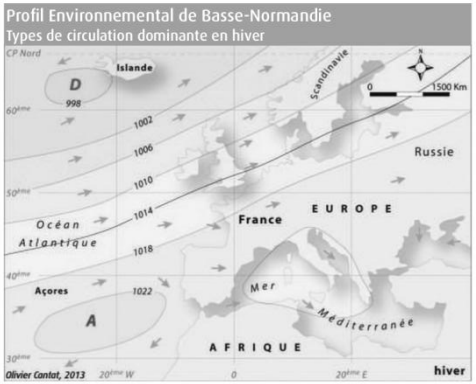
Face à ces réalités vécues, le climat se présente, en revanche, comme une notion abstraite. ***Si le temps n'est qu'un instantané, le climat suggère plutôt un film qui intègre la variété infinie de ces états successifs. Ses multiples séquences s'organisent en un scénario logique et relativement répétitif au fil des saisons****. Car le climat s'inscrit dans la durée et se réalise selon un cycle annuel, celui de la révolution terrestre autour du soleil. Au cours de ce cycle, les divers points de la planète présentent une exposition plus ou moins favorable à la réception du rayonnement solaire et à l'énergie qu'il apporte. L'étymologie trouve ici sa justification physique puisque, rappelons-le, climatis, en grec, signifie « inclinaison ».*

Un climat sous contrôle océanique avec la dominance des flux d'Ouest

Entre les hautes pressions subtropicales et les basses pressions subpolaires, la façade occidentale de l'Europe bénéficie en règle générale d'un flux d'Ouest provenant de l'Atlantique, rythmé par le passage de perturbations plus ou moins actives selon la saison.

En hiver, la migration vers le Sud et le creusement de la dépression d'Islande est synonyme d'un surcroît d'humidité et de vent dans une ambiance rafraîchie, alors qu'en été, la remontée vers le Nord de l'anticyclone des Açores assure un temps plus agréable. Ces conditions dynamiques expliquent les deux principales composantes de notre climat :

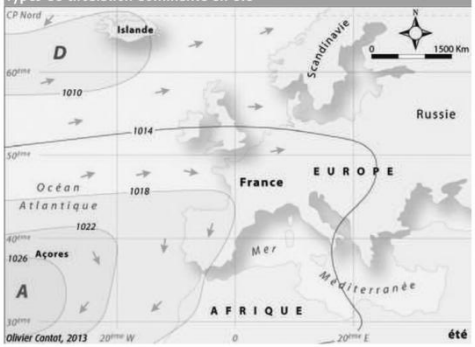
(1) douceur et faible amplitude saisonnière des températures,
(2) régularité des précipitations, avec renforcement en automne et en début d'hiver.



Carte réalisée d'après diverses cartes d'ouvrages de climatologie et atlas (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Emilie Jambu/DREAL BN

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Types de circulation dominante en été



A anticyclone *D* dépression *1014* pression atmosphérique (moyenne 1013 hPa) → direction des vents dominants

Carte réalisée d'après diverses cartes d'ouvrages de climatologie et atlas (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Printemps

Sandrine Héricher / DREAL BN

Été

Sandrine Héricher / DREAL BN

Automne

Séverine Bernard / DREAL BN

Hiver

DRAM

« Une variabilité incessante, un caractère franchement océanique : voilà le climat normand, indéfiniment complexe et changeant. Cette complexité déconcertante résulte de la succession jamais répétée de types de temps variés »

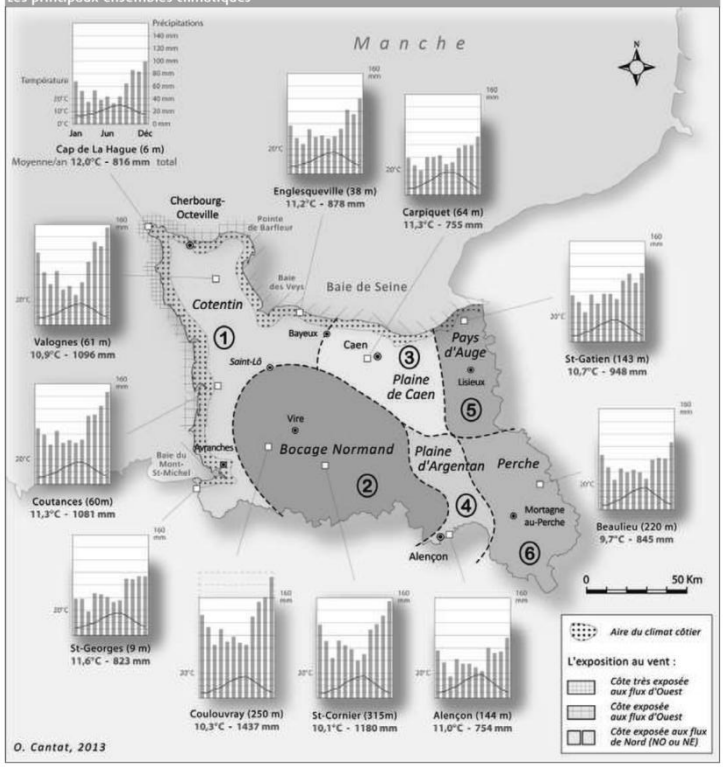
(Trzpit, 1970).

La dégradation variable des influences océaniques

Schématiquement, le climat bas-normand peut se décomposer en six grands ensembles plus une bande côtière (cf. carte).
Le trait le plus marquant est la dégradation progressive des influences hyperocéaniques du Cotentin vers des nuances plus continentales dans les confins méridionaux du Perche.

La modification des influences océaniques prend de multiples formes, en fonction des effets combinés :
- de la diversité des expositions de façade,
- de la distance au littoral,
- de l'altitude.

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Les principaux ensembles climatiques



Carte de synthèse réalisée pour le Profil environnemental de Basse-Normandie d'après les cartes de l'Atlas de Normandie (1970), de la thèse de Gisèle Escourrou (1978) et du traitement de données Météo-France sur la période 1991-2000 pour les diagrammes ombro-thermiques (Olivier Cantat, 2013)

① **La partie occidentale de la région, avec le Cotentin**, est dominée par les effets climatiques de la Manche. La mer assure des températures tempérées en toutes saisons (douceur hivernale et fraîcheur estivale) et une humidité toujours bien présente (se transformant en précipitations abondantes sur les hauteurs). Ces caractères très maritimes se prolongent vers l'Est jusque dans la région de Bayeux, alors qu'ils s'effacent quelque peu vers le Sud au profit de conditions plus lumineuses et moins arrosées dans la région d'Avranches.

② Au Sud-Est de ce domaine fortement océanisé, **le Bocage** constitue une variante climatique marquée par l'abondance des précipitations et des températures plus faibles, en raison de l'altitude et de l'exposition. Cependant, il convient de distinguer les hauteurs très fortement exposées les plus à l'Ouest (plus de 1 400 mm de pluies annuelles vers Coulouvray Bois-Bénâtre), des fonds de vallées sensiblement moins arrosés.
Ceux-ci bénéficient de conditions thermiques souvent plus contrastées : gel plus précoce en automne et plus tardif au printemps, forte chaleur possible en été. Des transitions à tendance « méridionale » apparaissent plus au Sud (versant Sud des hauteurs de la Forêt d'Andaines et du Massif d'Ecouves). Ces différences d'échelle fine entraînent localement des originalités biogéographiques remarquables, comme la présence d'espèces de type basse montagne sur les hauteurs du Mont-Pinçon et, à moins de vingt kilomètres de ce site, la présence ponctuelle d'espèces à affinités méditerranéennes sur les escarpements rocheux des bords de la Rouvre.

En de nombreux points les caractères climatiques du Bocage se retrouvent dans le **Pays d'Auge** ⑤ et sur le **Perche** ⑥ en raison d'une topographie aussi tout en contrastes. La plus forte continentalité du Perche accentue toutefois les caractères thermiques (hivers plus froids, étés plus chauds) et amoindrit les précipitations (généralement inférieures à 900 mm).
Entre ces différents ensembles, un large espace, voué à la culture céréalière est fortement influencé par sa position sous le vent des collines de Normandie. Tout au long de cette diagonale de Bayeux à Alençon, l'effet d'abri entraîne moins de précipitations que sur le reste de la région (de l'ordre de 650 à 750 mm). Cependant, les caractéristiques topographiques et la proximité de la Manche individualisent deux sous-ensembles distincts. Au Nord, la **Plaine de Caen** ③ bénéficie de températures plus douces en hiver et plus fraîches en été que les cuvettes intérieures des **campagnes d'Argentan à Alençon** ④, situées plus au Sud. Celles-ci ne sont pas autant tempérées par les entrées récurrentes de masses d'air maritime.

Enfin, **le climat côtier** s'établit sur une bande de quelques kilomètres de large le long des 850 km du littoral bas-normand. L'ambiance climatique y est marquée par la présence de masses d'air constamment chargées d'humidité, pas nécessairement plus pluvieuses. Les précipitations se déversent généralement plus en arrière de la côte, dès les premiers reliefs qui font office de révélateur. Les températures subissent ici très fortement l'effet modérateur de la Manche : les hivers sont beaucoup plus doux (gelées très rares) et les étés nettement moins chauds (peu de fortes chaleurs). Le vent est souvent omniprésent, particulièrement sur la façade Ouest du Cotentin ouverte aux grands flux d'Ouest. La Baie de Seine bénéficie d'une position d'abri sauf lors des coups de vent de Nord-Est.

Cotentin

Patrick Galineau/DREAL BN

Bocage normand

Laurent Mignaux/MEDDE-MLET

Perche

Roméo India

Pays d'Auge

Patrick Galineau/DREAL BN

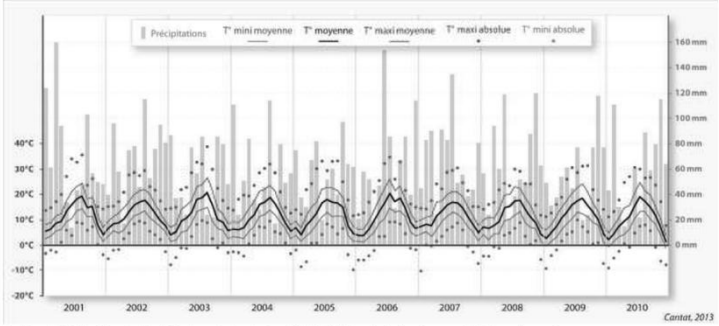
Plaine de Caen

Plaine de Caen / 4vents

Un climat tempéré, « non dénué d'excès »

Par delà cette image « moyenne » du climat bas-normand et ses différentes variantes locales, la réalité apparaît plus contrastée. Dans une même station, les températures moyennes annuelles peuvent fluctuer couramment de plus de 2°C entre une année fraîche et une année douce. **Les précipitations peuvent varier encore plus fortement du simple au double entre une année sèche et une année pluvieuse !**

Variabilité des températures et des précipitations dans la Plaine de Caen entre 2001 et 2010



Graphique réalisé d'après les données Météo-France de Caen-Carpiquet (Cantat, 2012) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Sur des périodes de quelques heures à quelques jours, les « caprices » de l'atmosphère sont quelquefois très prononcés. La région subit des événements météo-climatiques extrêmes, même si ceux-ci ne présentent pas un caractère aussi intense que ceux observés dans le Sud-Est de la France. Les sécheresses (1976, 1990…), inondations (1995, 2001…), vagues de froid (1956, 1963, 1979, 1985, 2012…), fortes chaleurs (1959, 1976, 1989, 2003…) ne sont pas inconnues, comme les tempêtes dévastatrices en automne et en hiver (octobre 1987 et décembre 1999) avec des rafales supérieures à 150 km/h…

La variabilité des températures et des précipitations apparaît sur la chronique de 2001 à 2010. Les températures mensuelles extrêmes (points rouges et bleus de l'illustration) soulignent l'existence d'épisodes fort éloignés des conditions habituelles. Le tracé « en dents de scie » des précipitations exprime la possibilité de sérieux problèmes, tant pour l'agriculture que pour les espaces urbains (sécheresses, inondations). **Mais le risque tient aussi au fait que d'un mois à l'autre la situation peut totalement s'inverser** : en 2011, le printemps avait été marqué par l'absence de pluie et le spectre d'une profonde sécheresse semblait s'annoncer, alors que c'est un été très pluvieux qui s'en est suivi (près de 100 mm en juillet et en août)… D'un excès à l'autre, telle est la réalité de notre climat…

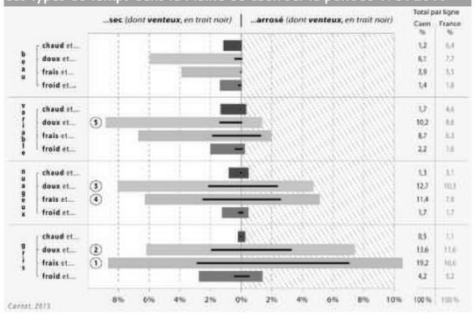
Port de Honfleur

Patrick Galineau / DREAL BN

La diversité des types de temps en Basse-Normandie

En complément des approches usuelles du climat, la notion de « types de temps » permet de saisir concrètement la réalité météorologique. On peut ainsi croiser 4 paramètres : l'ensoleillement, la température, les précipitations et le vent pour la région de Caen entre 1991 et 2010. La typologie ci-dessous présente la diversité des types de temps dans la région.

Les types de temps dans la Plaine de Caen sur la période 1981-2010



Graphique réalisé d'après données Météo-France de Caen-Carpiquet (Olivier Cantat, 2013)

La juxtaposition de quatre qualificatifs exprime l'état journalier des conditions atmosphériques. La figure ci-contre montre les 16 grandes combinaisons possibles de température et d'ensoleillement, discriminées par l'occurrence de précipitations (sec à gauche et pluvieux à droite) et nuancées par la présence ou non de vent soutenu (trait noir superposé aux bandes). Les valeurs caennaises sont comparées à droite du graphique à une valeur indicative française (moyenne des stations de Brest, La Rochelle, Lille, Orléans, Strasbourg, Lyon, Toulouse et Marseille).

L**es combinaisons sont très variées : 5 types de temps ont une fréquence supérieure à 10 %** (soit 36 jours par an). La plus commune est constituée par le temps « **gris et frais** ① » (19,2 %), arrosé plus d'une fois sur deux et très souvent venteux... Cette combinaison est suivie sans surprise par quatre types de temps également classiques dans notre région : « **gris et doux** ② » (13,6 %), avec une légère dominante pluvieuse et venteuse, « nuageux et doux ③ » (12,7 %), préférentiellement sec et moins venté, « **nuageux et frais** ④ » (11,4 %), avec un partage assez équitable entre sec et pluvieux et entre venteux ou non venteux, et enfin « **variable et doux** ⑤ » (10,2 %) à très forte dominante sèche et non venteuse. La dominance des flux d'Ouest se traduit par la **sur-représentation des ambiances douces et fraîches** qui occupent à elles seules les 7 premiers rangs du classement et représentent plus de 81 % des types de temps. Autre caractère typiquement océanique, la couverture nuageuse est bien présente comme en témoignent les ciels gris ou nuageux à près de 65 %. Cette valeur est toutefois à nuancer car même durant ces journées couvertes, il arrive que le soleil se montre fugitivement. A Caen, seulement 13 % de jours sont totalement gris (20 % à Brest, Rouen, Lille ou Strasbourg). Ces conditions habituelles n'excluent pas cependant des épisodes courts aux caractères plus marqués, liés à des configurations météorologiques plus rares, propices notamment à des advections d'air d'origine tropical en été ou polaire en hiver.

Ainsi, le type « beau et chaud », parfois à l'origine de canicule et de sécheresse, représente en moyenne 1,21 % des situations (4,4 jours par an) et le type « gris, froid et arrosé », avec les risques de phénomènes glissants associés, intervient pour 1,4 % (5,1 jours par an).

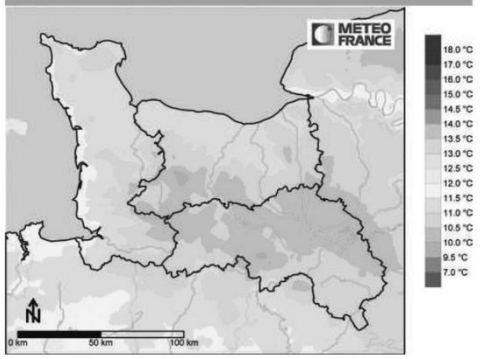
Plage de Normandie

Sandrine Héricher/ DREAL BN

② Les températures

En Basse-Normandie, la proximité marine joue un rôle primordial sur les conditions thermiques en donnant au climat son caractère « tempéré ».
La température moyenne annuelle présente des valeurs voisines de 11°C.
L'organisation régionale se calque avant tout sur la carte du relief. ***Le refroidissement est de l'ordre de -0,6 °C pour 100 mètres d'élévation****. Cette carte est nuancée dans le détail par un adoucissement pour les positions les plus occidentales et les plus méridionales de la région.*
Globalement, ***l'écart est d'environ 2°C*** *entre le littoral hyperocéanique, au Nord de la presqu'île du Cotentin (12°C), et les plus hautes collines s'étendant de part et d'autre de la limite administrative entre Calvados et Orne (10°C).*

Température moyenne annuelle en Basse-Normandie (1981-2010)



Ciel gris et neigeux en Basse-Normandie

Sandrine Héricher / DREAL BN

Les conditions de relevés de températures

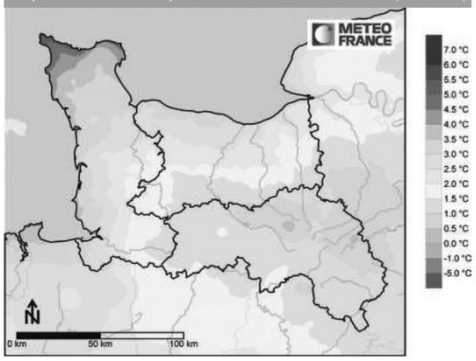
▶ **La température « officielle »** est relevée dans des conditions normalisées afin de rendre comparables entre elles les valeurs observées en différents points. Le site doit être plan et dégagé (pour éviter des effets de confinement), couvert d'herbe (pour limiter l'échauffement artificiel dû aux surfaces minérales).
Le thermomètre doit être placé dans un abri blanc, muni de persiennes et à une hauteur voisine de 1,5 m au-dessus du sol (pour protéger le capteur du rayonnement solaire et assurer une bonne circulation d'air). Pour ces diverses raisons, on parle communément de « température de l'air sous abri ».

▶ **Mots clés**
Sous nos climats, un « **jour de chaleur** » se définit comme un jour où la température maximale relevée sous abri a atteint ou dépassé 25°C.
Un « **jour de froid** » est un jour où la température minimale relevée sous abri a été égale ou inférieure à 0°C.
Température moyenne : moyenne des valeurs minimales et maximales relevées sous abri.

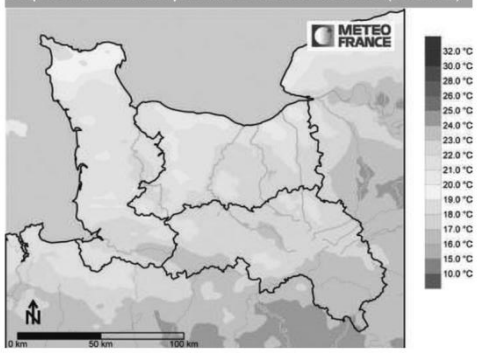
Diversité régionale et saisonnalité des températures : de la modération du Nord-Ouest aux contrastes du Sud-Est

L'inertie thermique de la mer atténue fortement la rigueur hivernale sur les côtes où la température moyenne évolue entre 6 et 7°C l'hiver. Cet effet s'estompe à mesure que l'on s'éloigne dans les terres et que les reliefs font obstacle à la pénétration d'air marin (température moyenne hivernale entre 3 et 5°C). **En été, pour les mêmes raisons, les températures plafonnent au contraire sur le littoral** à des valeurs modestes (voisines de 16°C).

Température minimale moyenne en hiver en Basse-Normandie (1981-2010)



Température maximale moyenne en été en Basse-Normandie (1981-2010)



Gelées hivernales

Sandrine Héricher / DREAL BN

L'extrémité Sud-Est de la région bénéficie l'été d'un peu plus de chaleur en raison de sa continentalité plus forte (18°C dans le Sud du Perche).

A contrario, les hauteurs du Nord pâtissent des effets combinés de la proximité de la Manche et de l'altitude (localement moins de 15°C sur le Pré Bocage, le Nord Cotentin et le Pays d'Auge).
Les effets combinés et parfois antagonistes des facteurs géographiques apparaissent très clairement dans la répartition régionale du nombre de **jours froids** (minimum ≤ 0°C) et de **jours chauds** (maximum ≥ 25°C).

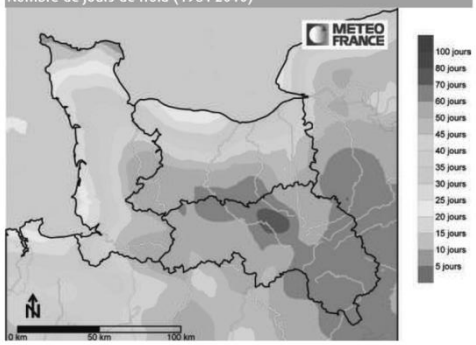
Le gel épargne presque totalement les régions côtières du Nord du Cotentin (4 jours par an à La Hague) et à un degré moindre celles du Nord de la Baie du Mont Saint-Michel (15 jours à Granville).
Il touche généralement moins de 20 à 30 jours par an l'ensemble du littoral bas-normand.

Au-delà d'une trentaine de kilomètres des côtes, la situation est toute autre : sur plus de la moitié de la région (Sud du Calvados, Sud-Ouest de la Manche et totalité de l'Orne) : **la fréquence annuelle du gel dépasse communément 50 jours**. Cette valeur excède même 70 jours par an dans les secteurs les plus continentaux de l'Orne : elle atteint 80 jours au Pin au Haras (c'est plus qu'à Strasbourg !).

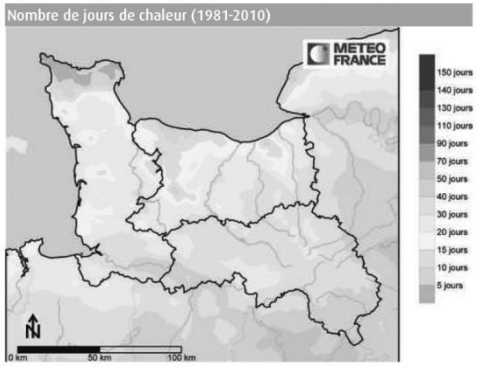
Nombre de jours de froid et de jours de chaleur en Basse-Normandie (1981 -2010)
Tableau : Olivier Cantat, 2013, d'après les données Météo-France

lieu	altitude	localisation	Caractères climatiques	NBJ TN ≤ 0°C jours de froid	NBJ TX ≥ 25°C jours de chaleur
La Hague	6 m	Littoral nord Cotentin	Océanité +++++	6 jours	1 jour
Granville	37 m	Littoral sud Cotentin	Océanité +++	15 jours	16 jours
Valognes	61 m	Intérieur Cotentin	Océanité ++	31 jours	9 jours
Caen	67 m	Plaine de Caen	Océanité +	32 jours	19 jours
Saint Gatien	139 m	Plateau Pays d'Auge	Océanité +	35 jours	16 jours
Alençon	143 m	Plaine d'Alençon	Continentalité ++	51 jours	33 jours
Vire	103 m	Intérieur Bocage	Continentalité ++	57 jours	24 jours
Le pin au Haras	202 m	Intérieur Perche	Continentalité +++	80 jours	26 jours
Préaux	133 m	Intérieur Perche	Continentalité ++++	64 jours	39 jours

Nombre de jours de froid (1981-2010)



Nombre de jours de chaleur (1981-2010)

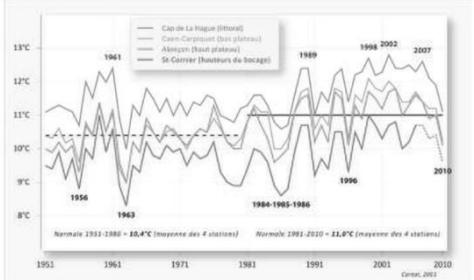


Les gelées automnales sont plus précoces (autour du 20 octobre) et les gelées printanières plus tardives (début mai). Cela représente en moyenne un mois de décalage avec le Nord du Calvados (du 13 novembre au 8 avril à Caen). La saison avec des gelées est encore plus réduite dans le Nord de la Manche, voire inexistante certaines années dans ses confins les plus océaniques sur le littoral entre La Hague et Barfleur.

Du fait de l'inertie thermique de la Manche, **les jours de chaleur présentent une géographie opposée à celle du froid**. Le littoral et les hauteurs Nord du Cotentin, ainsi que les hauteurs Nord du Calvados (région du Mont Pinçon), connaissent très rarement des températures maximales supérieures à 25°C.
Le littoral du Calvados apparaît également défavorisé pour la chaleur en raison des phénomènes de brise marine qui contrarient presque systématiquement le réchauffement en journée quand le beau temps s'installe sur la région. Dans le Sud-Est de l'Orne, la situation est bien différente : on franchit les 25°C plus de 30 jours par an, et même parfois plus de 40 jours dans les secteurs les plus abrités du Perche, dans la vallée de l'Huisne (soit autant qu'à La Rochelle et Biarritz).

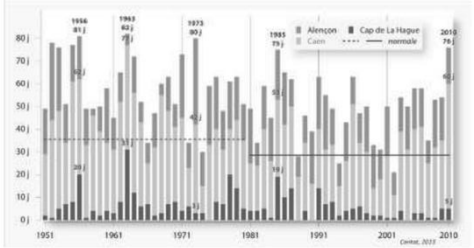
L'évolution des températures

Température moyenne annuelle en Basse-Normandie entre 1951 et 2010



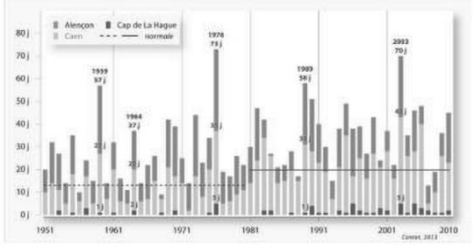
Graphique réalisé d'après les données Météo-France. Données de St-Cornier des Landes complétées en tirets par Le Gast sur la période 2006-2010 (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Nombre de jours de froid en Basse-Normandie entre 1951 et 2010



Graphique réalisé d'après données Météo-France (Cantat, 2012) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Nombre de jours de chaleur en Basse-Normandie entre 1951 et 2010



Graphique réalisé d'après données Météo-France de La Pointe de La Hague-Auderville, Caen-Carpiquet et Alençan (Cantat, 2012) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Des années 1950 à aujourd'hui, on observe une augmentation de la température moyenne annuelle de l'ordre de 0,6°C en Basse-Normandie. Cette valeur est équivalente à celle observée sur l'ensemble du pays. Le réchauffement apparaît nettement au milieu des années 1980, puis présente un maximum de la fin des années 1990 au début du XXIe siècle. Il semble en légère atténuation à partir de 2008, évolution récente à confirmer dans les années à venir.

Les contrastes sont parfois remarquables entre des années proches. La douceur autour de 1960 (de 1957 à 1961) cède brusquement la place à deux années très fraîches (1962 et surtout 1963) avant de se stabiliser jusqu'au milieu des années 1970. De la même façon, l'opposition est nette entre le milieu des années 1980 (fraîcheur en 1984-1985-1986) et la fin de cette même décennie (douceur en 1988-1989). Plus récemment, les amplitudes sont également fortes entre des années douces comme 2007 et des années fraîches comme 2010.

L'évolution du nombre de *jours froids* et du nombre de *jours chauds* illustre concrètement les contrastes saisonniers observés sur la région. Le seuil des grands froids (minima ≤ -5°C) est très discriminant pour les « Grands Hivers » (1955/56, 1962/63, 1985/86) et le seuil des fortes chaleurs (maxima ≥ 30°C) révélateur des « Grands Etés » (1959, 1976, 1990, 1995, 2003 et 2006). **Le caractère exceptionnel de l'été 2003** apparaît nettement au seuil des très fortes chaleurs puisque cette année-là, à Caen, la température maximale excéda cinq fois les 35°C, soit autant de fois que durant les cinquante années qui précédèrent !

Globalement, **les deux graphiques ci-contre relatifs au nombre de jours de froid et de chaleur entre 1951 et 2010 reflètent bien une tendance au réchauffement avec des hivers moins froids et des étés plus chauds.**

Les événements thermiques extrêmes

Au gré des fluctuations imprévisibles de la position des anticyclones et des dépressions, le flux d'Ouest est parfois interrompu durant plusieurs jours, voire plusieurs semaines au-dessus de l'Europe Occidentale. En lieu et place des flux atlantiques, tempérés en toutes saisons, des masses d'air chaud ou froid peuvent envahir la Basse-Normandie et occasionner des canicules ou des vagues de froid.

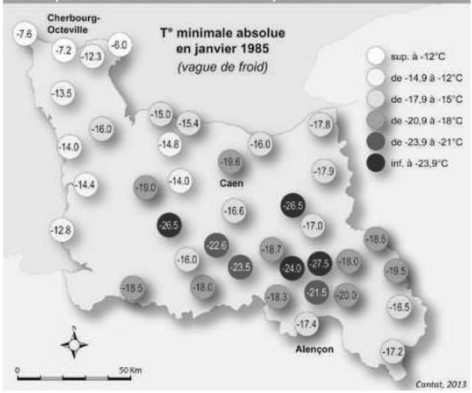
Les grands froids

Certaines années, de l'air très froid peut envahir et persister sur l'Ouest de l'Europe. Tel est le cas lors des « Grands Hivers ». Un froid durable s'installe alors, souvent sec (masse d'air polaire continental, comme en février 1956), parfois neigeux (froid d'altitude entretenant l'instabilité comme en décembre 2010).

La froidure est généralement beaucoup plus prononcée dans les terres qui échappent à l'effet adoucissant de la Manche. Ainsi, en janvier 1979, dans le Calvados, on observe 17 jours sans dégel à Caumont-l'Eventé et, dans l'Orne, 1 mois complet de gelées à Ri.

En février 1956, les gelées sont quotidiennes à St-Hilaire-du-Harcouët en raison du flux continental chassant au large les masses d'air plus douces formées au contact de la mer. Durant le très long hiver de 1963, en certains points du littoral on observe même la formation de glace de mer !

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Les températures minimales absolues en janvier 1985



Cartes réalisées d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Repères

- **Jours de froid : T mini ≤ 0°C**
- **Jours de grand froid : T mini ≤ -5°C**
- **Jours de très grand froid : T mini ≤ -10°C**

Qu'est-ce qu'une vague de froid ? C'est un épisode de **temps froid caractérisé par sa persistance, son intensité et son étendue géographique**. L'épisode dure au moins deux jours. Les températures atteignent des valeurs nettement inférieures aux normales saisonnières de la région concernée. Le grand froid, comme la canicule, constitue un **danger pour la santé** de tous.

Le froid, saisissant la rose

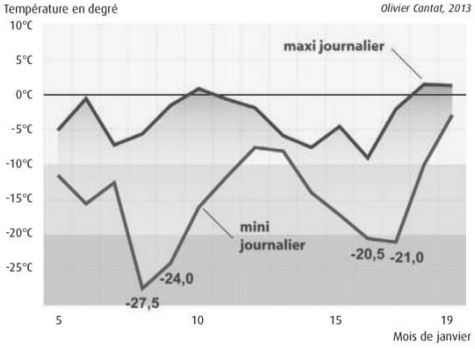
Sandrine Hérichet/ DREAL BN

Vague de froid

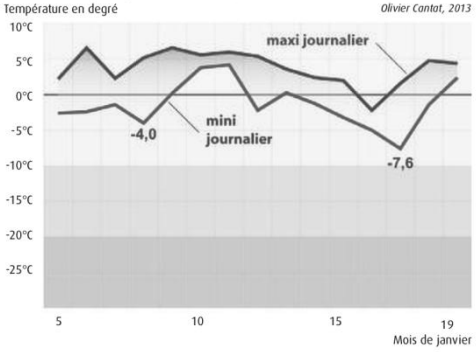
Paul Colin/ DREAL BN

La vague de froid de janvier 1985
(température journalière maximale et minimale entre le 5 et le 19 janvier)

Le Pin au Haras (continentalité), du 5 au 19 janvier 1985



La Hague (forte océanité), du 5 au 19 janvier 1985



Graphique réalisé d'après données Météo-France de La Pointe de La Hague et du Pin-au-Haras (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Le cas de **janvier 1985** illustre ces « **vagues de froid** » aux conséquences souvent pénalisantes pour la société. Le caractère remarquable de cet épisode réside autant dans sa durée (plus de 2 semaines consécutives), que dans son intensité (avec certaines valeurs proches de -30°C par endroits) et son extension géographique (même les côtes Nord du Cotentin sont touchées). Ces trois critères classent cet épisode dans la catégorie des événements climatiques extrêmes. Le froid intense gagne même les littoraux habituellement épargnés de la côte calvadosienne (-16°C à Ouistreham) et ceux du Sud de la Manche (-14°C à Créances).

Mars 2013 : épisode neigeux particulièrement intense

Sandrine Héricher/DREAL BN

Mars 2013 : congères de neige à Reviers

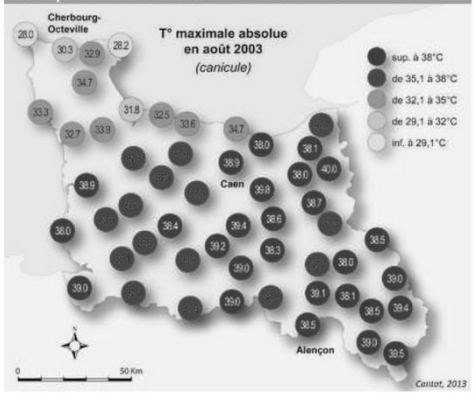
Paul Colin/DREAL BN

Les fortes chaleurs

Grâce à sa proximité océanique, la Basse-Normandie est habituellement épargnée par les très fortes chaleurs. Le seuil des 35°C est ainsi très rarement atteint (en moyenne une fois tous les 10 ans sur la Plaine de Caen), en relation avec l'invasion d'une masse d'air tropical continental très chaud, généralement vite remplacée par de l'air atlantique plus modéré. Il est à noter que les « Grands Etés » n'enregistrent pas nécessairement des journées caniculaires : à Caen, la température ne dépasse pas les 35°C aussi bien en **1959 qu'en 1976.**

En 2003, la situation est donc véritablement exceptionnelle car, comme sur l'ensemble de l'Europe, la Normandie est touchée durablement par de l'air « saharien », dirigé par un anticyclone s'étendant de l'Afrique à la Scandinavie. Durant la première quinzaine du mois d'août, les températures maximales dépassent à plusieurs reprises 35°C et atteignent même localement 40°C (Lisieux et Mézidon-Canon, le 10 août), égalant le record absolu pour la région établi à Domfront, dans l'Orne, le 3 août 1990.

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Les températures maximales absolues en août 2003



Carte réalisée d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Mouettes en bord de mer

Emilie Jambu/DREAL BN

Séverine Bernard/DREAL BN

Repères
- **Jours de chaleur : T maxi ≥ 25°C**
- **Jours de forte chaleur : T maxi ≥ 30°C**
- **Jours de très forte chaleur : T maxi ≥ 35°C**

Qu'est-ce qu'une canicule ?
La canicule se définit comme un **niveau de très fortes chaleurs le jour et la nuit pendant au moins trois jours** consécutifs. **La définition de la canicule** repose donc sur deux paramètres : la chaleur et la durée.

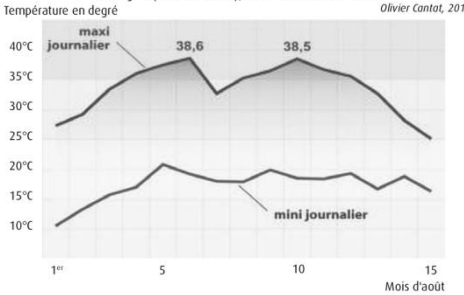
La canicule en Basse-Normandie correspond à trois jours chauds consécutifs avec des seuils variables :
- Dans le Calvados : + de 18°C pour le mini (la nuit) et + de 31°C pour le maxi (le jour)
- Dans l'Orne : + de 18°C pour le mini (la nuit) et + de 33°C pour le maxi (le jour)
- Dans la Manche : + de 17°C pour le mini (la nuit) et + de 29°C pour le maxi (le jour)

La santé d'une personne peut être en danger quand ces **3 conditions sont réunies** :
- il fait très chaud,
- la nuit, la température ne descend pas, ou très peu,
- cela dure plusieurs jours.

Évolution journalière des températures minimales et maximales durant la canicule de l'été 2003 (du 1er au 15 août)

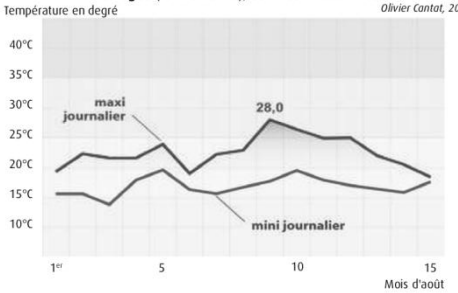
Alençon (continentalité), du 1er au 15 août 2003

Température en degré — *Olivier Cantat, 2013*



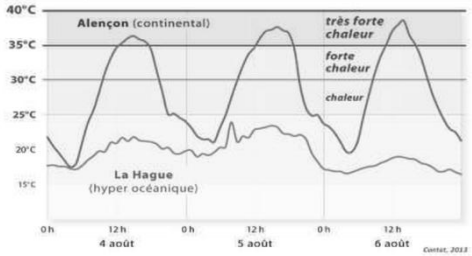
La Hague (forte océanité), du 1er au 15 août 2003

Température en degré — *Olivier Cantat, 2013*



Graphiques réalisés d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Évolution horaire des températures durant la canicule de l'été 2003 (du 4 au 6 août)



Graphique réalisé d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Les hauteurs du Bocage atténuent très peu l'intensité du phénomène (37,5°C à Mortagne-au-Perche). Dans le Sud-Est de l'Orne, par confinement de la masse d'air, la chaleur suffocante se répète quasiment chaque jour (entre le 1er et le 10 août, la moyenne des maximales dépasse 35°C à Longny-au-Perche, Beaulieu et Préaux-du-Perche).

La seule exception notable à cette canicule sans précédent concerne les caps de La Hague et de Barfleur avec leur position très avancée en Manche, assurant une fraicheur toute relative (maximum absolu de 28°C).

La comparaison des courbes journalières et horaires pour Alençon et La Hague permet de rendre compte des différences régionales de conditions de vie durant cet épisode extrême. Pour les populations « continentales », après la chaleur accablante de la journée (plus de 30°C du milieu de matinée au début de la nuit), la fraicheur de fin de nuit est de courte durée et à peine inférieure au seuil de récupération physiologique (23°C).

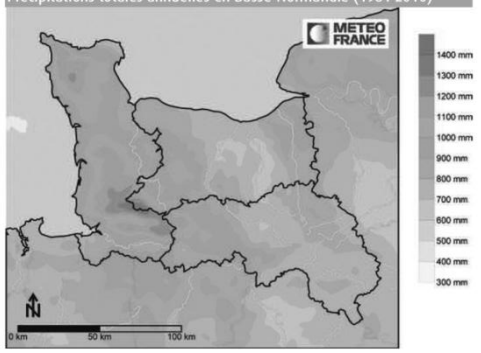
Dans le même temps, sur le Nord du Cotentin, l'air maritime bloque l'élévation thermique aux environs de 30°C en journée. Sur les autres littoraux, l'effet adoucissant de la mer est moins marqué et moins continu car les brises marines sont alors contrées par un fort vent de composante Est, apportant de l'air continental surchauffé. Sur la côte Ouest du Cotentin, on enregistre 38,9°C à Gouville le 5 août et seulement 19,7°C de maximum le lendemain en raison d'une rotation des vents au Nord-Ouest accompagnant un changement de masse d'air.

❸ Les précipitations

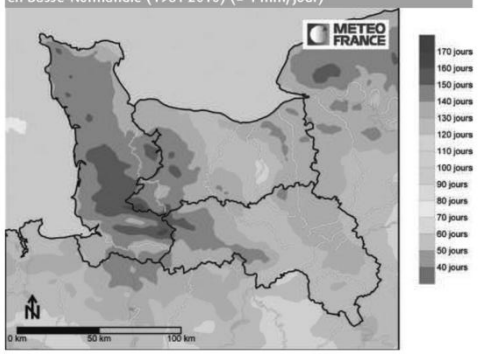
Les précipitations montrent encore plus clairement la diversité des climats bas-normands. Le plus souvent d'origine océanique, elles se déversent d'abord sur le relief.

La diversité spatiale des précipitations : des cumuls annuels variant du simple au double ...

Précipitations totales annuelles en Basse-Normandie (1981-2010)



Nombre de jours de précipitations significatives en Basse-Normandie (1981-2010) (≥ 1 mm/jour)



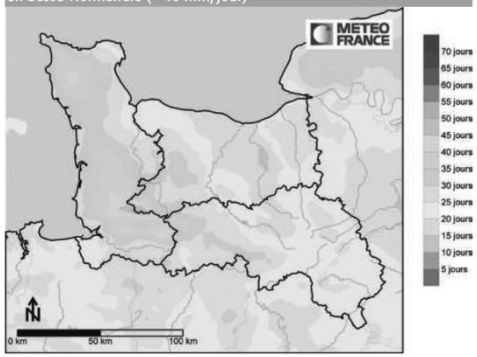
Cartes réalisées par Météo-France

Cricqueville-en-Auge

Patrick Galineau /DREAL BN

La géographie des précipitations est présentée à une échelle fine grâce à trois cartes établies par Météo-France selon une maille kilométrique (méthode de spatialisation AURELHY). Les contrastes locaux de la pluviométrie, en quantité et en fréquence, soulignent le rôle majeur du relief sur les flux humides en provenance de l'Ouest.
Le cumul annuel varie du simple au double entre les hauteurs les plus exposées à l'extrémité Ouest du Bocage (plus de 1 300 à 1 400 mm) et les secteurs en position d'abri situés entre les Plaines de Caen, Falaise et Argentan (moins de 700 mm). Les hauteurs au Nord du Cotentin, et à un degré moindre celles du Pays d'Auge, bénéficient naturellement d'un arrosage conséquent (de 900 à 1 100 mm), alors que la continentalisation des masses d'air limite davantage les abats pluviométriques sur le Perche (800 à 900 mm).
Les littoraux sont généralement moins arrosés que leur arrière-pays. Les côtes bordant la Baie de Seine bénéficient en plus d'une position d'abri, comparativement à la façade occidentale du département de la Manche.

Nombre de jours de précipitations fortes en Basse-Normandie (≥ 10 mm/jour)



Carte réalisée par Météo-France

Le nombre de jours de précipitations permet de nuancer l'image pluvieuse de la Basse-Normandie, notamment pour les secteurs abrités s'étirant des plaines de Caen à Alençon qui enregistrent 120 jours par an, soit un jour arrosé sur trois. Cette fréquence est plus importante sur l'Ouest du Bocage et le Cotentin en raison d'une exposition plus importante à l'humidité apportée par les masses d'air océanique. Les journées très pluvieuses (plus de 10 litres par mètre carré) sont assez rares sur une grande moitié Est de la Basse-Normandie (autour de 20 jours par an) et nettement plus fréquente du Cotentin à l'Ouest du Bocage (souvent plus de 30 jours).

La saisonnalité des précipitations : un régime typiquement océanique

Si les précipitations interviennent en toutes saisons, **les cumuls mensuels les plus abondants se produisent généralement entre les mois d'octobre et décembre** et possiblement en septembre et janvier selon les années.
Les différences pluviométriques entre l'été et l'hiver ne paraissent pas très importantes. Pourtant, avec le retour des beaux jours, l**es pluies se font plus rares et moins persistantes** qu'à la mauvaise saison, en raison principalement du déplacement vers le Nord des perturbations atlantiques. Dans les statistiques, cette réalité vécue est souvent masquée par l'intervention de quelques grosses averses ou orages qui peuvent augmenter notablement en quelques heures le cumul de tout un mois.

Cumul, durée et intensité horaire moyenne des précipitations saisonnières dans la Plaine de Caen entre 2005 et 2010
Tableau : Olivier Cantat, 2013, d'après les données Météo-France

	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Cumul	210 mm	183 mm	166 mm	182 mm
Durée	36,6 h	45,0 h	34,4 h	21,7 h
Intensité	5,7 mm/h	4,1 mm/h	4,8 mm/h	8,4 mm/h

Les précipitations, exprimées en mm, correspondent à l'épaisseur de la lame d'eau tombée au sol, mesurée après une averse ou un épisode pluvieux. Une valeur de 1 mm représente 1 litre d'eau pour 1 m².

Lorsque les précipitations se produisent sous forme de neige, on mesure l'épaisseur de la couche sur une table à neige. On en donne aussi l'équivalent en eau liquide grâce à la fusion provoquée par une résistance chauffante placée tout autour du pluviomètre. Sous nos climats, 1 cm de neige produit généralement 1 mm d'eau liquide (moins si la neige est « poudreuse », remplie d'air, plus si la neige est « lourde », gorgée d'eau).

Le nombre de jours de précipitations correspond au nombre de fois où, dans le cadre de 24 heures, le cumul a atteint ou dépassé certains seuils (1 mm pour parler de précipitations significatives, 10 mm pour les précipitations fortes).

Circulation par temps de pluie

Séverine Bernard /DREAL BN

La mesure depuis quelques années de la durée des précipitations à Caen-Carpiquet rend compte de ce phénomène : les averses estivales sont deux fois plus courtes qu'en hiver alors que le cumul saisonnier est équivalent.

La situation est plus complexe et changeante aux intersaisons car ces périodes présentent souvent le caractère de la saison qui précède ou annonce celui de celle qui arrive.

En hiver, à l'arrière de profondes perturbations ou par flux de Nord-Est instable, la pluie laisse quelquefois place à la neige. Les flocons sont aperçus en moyenne 4 à 5 jours par an en bord de mer et de 12 à 14 jours à l'intérieur des terres.
Si la neige est rare sous nos climats, sa tenue au sol l'est encore davantage. Sur les hauteurs du Bocage, celle-ci peut cependant entraîner des problèmes de circulation dès la moindre dénivellation de la route. **Certaines années particulièrement froides, la neige peut même devenir une véritable contrainte**. Curieusement, ce sont alors les secteurs habituellement les plus doux qui peuvent subir les plus fortes chutes, l'humidité de la Manche se transformant localement en véritable tempête de neige alors que tout le reste de la région est épargné. En 2010, certains secteurs du Nord Cotentin ont relevé plus de 60 à 80 cm de neige…En mars 2013, des congères supérieures à 1,5 m ont été fréquemment rencontrées dans la région.

Mars 2013 : des congères de plus de 1,5 m dans la plaine de Caen

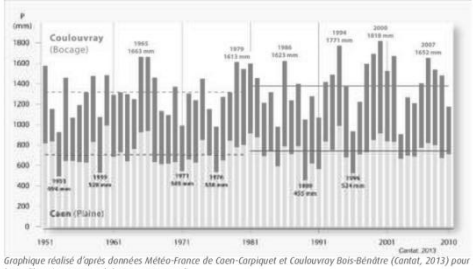
Sandrine Héricher /DREAL BN

L'évolution des précipitations

L'évolution des précipitations est marquée par une très grande variabilité, les cumuls pouvant osciller du simple au double selon les années, tant sur la Plaine de Caen (455 mm en 1989 et 992 mm en 1960) que sur les hauteurs occidentales du Bocage (906 mm en 2003 et 1818 mm en 2000).
La tendance sur 60 ans traduit une légère augmentation.

Dans certains sites aux conditions d'exposition ou d'abri plus marquées, des valeurs encore plus remarquables ont été enregistrées : 1 914 mm en 2000 à Gathemo dans la Manche et inversement 400 mm à L'Oudon dans le Calvados en 1989. Ces écarts à la Normale ne présentent pas d'organisation claire. La série propose de façon aléatoire des blocs d'années déficitaires (cf. 1967 à 1973) ou excédentaires (cf. 1997 à 2001).

Précipitations annuelles dans la Plaine de Caen et sur les hauteurs du Bocage entre 1951 et 2010

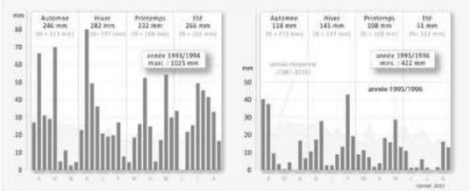


Graphique réalisé d'après données Météo-France de Caen-Carpiquet et Coulouvray Bois-Bénâtre (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Mais **il se produit parfois des oppositions remarquables d'une année à la suivante** (à Caen, 528 mm en 1959 et 992 mm en 1960). La comparaison des Normales 1951-1980 et 1981-2010 traduit une légère augmentation des précipitations sur la région, de l'ordre de 4 à 5 %, aussi bien pour la « diagonale sèche » de la Plaine de Caen (708 mm / 739 mm) que pour les hauteurs très arrosées du Bocage (1 317 mm / 1 378 mm).

Pour évaluer concrètement les **conséquences environnementales** et sociétales de la pluviométrie, il est nécessaire d'envisager ses fluctuations

Précipitations décadaires (sur 10 jours) dans la Plaine de Caen : comparaison d'une année hydrologique très pluvieuse (1993/1994) et d'une année hydrologique peu pluvieuse (1995/1996).
La Normale 1981-2010 est représentée en pointillé sur fond bleu clair.



Graphique réalisé d'après données Météo-France de Caen-Carpiquet (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

sur des séquences successives courtes. La comparaison des deux années hydrologiques « extrêmes » sur la Plaine de Caen en pas de temps décadaire (10 jours) illustre la chronologie réelle des apports pluviométriques.

La succession d'épisodes pluvieux durables et abondants durant l'année 1993/1994 explique un entretien de la saturation en eau des sols et la formation d'écoulements de surface, voire d'inondations durant la période froide car l'évaporation des surfaces et la transpiration des plantes agissent peu à cette saison. Cette forte dominance humide n'exclut pas cependant des séquences sèches permettant un ressuyage partiel des sols. *A contrario*, l'année sèche 1995/1996 fut marquée par la récurrence d'un fort déficit pluviométrique pour chaque saison mais aussi par quelques décades (périodes de 10 jours) très arrosées pouvant entraîner des ruissellements de surface.

Dans la pratique, les décades n'étant pas elles-mêmes des blocs homogènes, il est souvent recommandé de descendre au pas de temps journalier, voire horaire, lors de phénomènes pluviométriques intenses susceptibles de générer des événements hydrologiques à risques.

Les événements pluviométriques extrêmes

Ces évènements pluviométriques extrêmes sont parfois très localisés et occasionnent des troubles importants quand ils se produisent sur les agglomérations. Tel fut le cas **à Caen le 22 juillet 2013 qui subit un véritable déluge** (plus de 80 à 100 mm en fin d'après-midi) alors que le temps était totalement sec à Bayeux et Deauville et que la station de Carpiquet, distante de quelques kilomètres, n'enregistrait que 20,7 mm.
A l'échelle d'une décade (10 jours), l'origine des cumuls pluviométriques les plus importants est double. Sur le Bocage, il s'agit préférentiellement des conséquences des longs épisodes perturbés hivernaux qui déversent leurs pluies sans discontinuer.

Sur les plaines, les phénomènes orageux de saison chaude en sont plus fréquemment responsables, particulièrement dans les secteurs les plus abrités des flux d'Ouest.

Plaine de Caen

Avents

Phénomène de pluies d'occurence centenale à Caen en juillet 2013

Valérie Guyot /DREAL BN

Classement décroissant des cinq décades les plus arrosées au cours de la période 1991-2010 sur la Basse-Normandie

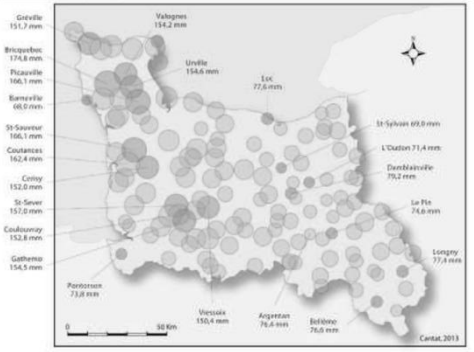
	L'Oudon (Plaine, abritée)	Caen (Plaine, ouverte)	Brémoy (Bocage, hauteurs)
1er Cumul	**90,8 mm** (3e décade juin 1997)	**123,2 mm** (3e décade juin 2006)	**163,8 mm** (3e décade janvier 1995)
2e Cumul	**86,4 mm** (1ère décade août 1999)	**114,4 mm** (3e décade janvier 1995)	**147,0 mm** (3e décade octobre 1998)
3e Cumul	**82,0 mm** (1ère décade juin 1993)	**100,2 mm** (3e décade décembre 1999)	**126,7 mm** (2e décade décembre 1999)
4e Cumul	**77,8 mm** (3e décade janvier 1995)	**95,2 mm** (3e décade juin 1997)	**125,2 mm** (1ère décade juillet 1995)
5e Cumul	**74,8 mm** (2e décade septembre 1993)	**90,6 mm** (1ère décade juillet 2000)	**125,1 mm** (1ère décade décembre 2006)
Saison chaude	80 % (4 sur 5)	60 % (3 sur 5)	20 % (1 sur 5)
Saison froide	20 % (1 sur 5)	40 % (2 sur 5)	80 % (4 sur 5)

Les pluies continuelles et abondantes de la période froide

Lorsqu'une circulation d'Ouest perturbée s'établit durablement sur la région, généralement en hiver, les cumuls pluviométriques atteignent parfois des niveaux remarquables. Dans ces situations, on retrouve l'organisation spatiale tout en contrastes de la pluviométrie régionale. Les valeurs peuvent :

- dépasser les 150 mm en 10 jours dans les hauteurs bocagères,
- atteindre 100 mm sur les parties ouvertes des plaines agricoles
- et être voisines des 75 mm dans les secteurs les plus abrités.

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Volume des précipitations du 21 au 31 décembre 1999



Graphique réalisé d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Séverine Bernard /DREAL BN

En décembre 1999, le cumul du mois dans son ensemble atteint des valeurs records sur les sommets les plus exposés du Bocage occidental normand avec 459,4 mm à Gathemo (305 m) et dans le Nord-Ouest du Cotentin à des altitudes beaucoup plus modestes (393,5 mm à Bricquebec situé à 34 m).
Avec 190,4 mm, Caen-Carpiquet est une des stations les moins arrosées de la région (pour une normale de 78 mm).

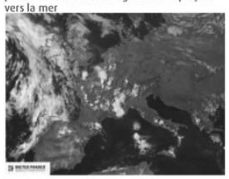
Les pluies orageuses violentes de la période chaude

En une seule journée, un cumul pluviométrique équivalent à plus d'un mois de précipitations peut être occasionné par des phénomènes orageux ou la stagnation de fronts pluvieux très instables. Dans ce type de situation météorologique, la répartition spatiale n'obéit pas à un schéma bien défini et de très forts contrastes locaux sont fréquents.

Ainsi, le 1er juin 2003 Deauville reçoit 125 mm de précipitations, cette valeur est cependant assez loin des 149 mm tombés en 24 heures le 4 août 2002 à Soligny-la-Trappe. Et, le 22 juillet 2013, plus de 80 mm de pluies s'abattent sur Caen en fin d'après-midi. La température chûte de 33°C à 21°C !

Ces records régionaux restent modestes comparés aux événements de type cévenol qui se répètent chaque année sur les pourtours montagneux du domaine méditerranéen (cumuls journaliers de 200 à 400 mm, à l'origine de catastrophes comme à Nîmes en 1988, Vaison-la-Romaine en 1992…).

Image satellite du 22 juillet 2013 à 15h30 UTC (17H30 légales) où l'on voit l'important panache de la cellule orageuse se déplaçant vers la mer



CMS de Lannion

4 Le vent

Le vent est un déplacement d'air dans l'atmosphère. il tient une place essentielle dans les phénomènes météorologiques. Parfois simple brise, il peut devenir dévastateur comme ce fut le cas lors de la tempête de 1999.

Sur la région, le régime de vent dominant est de secteur Sud-Ouest à Ouest, en relation avec le positionnement moyen des centres d'action barométriques (basses pressions subpolaires et hautes pressions subtropicales).

Eoliennes de Conteville (Calvados)

Séverine Bernard /DREAL BN

La géographie du vent : des côtes surexposées du Cotentin aux plaines et cuvettes intérieures abritées…

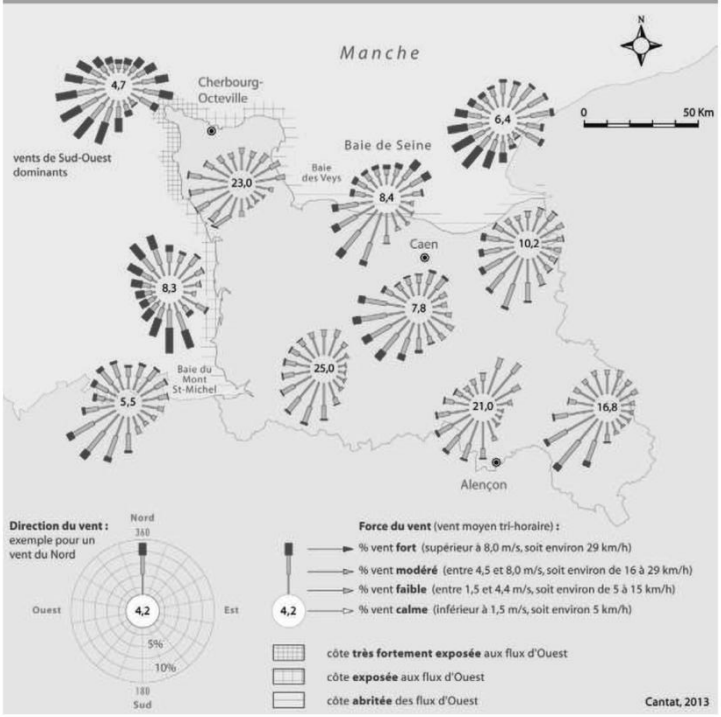
La vitesse du vent présente des contrastes très importants entre le littoral, où rien ne vient freiner sa course, **et l'intérieur des terres**, où celle-ci est « cassée » par les reliefs et la rugosité des surfaces.

Très logiquement, les côtes de l'Ouest du Cotentin et les caps situés au Nord enregistrent les vents les plus forts, notamment l'hiver. On relève ainsi plus de 140 jours de vent fort à La Hague, 110 à Granville, 74 à Caen et seulement 45 à Alençon (moyenne 1981-2000). *A contrario*, la fréquence des temps calmes augmente très significativement loin de la mer et dans les secteurs protégés par le relief, comparativement aux littoraux.
Les côtes calvadosiennes constituent un secteur singulier car elles sont protégées des vents d'Ouest par la presqu'île du Cotentin. Sur ce littoral, les tempêtes et les risques de submersions marines associées sont davantage le fait des vents forts de Nord-Est (plus rares).
Le phénomène de **brise de mer** est une autre particularité du vent en Basse-Normandie, commun à tous les littoraux. Dès le printemps et surtout en été, en fin de matinée, une brise s'établit fréquemment sur la frange littorale contribuant à la fois à un meilleur ensoleillement et à la modération des températures dans la journée.

Le vent est le paramètre météorologique le plus sensible aux effets de site. Pour être la plus représentative des conditions régionales, sa mesure est effectuée au sommet d'un mât de 10 mètres, placé dans un environnement dégagé le plus possible de tout obstacle naturel ou construction. Le vent est connu par 2 grandeurs : sa force (en m/s, nœuds ou km/h) et sa direction (en degré).

Le mode de représentation le plus classique est la rose des vents. Le graphique transcrit les fréquences moyennes annuelles des directions du vent (en pourcentage) par groupes de vitesses. Les statistiques sont réalisées à partir des valeurs tri-horaires de direction et de vitesse du vent.

Profil Environnemental de Basse-Normandie
La carte des vents



Cartographie réalisée à partir de données Météo-France, sur la période 1981 - 2000 pour Caen, Alençon, La Hague et Dinard ; 1981 - 1990 pour La Hève, la Pointe du Roc et Deauville St Gatien ; 1981 - 2000 pour Valognes ; 1997 - 2011 pour Flers et L'Aigle.
Attention : pour des raisons de lisibilité, les stations ne sont pas positionnées exactement à leurs coordonnées géographiques mais sont placées de façon à être représentatives de l'aire considérée

Méthodologie de la cartographie
Pour chacune des 18 directions, 4 groupes de vitesse de vent ont été définis (calme, faible, modéré et fort). La fréquence des vents « calmes » (< 1,5 m/s), toutes directions confondues, est indiquée par une valeur numérique au centre de la rose. Pour les 3 groupes supérieurs, chaque rayon de la rose est constitué de rectangles mis bout à bout dont la longueur est proportionnelle à la fréquence des vitesses de vent dans la direction donnée. Chaque couleur correspond à un groupe de vitesse : rectangle étroit vert clair pour les vents faibles, rectangle jaune pour les vents modérés et rectangle large rouge pour les vents forts.

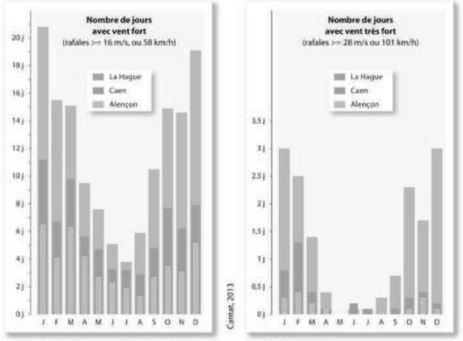
La saisonnalité des vents forts

A des niveaux de fréquences différents, les données de La Hague, Caen-Carpiquet et Alençon traduisent **un même régime saisonnier pour les vents forts et très forts**. Pour les fortes rafales (supérieures à 16 m/s, soit 58 km/h), le contraste est important entre la saison froide et la saison chaude. A La Hague, on relève plus de 15 jours par mois d'octobre à mars et de 2 à 5 jours par mois de juillet à août. Cette saisonnalité est en relation directe avec la fréquence des perturbations qui circulent de l'Atlantique à l'Europe : en hiver de profondes dépressions passent souvent au niveau des latitudes moyennes, drainant dans leurs sillages des vents puissants, alors qu'en été les courants perturbés sont plus rares et rejetés plus au Nord.
Au seuil de la tempête (rafales supérieures à 28 m/s, soit 101 km/h), la saisonnalité est identique mais les fréquences sont naturellement beaucoup plus faibles (pas tous les ans pour un même mois) et concentrées principalement entre octobre et mars. D'avril à septembre, les très fortes rafales sont rares.

Le cerf-volant, une activité en vogue (Barneville-Carteret)

Laurent Mignaux/MEDDE-MLET

Saisonnalité du nombre de jours vent fort et très fort en Basse-Normandie (1981-1990)

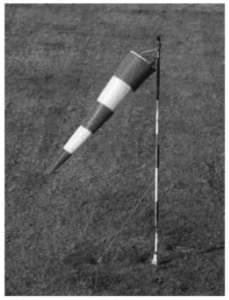


Graphique réalisé d'après données Météo-France de Caen-Carpiquet (Contat, 2013)

Le jeu des masses d'air à l'échelle locale : les effets du « combat » entre brise de mer et vent de terre.

Lors de belles journées d'été, il arrive parfois que sur le littoral **le temps change en quelques minutes**, à la faveur de l'établissement de la brise de mer qui ramène du large l'air frais et humide qui recouvre la Manche.
Le « vent de terre », généralement faible, tourne à la mer et forcit.
Les nuages bas associés occultent plus ou moins le soleil et, parfois même, un épais brouillard s'établit sur une bande côtière de quelques kilomètres.
La température de l'air chute de plusieurs degrés (en période de forte chaleur, l'écart peut atteindre 5 à 10°C !). Quand la brise de mer est sensiblement aussi forte que le vent de terre, la zone de contact entre l'air maritime (frais et humide) et l'air continental (chaud et sec) peut avancer et reculer plusieurs fois dans la journée : sur les plages, les touristes subissent alors successivement des conditions estivales et automnales...

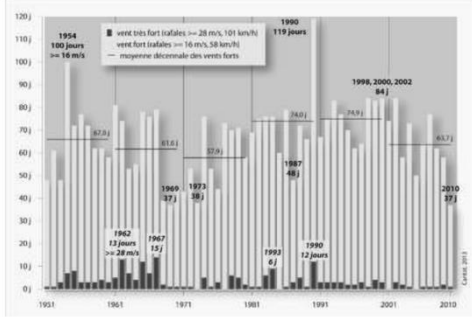
Manche à air



Laurent Mignaux/MEDDE-MLET

L'évolution des vents forts et très forts sur la Plaine de Caen

Nombre de jours de vent fort dans la Plaine de Caen entre 1951 et 2010



Graphique réalisé d'après données Météo-France de Caen-Carpiquet (Contat, 2013)

La fréquence des **vents forts** sur la Plaine de Caen présente des fluctuations : entre 57,9 jours en 1971-1980 et 74,9 jours en 1991-2000. Sur le long terme, **le caractère chaotique de la distribution n'indique pas de tendance affirmée**. Mais la chronique est surtout marquée par quelques pics ou creux remarquables : 119 jours en 1990, 100 en 1954 et seulement 37 en 1969.

Concernant les **vents très forts**, la série est aussi très irrégulière. Il semble que les événements sont en moyenne moins fréquents au cours des 20 dernières années (de 1991 à 2010) comparativement aux années 1950 et 1960 (13 jours en 1962, 12 en 1965 et 15 en 1967). L'année 1990 se distingue avec une grande fréquence de vents forts (119 jours), notamment en février, accompagnée d'une mer agitée et de nombreuses submersions sur le littoral.

Coup de vent automnal

Séverine Bernard/DREAL BN

Les vents extrêmes : les grandes tempêtes du XXe siècle

Parmi les journées de vent très fort, certaines sont à classer au rang de violentes tempêtes, avec des vents instantanés supérieurs à 150 km/h voire 200 km/h... Dans notre région, la mémoire collective retient principalement 2 événements : « L'Ouragan » d'octobre 1987 et la « Tempête » de décembre 1999.

« L'Ouragan » d'octobre 1987

Dans la nuit du 15 au 16 octobre 1987, une dépression progresse du Cap Finistère vers la Mer du Nord. Son déplacement s'accélère au niveau du Golfe de Gascogne et son creusement devient maximal (951 hectopascals) lorsqu'elle atteint l'entrée de la Manche. Les vents associés sont extrêmement violents et particulièrement destructeurs sur l'Ouest de la France en raison de leur orientation inhabituelle au secteur Sud.
En Basse-Normandie, la moitié Ouest endure des vitesses exceptionnelles et subit les dégâts les plus importants. A Granville, le capteur enregistre une pointe à 216 km/h (avant de s'envoler !). A Barneville-Carteret, le vent atteint 191 km/h, tandis que plus à l'Est on relève 162 km/h à Port-en-Bessin, 140 à Caen et Deauville, 115 à Alençon.

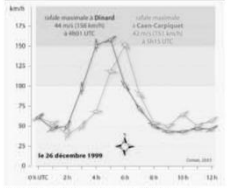
La « Tempête » de décembre 1999

Le 26 décembre 1999, avant l'aube, les conditions d'un régime de vents tempétueux sont déjà établies depuis deux jours lorsqu'une dépression traverse la région. Formée sur le proche atlantique et se déplaçant à grande vitesse, elle poursuit son creusement, son centre circulant juste au Nord de Caen. Elle génère alors des vents d'une violence extrême et dévastatrice. Fait inhabituel, ce sont les zones terrestres qui subissent les plus fortes rafales de vent : on relève des pointes à 180 km/h à St-Sylvain, 166 à Alençon, 162 à Vire et 151 à Caen.

La chute des arbres, un indicateur de la force des vents

Séverine Bernard/DREAL BN

Force et direction du vent maximum horaire lors de la tempête du 26 décembre 1999



Graphique réalisé d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

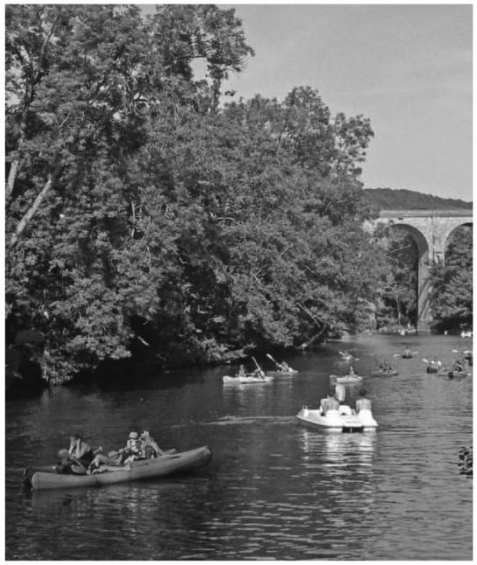
5 L'ensoleillement

La durée d'ensoleillement – appelée aussi insolation – correspond approximativement au temps pendant lequel le soleil brille suffisamment fort pour projeter une ombre nette sur le sol à l'arrière d'un obstacle. Cette durée dépend de la couverture nuageuse et de la durée du jour, variable au fil des saisons. La durée astronomique du jour est au minimum d'environ 8 heures en hiver et au maximum d'environ 16 heures en été, au moment des solstices. Elle est de 12 heures aux équinoxes de printemps et d'automne qui, par définition, présentent une durée du jour égale à celle de la nuit.

Pour rendre comparable les données saisonnières, on utilise souvent la fraction d'insolation, c'est-à-dire le rapport entre la durée d'ensoleillement observée et la durée du jour théorique. Ainsi, une fraction d'insolation de 50 % représente 4 heures d'ensoleillement en hiver et 8 heures en été.

La géographie de l'ensoleillement

Activités de loisirs sur l'Orne en aval du viaduc de Clécy



Patrick Galineau/DREAL BN

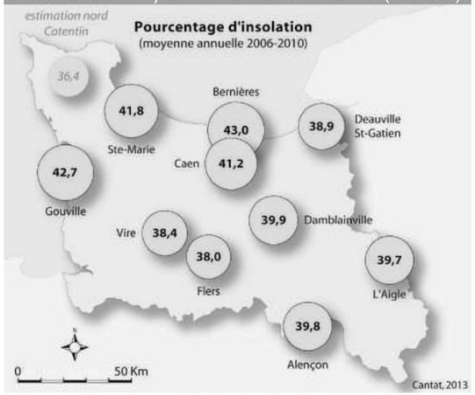
Sur la période de référence usuelle pour l'ensoleillement (1991-2000), seules 3 stations météorologiques (Caen, Alençon et Valognes) disposent de données continues pour la Basse-Normandie. La durée totale annuelle varie d'environ 1 460 heures (soit 4 heures par jour) dans le Nord Cotentin, à plus de 1 620 heures (soit environ 4h30) dans les Plaines de Caen et Alençon.

Pour refléter au mieux la diversité régionale de l'ensoleillement, des cartes ont été établies pour les cinq années de 2006 à 2010. Cette période quinquennale confirme et précise les observations précédentes :

- le Nord du Cotentin paraît moins ensoleillé que le reste de la région,
- les littoraux sont plus favorisés que l'intérieur des terres, avec des nuances entre les secteurs de plaines et les hauteurs bocagères qui accrochent davantage les nuages.

Les causes de ces différenciations régionales font appel à une combinaison de processus complexes et parfois antagonistes, variables selon la saison et les types de temps.

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Fraction d'insolation moyenne annuelle en Basse-Normandie (2006-2010)



Cartes réalisées d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Ces **valeurs d'ensoleillement modestes** sont communes à tout le Nord de la France, souvent affecté par le passage de perturbations porteuses de nuages. Comparativement, le Sud de la Loire bénéficie d'un ensoleillement plus important grâce aux effets de l'anticyclone subtropical (plus de 45 % à La Rochelle) et même à son installation durable sur le bassin méditerranéen (plus de 55 % à 60 % de Perpignan à Nice et en Corse).

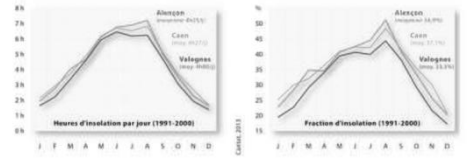
Lever de soleil automnal

Séverine Bernard/DREAL BN

La saisonnalité de l'ensoleillement

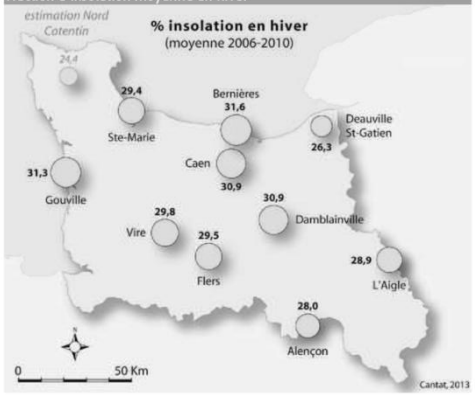
Les courbes mensuelles de durée d'insolation soulignent un **régime saisonnier bien contrasté : entre décembre et août, l'ensoleillement varie ainsi de 2 à 7 heures par jour.** Ceci s'explique par l'addition des facteurs météorologique et astronomique : en hiver, le soleil a peu d'occasions pour briller à cause des nombreux passages perturbés et de la présence de jours courts.

Ensoleillement moyen mensuel en Basse-Normandie, en heures par jour et en pourcentages (1991-2000)

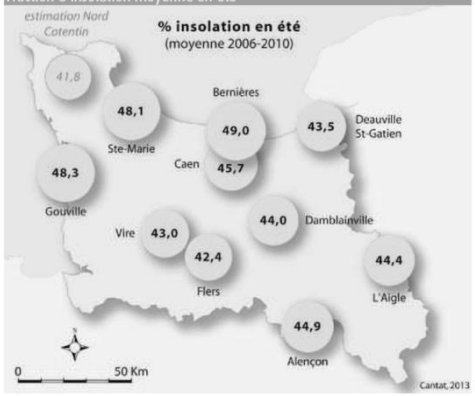


Graphiques réalisés d'après données Météo-France (Cantat, 2012) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

Profil Environnemental de Basse-Normandie
Fraction d'insolation moyenne en hiver



Profil Environnemental de Basse-Normandie
Fraction d'insolation moyenne en été



Cartes réalisées d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

La fraction d'insolation, indépendante de la saison, traduit concrètement **cette persistance de la couverture nuageuse durant la saison froide.**

Entre novembre et mars, les ciels clairs sont présents moins du tiers du temps, avec même un creux à moins de 20 % en décembre, ce qui en fait le mois le plus sombre de l'année. **Entre mai et septembre**, les nuages cèdent en partie la place au soleil (fraction de 40 à 50 %) car les séquences de temps anticycloniques deviennent plus durables et le réchauffement des sols favorise la dissipation des nuages bas et des éventuels brouillards qui se forment parfois en fin de nuit lors de ces types de temps calmes.

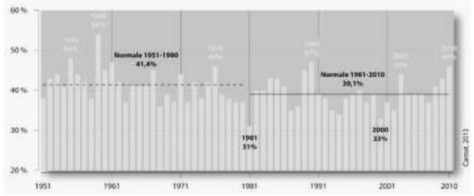
A l'échelle locale, la distance à la mer a un effet double. En situation anticyclonique, les régimes de brise printanière ou estivale favorisent souvent un meilleur ensoleillement côtier. Cependant, ces mêmes vents locaux peuvent aussi générer des « entrées maritimes » aux conséquences inverses (nuages bas stratiformes).

En été, les systèmes perturbés atlantiques se contentent souvent d'effleurer notre région, desservant parfois l'ensoleillement littoral tandis que les secteurs plus continentaux bénéficient d'une meilleure évolution en journée. **En hiver, les nuages bas « accrochent » durablement les hauteurs**, alors que les littoraux bénéficient d'éclaircies, même fugitives, lors du passage des perturbations.

Par temps calme, le contraire peut se produire : les vallées sont propices à la formation de brouillards tenaces alors que les sommets émergent de la couche nébuleuse, donnant un petit air de montagne aux collines normandes.

L'évolution de l'ensoleillement

Évolution de la fraction d'insolation moyenne annuelle dans la Plaine de Caen entre 1951 et 2010 (en %)



Graphique réalisé d'après données Météo-France (Cantat, 2013) pour le Profil environnemental de Basse-Normandie

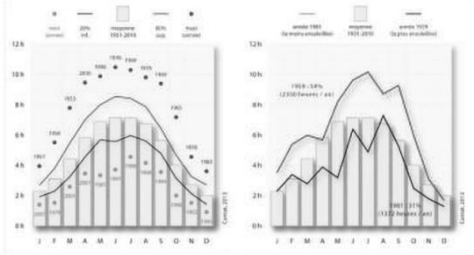
Les données annuelles de Caen-Carpiquet depuis 1951 révèlent le caractère très changeant et contrasté d'une année à l'autre de la fraction d'ensoleillement et l'absence de tendance affirmée sur le long terme.

Selon les années, **la variabilité de l'ensoleillement est grande**, se situant entre 31 % et 54 %. Le contraste est saisissant entre les années radieuses, souvent marquées par de grands étés (1959, 1976, 1990, 2003…) et les années plus grises (1981, 2000…). Les fluctuations de la circulation de l'atmosphère expliquent ces situations très différentes.

Les durées d'ensoleillement exceptionnelles

Durée d'ensoleillement mensuel à Caen : repères fréquentiels 1951-2010 et années extrêmes

Période 1951 - 2010 | Années extrêmes : 1981 et 1959



Les deux années « extrêmes » illustrent la persistance possible de conditions très nébuleuses (1981, 31 %) ou au contraire très ensoleillées (1959, 54 %).

Laurent Mignaux/MEDDE-MLET

2. Le climat, composante clé de l'écosystème

Le climat « régule » les écosystèmes et par conséquent les activités humaines. Il a des impacts directs sur l'écoulement des rivières et les nappes d'eau souterraines ainsi que sur la végétation et les sols.

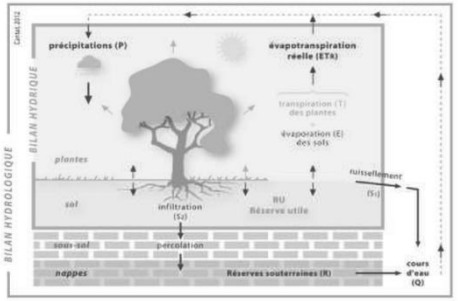
A découvrir dans ce chapitre

- **L'impact du climat sur les rivières et les nappes d'eau souterraines**
- **L'impact du climat sur la végétation et les sols**

Les échanges d'eau entre l'atmosphère et la terre s'organisent dans le cadre du cycle de l'eau. Deux « moteurs » permettent ces transferts incessants : la pesanteur qui fait tomber l'eau vers le sol sous forme de pluie ou de neige, et l'énergie du soleil qui ramène cette eau dans l'air sous forme de vapeur.

La figure ci-dessous présente de façon simplifiée la complexité du cheminement de l'eau. Le circuit intégral de l'eau dans la nature est figuré à l'intérieur du cadre bleu (bilan hydrologique). La partie de ce bilan qui concerne l'alimentation en eau des plantes est représentée dans le sous cadre vert (bilan hydrique).

Figuration simplifiée du bilan hydrologique et du bilan hydrique
(Cantat, 2012, Programme Climaster, In Changement climatique dans l'Ouest, p. 196).



Le cycle de l'eau (extraits)
Quand les sols sont gorgés d'eau et/ou les pluies très violentes, l'excédent de précipitations constitue le surplus hydrologique. Une part de ce surplus provoque une érosion des sols par ruissellement avant de rejoindre une rivière. L'autre partie traverse le sol et le sous-sol, contribuant à la recharge des nappes d'eau souterraines qui interviennent, elles aussi, dans l'alimentation des cours d'eau.

Marais du Bessin

Laurent Mignaux /MEDDE-MLET

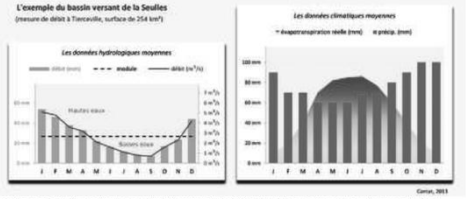
❶ L'impact du climat sur les rivières et les nappes d'eau souterraines

Les caractéristiques du climat sont déterminantes pour les rivières et les nappes souterraines. L'exemple du bassin versant de la Seulles en fournit une illustration éloquente. Ce petit cours d'eau du Calvados prend sa source dans les Bois de Jurques à 286 m d'altitude, traverse le Pré-Bocage et le Bessin avant de se jeter dans la Manche à Courseulles-sur-Mer.

La Seulles présente des fluctuations saisonnières différenciant les hautes eaux hivernales des basses eaux en été. Ce rythme résulte de la saisonnalité des précipitations et des pertes liées à l'évaporation. Pour ces raisons, ce régime hydrologique commun à une grande partie de la France est qualifié de « pluvio-évaporal océanique ».

Les hautes eaux s'étalent de novembre à avril. Les rivières bénéficient alors d'un apport important car l'essentiel des précipitations ruissellent en surface ou s'infiltrent vers les nappes souterraines. Les basses eaux s'observent, elles, de mai à octobre. Avec l'arrivée du printemps, la demande en eau des plantes et de l'atmosphère augmente brutalement. Il y a peu d'eau alors disponible pour alimenter l'écoulement des rivières.

Débits à Tierceville et données climatiques sur le bassin versant de la Seulles



Graphique établi d'après les données hydrologiques de la DREAL BN et les données météorologiques de Météo-France (Cantat, 2013)

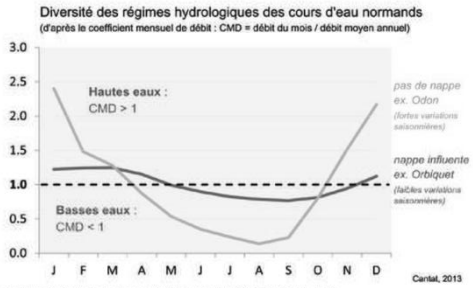
L'amplitude et le rythme saisonniers sont modifiés par la géologie. Dans le Bassin Parisien, la présence de nappes souterraines retarde la période des hautes et des basses eaux et adoucit les extrêmes. En été, les nappes soutiennent l'écoulement et en hiver elles permettent le stockage d'une partie des surplus pluviométriques. Dans le Massif Armoricain, dépourvu de réserves souterraines importantes, la réactivité des cours d'eau aux aléas climatiques est en revanche beaucoup plus rapide et contrastée.

La relation de cause à effet entre la variabilité pluviométrique et la variabilité des débits apparaît très nettement en comparant deux années successives très contrastées sur le bassin versant de la Seulles. Le décalage entre la pluie et le débit provient du temps de concentration de l'eau jusqu'à la rivière. Le déphasage et le lissage très marqués entre les pluies et le niveau des nappes s'expliquent par le rôle tampon du sol et du sous-sol qui constituent des espaces de transit et de stockage de l'eau.

La Seulles, en aval du pont de Reviers

Patrick Galineau / DREAL BN

Coefficient mensuel de débit pour une rivière avec nappe souterraine (L'Orbiquet à Beuvillers) et sans nappe (L'Odon à Epinay-sur-Odon)

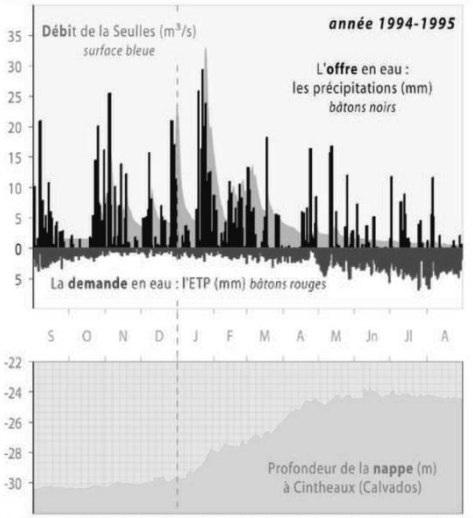


Graphique établi d'après les données hydrologiques de la DREAL BN (Cantat, 2013).

Vue aérienne de l'embouchure de la Seulles

Pierre Brunet

Exemples : bilan hydrologique sur le bassin versant de la Seulles entre 1994 et 1995



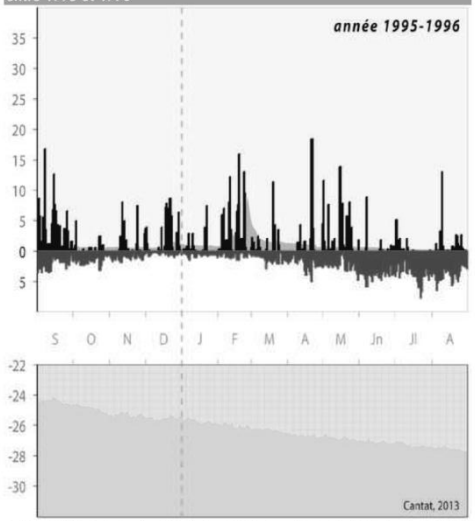
Graphique établi d'après les données météorologiques de Météo-France, les données hydrologiques de la DREAL BN et les données piézométriques du BRGM pour la station de Cintheaux (Cantat, 2012).

L'année hydrologique 1994-1995 : de fortes précipitations et une année marquée par l'écoulement et la montée des nappes d'eau souterraines…

Les pluies abondantes de l'automne 1994 provoquent des processus de ruissellement dès la mi-octobre. En novembre, chaque épisode pluvieux entraîne alors une poussée de débit de la Seulles.

Parallèlement, une partie des eaux de pluie en excédent s'infiltre lentement vers les profondeurs et alimente de façon différée la nappe souterraine dont le niveau monte significativement à partir de janvier 1995 (plus de 6 mètres en quelques mois, entre décembre et mai).

Exemples : bilan hydrologique sur le bassin versant de la Seulles entre 1995 et 1996



Graphique établi d'après les données météorologiques de Météo-France, les données hydrologiques de la DREAL BN et les données piézométriques du BRGM pour la station de Cintheaux (Cantat, 2012).

L'année hydrologique 1995-1996 : des précipitations indigentes et une année marquée par la sécheresse et la baisse régulière des nappes d'eau souterraines...
Le mois de septembre 1995 bien arrosé permet la reconstitution en eau des sols après le dessèchement de l'été. Puis, en automne, les précipitations se font rares et le surplus hydrologique reste très faible. En conséquence, la période des basses eaux se prolonge pour la Seulles et le niveau des nappes amorce une baisse régulière. Les pluies significatives de la mi-avril à début juin ne changent pas la tendance générale car, avec la chaleur relative du printemps et le réveil de la végétation, la demande en eau s'accroît fortement sur le bassin versant.

❷ L'impact du climat sur la végétation et les sols

Le bilan hydrique : un indicateur de la quantité d'eau présente dans le sol pour les plantes

Après la moisson...

Arnaud Bouissou/MEDDE-MLET

Grâce à sa représentation complète des relations entre l'atmosphère, le sol et les plantes, le **bilan hydrique** permet de calculer la quantité d'eau présente dans le sol. Il constitue de ce fait un bon indicateur pour évaluer les contraintes climatiques pesant sur les cultures (cf. partie sols).

❷ Bibliographie

- Association pour l'Atlas de Normandie. *Atlas de Normandie*. Caen. 1970.
- Cantat Olivier. *Les caprices du climat normand. La variabilité des températures et ses conséquences dans une région 'tempérée' non dénuée d'excès...* Actes des Journées de Climatologie de la Commission Climat et société : l'apport des géographes climatologues, Nice, pp. 89-110. 2006.
- Collectif, sous la direction de Ph. Mérot, V. Dubreuil, D. Delahaye, Ph. Desnos. *CLIMASTER, 2012. Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions*. Presses Universitaires de Rennes, 2012, 458 p. ISBN 978-2-7535-2146-9
- DREAL Basse-Normandie. *Etude sur l'adaptation au changement climatique en Basse-Normandie*. Caen. Avril 2011. 96 pages.
- Escourrou Gisèle. *Climats et types de temps en Normandie*. Thèse de Doctorat d'État. Paris. 1978. Champion. 1081 + 525 pages.
- Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement durable et de la Mer. *Plan climat de la France. Mise en œuvre du Grenelle Environnement*. Paris. Mars 2010. 127 pages.
- Ministère de l'Écologie, du Développement durable, des Transports et du Logement. *Plan national d'adaptation au changement climatique 2011-2015*. Paris. 2011. 187 pages.
- Ministère de l'Écologie, du Développement durable, des Transports et du Logement. *Plan climat de la France, actualisation 2011*. Paris. 2011. 134 pages.
- Conseil régional et Préfecture de Basse-Normandie. *Schéma régional Climat Air Energie Basse-Normandie*. Caen. Novembre 2013. 326 pages.

Sites internet complémentaires :

- Citepa : www.citepa.org
- Information sur les scénarios de projection climatique : www.drias-climat.fr/
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) Intergovernmental Panel on Climate Change : www.ipcc.ch
- Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique : onerc.org/indicateurs

PUBLICATION N°6

CANTAT O., 1995 : **Variabilité et variation climatiques en Normandie**.

Science et changements planétaires, Sécheresse, n° 3, vol. 6 ; pp. 273-279.

SECHERESSE

Étude originale
Sécheresse 1995 ; 6 : 273-9

Variabilité et variation climatiques en Normandie
L'évolution récente des températures à Caen-Carpiquet

OLIVIER CANTAT

CREGEPE
Université de Caen
14032 Caen cedex, France

L'Organisation météorologique mondiale (OMM) a constaté un réchauffement de la Terre d'environ 0,5 °C depuis la moitié du siècle dernier [1]. Cependant, ce phénomène constaté à l'échelle de la planète et sur plus d'un siècle d'observation ne doit pas exclure l'existence de disparités régionales et d'oscillations secondaires à l'intérieur de cette même période. Pour la tendance actuelle, à partir des archives météorologiques de la station de Caen-Carpiquet, il est possible de voir comment se place la Normandie dans cette évolution du climat thermique planétaire.

Pour étudier l'évolution thermique à l'échelle régionale de la Normandie, une chronique des températures sur plus de quarante années consécutives à la station de Caen-Carpiquet sert de témoin pour la tendance actuelle. À une époque où l'on parle du réchauffement de la planète, voyons comment se place la Normandie dans ce contexte global. Si, pour la plupart des médias, l'homme est responsable de cette élévation de la température planétaire *via* un renforcement du célèbre « effet de serre », au sein de la communauté scientifique, le débat apparaît beaucoup plus controversé. Cette chronique permet aussi de matérialiser concrètement la variabilité annuelle et saisonnière des températures sous notre climat. L'humidité et la douceur qui caractérisent « en moyenne » la Normandie n'empêchent pas, cependant, la possibilité d'hivers rigoureux ou de sécheresses marquées, souvent associées à des périodes estivales anormalement chaudes qui accroissent le déficit hydrique (forte évapotranspiration).

Comment juger de l'évolution du climat ?

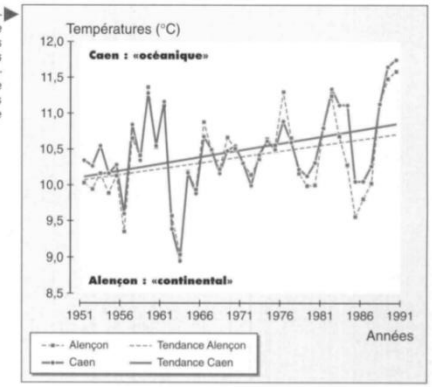
Choisir un paramètre et une méthode d'analyse

Le choix du paramètre s'est porté sur la température de l'air (sous abri) car Météo-France possède des archives fiables sur plusieurs dizaines d'années et aussi car la température constitue généralement la donnée climatique la plus sensible pour chacun d'entre nous. Pour étudier l'évolution, les données sont comparées aux moyennes établies sur la période d'observation homogène la plus longue possible, soit depuis 1951. Cette période de référence, d'une durée supérieure à la normale climatologique officielle (moyenne sur trente ans), permet de préciser les caractères de la tendance actuelle.
Les approches annuelles et saisonnières ont été privilégiées ici car, alors, seules les fluctuations importantes du climat apparaissent, tandis que les « accidents » plus temporaires se trouvent lissés par la prise en compte d'au moins trois mois consécutifs. En effet, bien que les conséquences humaines et économiques de ces accidents climatiques soient parfois considérables (surcroît de mortalité, dérèglement des circuits commerciaux, etc.), pour caractériser l'évolution à moyen ou long terme du climat, la tonalité d'ensemble d'une saison ne doit pas se réduire à la seule impression laissée par quelques journées, voire quelques semaines, exceptionnelles. Certes, la mémoire retient assez facilement ces épisodes qui sortent de la norme mais les statistiques montrent clairement, par exemple, que de fortes pointes de chaleur en juillet n'entraînent pas nécessairement des étés chauds, et inversement... (*cf.* record absolu de température maximale voisin de 36 °C sur la Normandie en juillet 1952, c'est-à-dire lors d'un été plutôt frais).

Définir une station de référence

Pour étudier l'évolution générale des températures, la difficulté essentielle réside dans le risque de dérive climatique liée à l'apparition de modifications sur le site de mesure (facteurs locaux du climat) [2]. Le problème le plus fréquent provient du fait que les stations météorologiques sont généralement situées sur des aérodromes en périphérie urbaine, c'est-à-dire là où les villes prennent des terrains pour s'étendre (espaces plats et dégagés aisément constructibles). La formation d'un « îlot de chaleur urbain » peut alors perturber les tendances liées aux seuls processus naturels [3-6]. De ce fait, il s'agit de retenir un site présentant une longue série de données homogènes et représentatives d'un milieu stable. Tel est le cas de Caen-Carpiquet dont l'environnement immédiat a conservé un caractère rural, malgré la progression spatiale de l'agglomération caennaise : la comparaison des températures moyennes annuelles avec celles d'Alençon *(figure 1)* confirme cette hypothèse *(encadré 1)*. Pour conserver l'homogénéité et la fiabilité des observations, nous avons limité volontaire-

Figure 1. *Évolution régionale comparée des températures moyennes annuelles en Normandie (1951-1990). Figure établie d'après les données de Météo-France Caen.*



Encadré 1

L'évolution très similaire des températures à Alençon, station météorologique restée dans un site rural globalement inchangé, confirme cette hypothèse : de 1951 à 1990 (soit quarante années), la tendance à la hausse des températures moyennes annuelles à Alençon est de + 0,64 °C, celle de Caen de + 0,74 °C. Elles sont donc très sensiblement équivalentes *(figure 1)*.

Références

1. World Meteorological Organisation (WMO – OMM). *The Global Climate System*. Climate System Monitoring, déc. 1988-mai 1991 ; 110 p.

2. Escourrou G. *Climat et environnement : les facteurs locaux du climat*. Paris : Masson, 1981 ; 182 p.

3. Dettwiller J. *Évolution séculaire du climat de Paris. Influence de l'urbanisation*. Paris : Mémorial Météorologie nationale, 1970 ; 83 p.

4. Oke T. City size and the urban heat island. *Atmos Environ* 1973 ; 7 : 769-79.

5. Escourrou G. *Le climat et la ville*. Paris : Nathan, 1991, Coll. Géographie d'aujourd'hui ; 192 p.

6. Cantat O. Conséquences climatiques des variations du bilan d'énergie en région parisienne. *Geogr Phys Environ* 1993 ; 1 : 19-36.

7. Mission déléguée de bassin Seine-Normandie, Agence financière de bassin Seine-Normandie. Atlas. *Les bassins de la Seine et des cours d'eau normands*. Paris : Public hors série du Bull Seine-Normandie, 1973 ; 13 planches (texte et cartes) sur le climat.

8. Trzpit JP. *Atlas de Normandie, Article de présentation du climat normand*. Caen : Assoc pour l'Atlas de Normandie, 1970 ; 3 planches (texte et cartes) sur le climat.

9. Pagney P. *Les climats de la Terre*. Paris : Masson, 1994 ; 154 p.

10. Cadet D, Garnier R. L'oscillation australe et ses relations avec les anomalies climatiques globales. *La Météorologie* 1988 ; 21.

11. Péguy CP. *Jeux et enjeux du climat*. Paris : Masson, 1988, Coll. Pratique de la Géographie, ; 254 p.

12. Joussaume S. *Le certain et le probable*. Paris : Climat d'hier à demain. Cnrs Éditions-CEA, 1993, Coll. Sciences au présent.

13. Émissions de gaz à effet de serre : différents aspects. *Sécheresse* 1993 ; 4 : 207-94.

14. ECSN, National Meteorological Services. Climate of Europe. *Recent variation, present stade and futur prospects*. First European Climate Assessment ; 1995.

15. Cantat O. *Contribution à l'étude des variations du bilan d'énergie en région parisienne : essai sur les bilans d'énergie dans les grandes métropoles*. Thèse Université Paris-IV la Sorbonne, 1989 ; 604 p.

ment l'analyse aux données postérieures à 1951.
Outre ce problème majeur, se pose aussi celui de la représentativité des données. Globalement, en Normandie, les grandes tendances climatiques et la variabilité saisonnière des températures se retrouvent par-delà les particularités géographiques locales. En effet, la diversité du milieu physique ne crée pas de perturbation majeure car l'échelle de temps choisie ici dépassant plusieurs semaines, les fréquentes advections maritimes qui caractérisent notre climat viennent « gommer » l'essentiel des contrastes thermiques pouvant apparaître entre les régions exposées et les régions plus abritées *(encadré 2)*. Par exemple, si une saison est anormalement froide ou chaude à Caen, elle l'est aussi, à des niveaux divers, à Cherbourg ou Alençon. Ceci se retrouve bien entendu à l'échelle annuelle. La *figure 1* illustre à ce propos les évolutions comparées pour les deux grands types de climat normand : Caen pour l'océanique, le bord de mer, et Alençon pour le « continental », le « montagnard ». Ces similitudes nous permettent de généraliser les tendances de l'exemple caennais à l'ensemble de la Normandie.

Les événements climatiques marquants en Normandie depuis 1951 *(figure 2)*

Chronique des températures moyennes annuelles à Caen-Carpiquet

L'évolution des températures annuelles depuis 1951 *(figure 2* partie centrale) met en évidence de nombreuses oscillations autour de la valeur moyenne qui est de 10,5 °C pour 1951-1993. Cinq années sont particulièrement remarquables : pour les « années froides », se détachent 1956 et 1962 avec des moyennes annuelles nettement inférieures à 10 °C mais, surtout, 1963 avec seulement 9 °C ; inversement, en 1989 et 1990, on a dépassé les 11,5 °C, ce qui constitue d'ailleurs les années les plus chaudes jamais enregistrées depuis le début des observations de la station. La *figure 1* traduit un cycle comparable pour Alençon, l'écart entre les deux stations n'excédant jamais un demi-degré.
Pour approfondir cette première description, la *figure 2* inclut aussi la décomposition en températures maximales et minimales, représentées de part et d'autre de la moyenne.
En ce qui concerne les températures minimales, la moyenne s'établit à 6,7 °C. On retrouve ici nos trois principales années froides : 1956, 1962 et 1963, avec environ 5,5 °C. Pour les années les plus chaudes, il ne se dégage pas de pics précis mais une série particulièrement remarquable depuis 1981, avec neuf années sur treize (69 % des cas) où la température a dépassé 7 °C, contre seulement deux années entre 1951 et 1981 (7 % des cas) !
Pour les températures maximales, les fluctuations sont encore plus prononcées autour de la moyenne (14,3 °C). Cette plus grande variabilité se traduit statistiquement par un écart type supérieur : 0,68 °C pour les maximales contre 0,54 °C pour les températures minimales. Six années particulièrement remarquables apparaissent sur la *figure 2* : deux années très froides, 1962 et 1963, avec respectivement 13,1 et 12,7 °C, succédant à deux années chaudes, 1959 et 1961 (15,9 et 15,4 °C) et, enfin, tout dernièrement, deux années « record », 1989 et 1990, avec environ 16 °C.

Chronique des températures saisonnières à Caen-Carpiquet *(figure 3)*

Une année n'étant pas un bloc thermiquement homogène, un découpage saisonnier s'avère nécessaire pour préciser l'analyse. Afin d'alléger le commentaire, car les saisons opposées sont plus marquantes dans leurs excès ainsi que dans leur vécu, seuls l'hiver et l'été seront décrits ici.
Ainsi, la légendaire douceur des hivers normands n'exclut pas quelques années particulièrement rigoureuses : avec

Encadré 2

L'homogénéisation d'ensemble des températures pour la Normandie s'explique, d'une part, par la conjonction de la proximité de la Manche (influence océanique) et, d'autre part, par la faiblesse des reliefs qui ne fait guère obstacle à la libre circulation de l'air (pas de confinement durable des masses d'air). Cependant, pour illustrer la diversité thermique en Normandie, disons que les régions exposées se singularisent par la douceur des hivers et la fraîcheur des étés (le Cotentin en est l'exemple type, en raison de sa position maritime et occidentale), alors que dans les régions plus abritées, le climat océanique se teinte de nuances plus continentales : les hivers sont plus froids et les étés plus chauds (tel est le cas, par exemple, pour la région d'Alençon, située dans une cuvette intérieure) [7]. Une synthèse complète des faciès climatiques régionaux est présentée par Trzpit dans l'*Atlas de Normandie* [8].

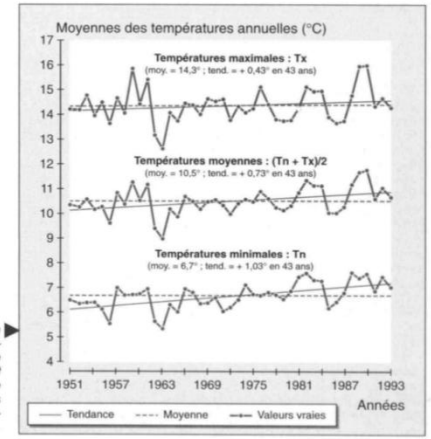


Figure 2. *Évolution des températures annuelles en Normandie Caen-Carpiquet (1951-1993). Figure établie d'après les données de Météo-France Caen.*

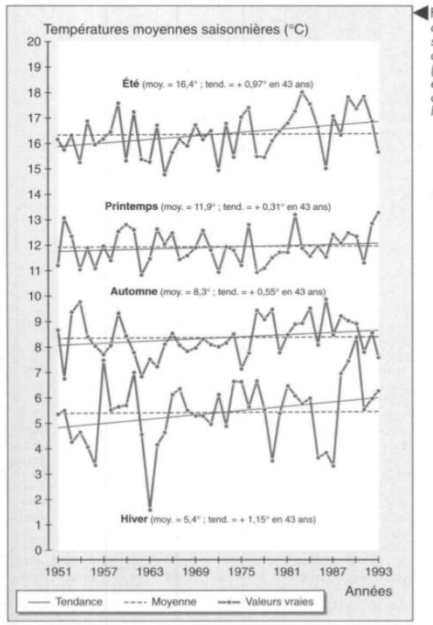


Figure 3. *Évolution des températures saisonnières en Normandie Caen-Carpiquet (1951-1993). Figure établie d'après les données de Météo-France Caen.*

1,6 °C, l'hiver 1963 laisse loin derrière lui des hivers pourtant plus « célèbres » comme 1956 ou, plus récemment, 1987 (3,3 °C pour ces deux années). Certes, en 1956, février connut un temps glacial (– 2,5 °C de moyenne) jamais égalé depuis, mais janvier et mars furent dans la norme, ce qui atténua sensiblement le déficit saisonnier. Comparativement, en 1963, les températures furent ponctuellement moins rigoureuses mais le froid dura beaucoup plus longtemps : le gel de la mer en divers points du littoral en traduit la persistance. D'autres hivers, tels que 1979 et 1985, restent aussi bien présents dans les mémoires essentiellement pour deux raisons :
– de fréquentes et parfois abondantes chutes de neige et beaucoup de verglas perturbèrent momentanément mais sérieusement les activités de la région (environ trente jours de neige ces deux années-là) ;
– des records de froid (près de – 20 °C le 6 janvier 1979 et le 8 janvier 1985 au matin !), dus à la triple combinaison sol couvert de neige-air polaire continental-ciel clair qui favorisa le rayonnement nocturne, eurent un impact médiatique considérable : en dessous de – 15 à – 20 °C, le seuil du « possible » est en quelque sorte franchi et la « météo » devient alors la préoccupation numéro 1…
Il est intéressant de remarquer que les hivers les plus rigoureux font partie généralement d'une série de trois ou quatre hivers consécutifs nettement plus froids que la normale : de 1953 à 1956 pour 1956, de 1962 à 1965 pour 1963, et de 1985 à 1987 pour 1987 ; seul l'hiver 1979 paraît isolé dans une période plutôt « chaude ».
A ces hivers rigoureux, on opposera des hivers très doux où la clémence des températures provoque parfois un démarrage précoce de la végétation, comme ce fut le cas en 1988, 1989 et 1990. Avec une moyenne de 8,5 °C, la douceur de l'hiver 1990 est tout aussi remarquable que, à l'opposé, la froidure de l'hiver 1963 : l'excédent thermique fut particulièrement exceptionnel en février 1990 où, avec 9,4 °C, la température moyenne fut supérieure à celle d'un mois d'avril habituel (8,8 °C) ! L'hiver 1990 marque d'ailleurs le point culminant d'une série de trois hivers très doux (1988, 1989, 1990), faisant suite à une série de trois hivers froids (1985, 1986, 1987) dont les rigueurs avaient entraîné la création de stocks de sel pour dégager les routes et l'approvisionnement en carburant résistant à des températures inférieures à – 23 °C…
Si la fraîcheur relative des étés est un trait caractéristique de la Normandie, il arrive parfois que des années se singularisent par des températures fort agréables, accompagnées généralement par un ensoleillement important et très peu de jours pluvieux. L'été 1983 apparaît comme le plus chaud (18 °C) de la série avec même une température record en juillet pour Caen avec près de 20 °C (19,9). Ensuite, arrivent assez loin derrière août 1990 (19,3 °C) et juillet 1976 (19,2 °C) dont les excès sont encore présents dans les esprits, surtout en raison de la sécheresse qui sévissait parallèlement et de la remarquable durée d'insolation (excédent annuel de près de 250 heures en 1976, avec un total supérieur à 2 000 heures).
Il est intéressant de constater que, parmi les sept étés les plus chauds depuis 1951, cinq se sont produits au cours des dix dernières années. Antérieurement, seuls apparaissent 1959 et 1976, très présents aussi dans les mémoires pour leurs records de chaleur et, surtout, leur grande aridité : la verdure du paysage traditionnel normand avait laissé place alors à un jaunissement inhabituel des prairies.
Certaines années, la fraîcheur des étés normands apparaît de façon encore plus marquée qu'à l'habitude. Ainsi, se détachent particulièrement trois cas que le météorologiste qualifie communément d'étés « pourris » en raison des basses températures et de la répétition d'épisodes pluvieux et venteux (durée de la pluie plus significative que le total pluviométrique). Il en va ainsi pour 1965, 1972 et 1986, avec 15 °C ou moins. Notons toutefois que des étés frais n'excluent pas des pics de chaleur temporaires : avec plus de 36 °C dans la région une journée de juillet 1952, les records absolus de température maximale furent enregistrés durant un été globalement assez frais (15,8 °C contre une moyenne de 16,4 °C). A l'échelle mensuelle, septembre présente bien entendu les plus faibles valeurs (moins de 13 °C observé trois fois), mais aussi les déficits relatifs les plus importants, comme si

l'automne prenait parfois de l'avance sur le calendrier des saisons...

Variabilité et variation climatiques en Normandie

D'après cette chronique des températures en Normandie, il convient de distinguer deux phénomènes essentiels qui ressortent des graphiques : d'une part, les oscillations importantes sur les courbes qui expriment la variabilité normale des températures sous notre climat et, d'autre part, la tendance au réchauffement qui relève de la variation climatique.

La variabilité des températures en Normandie

La grande variabilité des températures autour des valeurs moyennes est un trait caractéristique de notre climat, c'est-à-dire un phénomène habituel. Dans les cas les plus extrêmes, on quitte parfois le domaine de la normalité pour cotoyer celui de l'anormalité. Un très grand écart par rapport à la moyenne peut alors être qualifié d'anomalie climatique (froidure exceptionnelle de l'hiver 1963 ou, inversement, douceur remarquable de l'hiver 1990). L'image la plus exacte du climat normand ne peut donc se limiter aux seules valeurs moyennes établies sur 30 ans (soit la « normale » en climatologie), mais elle doit aussi tenir compte de l'intensité et de la fréquence de ces oscillations. Cependant, il faut prendre garde à ne pas confondre les fluctuations plus ou moins importantes et durables des températures avec un « changement de climat », même si la distinction n'est pas toujours évidente. Comme le souligne Pagney [9] : *« Combien de "mauvaises" années ou de "mauvaises" saisons ne sont-elles pas interprétées par les médias comme le prélude aux "changements de climat" ? »*. La confusion dans les échelles de temps est souvent responsable de ces excès médiatiques : à titre d'exemple, rappelons-nous la série de trois hivers particulièrement froids de 1985 à 1987 qui avait fait resurgir dans la presse les scénarios sur le refroidissement de la Terre... Les années suivantes, le phénomène inverse s'étant produit, la théorie du réchauffement de la planète réapparaissait en force ! Sans un recul nécessaire de plusieurs dizaines d'années, la prudence s'impose.
Cette variabilité thermique « normale » est à mettre en relation avec les fluctuations de la circulation atmosphérique générale : la région peut ainsi être soumise, sur des laps de temps plus ou moins longs, au renforcement des conditions climatiques d'origine polaire ou tropicale. Comment expliquer ces grandes oscillations climatiques ? Depuis la fin des années 80, une nouvelle voie de recherche est ouverte grâce à la climatologie diagnostique, ou climatologie globale, c'est-à-dire la mise en évidence de corrélations climatiques globales entre événements lointains qui relèvent de l'anomalie [9]. Dans cet esprit, il est intéressant d'essayer d'établir des corrélations entre nos « accidents » climatiques normands et d'autres événements climatiques concomitants à travers le monde, liés notamment à l'indice d'oscillation des pressions nord-atlantique (I-NAO), qui représente le balancement des pressions entre l'Islande et les Açores (travaux personnels en cours de réalisation à partir de cette hypothèse), voire à *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) *(encadré 3)*.

Encadré 3

Climatologie diagnostique (ou globale), I-NAO et ENSO : l'exemple le plus caractéristique de cette climatologie globale est le phénomène *El Niño* (apparition d'eaux chaudes sur la façade pacifique de l'Amérique du Sud) et ses conséquences climatiques d'échelle planétaire : les fortes pluies en Equateur-Pérou liées à *El Niño* sont en phase avec la sécheresse en Inde [10]. Tous ces événements climatiques sont liés à l'ENSO pacifique *(El Niño Southern Oscillation)*. L'ENSO établit le lien entre l'oscillation australe (modification provisoire du système de pressions sur l'océan Pacifique tropical) et l'anomalie thermique océanique d'*El Niño*. Comme l'affirme Pagney [9], *« ... tout dérangement majeur dans la circulation cellulaire zonale (Walker) en relation avec un fort ENSO impose non seulement des anomalies climatiques aux basses latitudes, mais aussi, via la circulation méridienne de Hadley, aux latitudes sub voire extratropicales. »* Sous nos latitudes, l'indice d'oscillation des pressions nord-atlantiques (I-NAO) est peut-être plus révélateur : un fort indice reflète une circulation d'ouest sur l'Atlantique oriental, donc de fortes influences océaniques en Normandie, alors qu'un faible indice traduit une circulation lente avec vallée planétaire, c'est-à-dire des advections méridiennes froides ou chaudes.

Réchauffement planétaire et réchauffement en Normandie

La Terre se réchauffe... Tel est le constat que la plupart des scientifiques, et ceux de l'OMM en particulier, font. Des climatologues britanniques et américains estiment que, depuis la fin du siècle dernier, la température de la planète a augmenté de 0,5 °C. Ce réchauffement se serait produit principalement durant deux périodes : entre 1920 et 1940, et de 1976 à nos jours, avec un point culminant en 1990.
Comment se place la Normandie dans cette évolution globale ? La construction de droites de régression est la méthode retenue ici pour mettre en évidence une évolution des températures sur les quarante-trois années d'observation à Caen-Carpiquet. Les pentes de ces droites dégagent une tendance. Pour corriger la simplification parfois abusive qui consiste à remplacer de multiples oscillations par une droite, un découpage en périodes de cinq ans est également proposé *(figure 4)*. Le pas de temps quinquennal et les écarts par rapport à la normale 1951-1980, prise comme référence, permettent ainsi d'affiner l'approche saisonnière. Il est alors possible de dégager des tendances parfois opposées, mais de plus courtes durées, n'apparaissant pas nécessairement sur la tendance globale.
Si l'on considère la *figure 2*, on constate effectivement une tendance au réchauffement : l'élévation des températures moyennes annuelles serait de l'ordre de + 0,73 °C en quarante-trois ans. D'ailleurs, si nous prenons arbitrairement la température de 11 °C comme référence pour les années « chaudes », nous constatons que ce seuil a été dépassé sept fois depuis 1981 (plus d'une fois sur deux), contre seulement deux fois sur les trente années précédentes (7 % des cas) ! Comme pour pratiquement tout l'hémisphère Nord (excepté le Nord américain), l'année 1990 en Normandie constitue le point culminant du réchauffement amorcé durant ces dernières décennies (11,8 °C). Cette tendance au réchauffement est particulièrement marquée pour les températures minimales annuelles (+ 1,03 °C en quarante-trois ans) avec, en outre, des valeurs qui ne s'éloignent guère de la droite de régression (hausse régulière). En revanche, sur les températures maximales, les oscillations interannuelles sont plus sensibles (écart type = 0,68 °C contre 0,54 °C pour les minimales) et il ne se dessine pas de tendance aussi nette (+ 0,43 °C en quarante-trois ans).
En prenant une échelle de temps plus réduite (la saison) et en se limitant aux températures moyennes (maximum plus minimum divisé par deux), le réchauffement apparaît particulièrement bien marqué en hiver et en été, un peu moins en automne et quasiment pas au printemps *(figure 3)*. Les pentes des droites de régression concrétisent ces observations : + 1,15 °C sur quarante-trois ans en hiver et + 0,97 °C en été, contre + 0,55 °C en automne et seulement + 0,31 °C au printemps. On notera toutefois en hiver une variabilité interannuelle importante (écart type = 1,32 °C), ce qui induit inévitablement plus de réserves quant à l'interprétation et à l'extrapolation possible de cette tendance au réchauffement. En été, le réchauffement apparaît très nettement depuis le début des années 80, comme le montrent les moyennes quinquennales successives depuis 1951 *(figure 4)*.
Grâce au découpage en tranches de cinq ans, des disparités quinquennales apparaissent donc clairement, ce qui conduit à nuancer quelque peu les conclusions précédentes. Il en est ainsi pour les saisons intermédiaires dont la tendance peu marquée sur quarante-trois ans n'exclut pas des phases bien distinctes. Au printemps, par exemple, on voit apparaître une tendance sensible au réchauffement depuis le milieu des années 70, alors que le phénomène était masqué sur la régression résumant l'évolution d'ensemble entre 1951 et 1993. Ceci s'explique par la conjonction de trois phases opposées sur cette période : entre 1951 et 1970, une période homogène et très légèrement plus chaude que la moyenne trentenaire, puis une décennie « froide » entre 1971 et 1980 et, enfin, de 1981 à nos jours, des températures supérieures à la normale et croissantes. Pour l'automne, l'accroissement thermique est particulièrement important entre 1961 et 1990, mais ceci n'apparaît pas sur la tendance d'ensemble en raison d'un début de série plutôt « chaud » et d'une phase terminale plutôt « froide » : ces deux phénomènes expliquent que la droite de régression pivote vers l'horizontale (stabilité d'ensemble).
En se référant à la normale climatique actuelle (1961-1990), le coefficient d'accroissement thermique saisonnier apparaît beaucoup plus marqué, et parfois même différent, que ce qu'il était de 1951 à 1993. À titre de comparaison, voici les résultats obtenus :
– hivers de 1961 à 1990 = + 0,040 °C/an
(rappel 1951-1993 = + 0,027 °C/an) ;
– printemps de 1961 à 1990 = + 0,009 °C/an
(rappel 1951-1993 = + 0,007 °C/an) ;
– étés de 1961 à 1990 = + 0,043 °C/an
(rappel 1951-1993 = + 0,022 °C/an) ;
– automnes de 1961 à 1990 = + 0,055 °C/an
(rappel 1951-1993 = + 0,013 °C/an).
Sur ces trente années, la tendance au réchauffement est plus accentuée, notamment en automne (+ 0,055 °C/an) contrairement à la période 1951-1993 (+ 0,013 °C/an). Seul le printemps ne présente alors qu'une faible élévation de température. Les résultats sont donc fortement conditionnés par le choix de la période étudiée. *A priori*, dans ce type d'analyse évolutive, la période de référence la plus longue reste la meilleure car elle permet de lisser les « accidents » qui perturbent parfois fortement la tendance générale (« poids » remarquable sur trente ans des hivers 1963 et 1990, mais influence beaucoup moins sensible de ces deux années exceptionnelles sur quarante-trois ans).
Au total, plus de quarante années d'observations consécutives mettraient ainsi en évidence une tendance au réchauffement, phénomène à classer éventuellement au rang de variation climatique, ou changement de climat, c'est-à-dire d'une évolution qui nous écarte progressivement des valeurs habituelles.

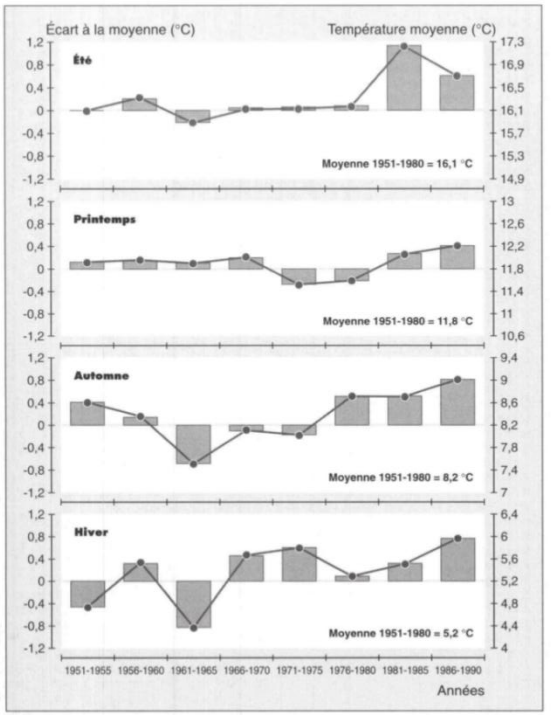


Figure 4. *Évolution des températures quinquennales en Normandie, Caen (1951-1990) et écart/normale 1951-1980. Figure établie d'après les données de Météo-France Caen.*

Renforcement de l'effet de serre et fluctuations de la circulation atmosphérique

Le fait que les températures minimales (enregistrées en fin de phase nocturne) soient plus affectées que les températures maximales (enregistrées en milieu de phase diurne) militerait en faveur d'un renforcement de l'effet de serre. En effet, la température nocturne est déterminée essentiellement par la différence entre les déperditions de chaleur du sol vers l'espace (rayonnement terrestre) et l'émission propre de l'atmosphère vers le sol (rayonnement atmosphérique ou effet de serre). Cette émission de l'atmosphère vers le sol dépend des caractéristiques de la masse d'air : l'effet de serre s'accroît avec l'opacité globale de l'air. Tout renforcement du « trouble » atmosphérique (pollution, vapeur d'eau, nuages) entraîne donc une augmentation de la part de « chaleur » émise vers le sol par l'atmosphère, ce qui limite d'autant le refroidissement nocturne. De jour, la situation est plus complexe car la plus ou moins grande opacité atmosphérique a pour effet de limiter la puissance du rayonnement solaire, ce qui modère l'échauffement direct du sol et contrebalance en partie l'influence « réchauffante » de l'effet de serre.
Les conséquences de l'opacification de l'atmosphère sur les températures seraient donc particulièrement sensibles en phase nocturne. C'est ce que l'on constate à la station de Caen-Carpiquet par l'intermédiaire des températures minimales. L'hypothèse d'un renforcement de l'effet de serre est donc plausible. Un autre problème est alors de savoir quelles sont les origines de ces modifications de la composition de l'atmosphère. Outre les traditionnelles mais actuellement très controversées explications « anthropiques » (déforestation, pollution industrielle et agricole...) [11-13], cette élévation de la température pourrait aussi s'expliquer régionalement par une plus grande fréquence de la circulation zonale d'ouest. Ces flux aériens dirigeraient sur l'Europe occidentale des masses d'air océanique globalement plus douces et dont la charge hygrométrique et la nébulosité supérieures pourraient accroître l'effet de serre (?). S'il est maintenant aisé de constater ces fluctuations de la circulation atmosphérique générale, leur prévision en revanche n'est guère possible au-delà de quelques jours selon les modèles actuels de prévisions météorologiques. L'explication de la variabilité et celle des variations climatiques se rejoignent peut-être à ce niveau-là, sous la forme d'une approche de climatologie diagnostique avec, notamment, la prise en compte de l'indice d'oscillation des pressions nord-atlantique.

Conclusion : réchauffement global, régional et/ou local ?

À l'échelle de la planète entière, le réchauffement « global » d'un demi-degré masque des disparités géographiques importantes. Certaines parties du globe paraissent même être à l'écart de ce phénomène, notamment l'Atlantique Nord (du Labrador au Groenland) et la Méditerranée orientale où une tendance inverse s'affirmerait même, contrairement à la prévision de la plupart des modèles mathématiques actuels [14]. En ce qui concerne l'origine de ce réchauffement global (naturelle ou anthropique ?), la prudence s'impose car l'élévation de température enregistrée a un ordre de grandeur comparable à celui que les seuls processus naturels peuvent provoquer [9].
En se plaçant à une échelle régionale, l'exemple de la station de Caen-Carpiquet démontre la fragilité des hypothèses concernant l'évolution du climat. Sous nos latitudes, la grande variabilité climatique interannuelle et saisonnière gêne considérablement la mise en évidence d'une éventuelle variation climatique (la comparaison des tendances 1951-1993 et 1961-1990 montre à quel point le découpage des périodes de référence peut modifier les résultats...). Toutefois, en Normandie, un réchauffement semble caractériser l'évolution de ces quarante-trois dernières années : il serait plus sensible sur les températures minimales (nuit) que sur les températures maximales (jour) et aussi plus marqué en hiver et en été, par rapport au printemps et en automne où il est plus discutable. Cette tendance régionale pourrait donc se rapprocher du réchauffement global de la planète. Cependant, on doit garder une certaine réserve concernant l'évolution sur plusieurs dizaines d'années car l'analyse à une échelle stationnelle montre que la comparaison directe des données suppose une stabilité du milieu physique parfois difficile à prouver et les écarts mis en évidence sont souvent proches ou inférieurs à l'intervalle de confiance des instruments de mesure [15] ■

Remerciements

L'auteur tient à remercier M. Jean-Olivier Gires, directeur du Centre départemental du Calvados de Météo-France, pour ses conseils et la fourniture des données météorologiques ayant permis la réalisation de cette publication.

Résumé

Au-delà de la vue d'ensemble des faits climatiques les plus marquants depuis 1951, la chronique des températures à la station de Caen-Carpiquet permet de dégager les grandes tendances thermiques en Normandie sur ces quarante-trois dernières années et de souligner la forte variabilité des saisons d'une année à l'autre sous nos latitudes moyennes océaniques. Un réchauffement caractérise cette évolution : il serait plus sensible sur les températures minimales (nuit) que sur les maximales (jour) et aussi plus marqué en hiver et en été, par rapport au printemps et à l'automne où il est plus discutable. Beaucoup d'incertitudes demeurent quant aux causes de ce réchauffement (processus naturels ou anthropiques) et quant à ce que nous réserve l'avenir en raison, notamment, de phénomènes encore inconnus ou mal connus qui régissent le fonctionnement de la machine atmosphérique.

Summary

Temperature records from the Caen-Carpiquet station since 1951 do more than simply list major climatic events: they provide us with an understanding of overall thermal tendencies in Normandy for the past 43 years, underlining the strong seasonal variability from one year to the next at this mid-oceanic latitude. One feature characterising the overall trend is re-heating. The phenomenon is more distinct during periods of minimum temperature (*i.e.* night-time) than it is during maximum (day-time), and more marked between summer and winter than between spring and autumn where the data are more equivocal. As to the causes of the re-heating (natural or anthropic processes ?), a lot of doubt still remains. Similarly, our sparse and often incomplete information on the phenomena controlling the atmospheric machine leaves us rather in the dark as to what the future has in store.

PUBLICATION N°7

CANTAT O., 2005 : **La canicule de l'été 2003 : un épisode météorologique « hors normes » ? Expertise d'un risque climatique en Basse-Normandie.**

Cahiers de la MRSH, « Risques : normes, seuils, limites et expertises », n° 42, pp. 83-101.

LA CANICULE DE L'ÉTÉ 2003 : UN ÉPISODE ATMOSPHÉRIQUE HORS « NORMES » ?

Expertise d'un risque climatique en Basse-Normandie

Olivier CANTAT *

Résumé

Par son intensité, sa durée et son étendue géographique, la canicule de l'été 2003 peut être qualifiée d'exceptionnelle. Mais comment définit-on une canicule ? De quelle manière ce phénomène atmosphérique extrême s'inscrit-il dans la « normale » climatique ? Au-delà d'un simple constat, l'expertise de ce risque climatique en Basse-Normandie souligne le caractère parfois très excessif de notre climat pourtant qualifié de « tempéré » et la diversité spatiale de cet épisode climatique à l'échelle régionale.

Introduction

Durant l'été 2003, l'Europe occidentale a connu une canicule sans précédent : il n'avait jamais fait aussi chaud, aussi longtemps et sur une étendue géographique aussi vaste depuis qu'existent des relevés fiables, soit aux environs de 1880. En France, ce phénomène climatique s'est prolongé sur près de deux semaines, période durant laquelle plus de deux tiers des stations météorologiques a relevé des températures maximales supérieures à 35°C, les rares exceptions correspondant à des sites littoraux du nord du pays ou à des postes d'altitude. Plus remarquable encore, dans 15% des stations françaises, les températures ont même franchi le seuil rarissime sous nos latitudes des 40°C, avec un très grand nombre de records battus. Mais la canicule de 2003 restera surtout gravée dans les mémoires par ses conséquences humaines : entre le 1er et le 15 août 2003, l'Institut de Veille Sanitaire estima l'augmentation de la mortalité totale à 55% (32 065 décès signalés contre 20 630 attendus). Les régions les plus touchées par cette

* Géophen, UMR 6554 CNRS, *Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique,* Université de Caen Basse-Normandie

Cahiers de la MRSH, n° 42, janvier 2005, p. 83-101

surmortalité furent le centre et le nord du pays, probablement en raison de la vulnérabilité plus grande de leurs habitants peu habitués à ce type de calamité naturelle.

Épargnée d'ordinaire par les très fortes chaleurs, la Basse-Normandie n'a pas échappé au phénomène en 2003. Dans la première quinzaine du mois d'août, les températures maximales ont dépassé à plusieurs reprises 35°C - y compris sur une partie du littoral - et même atteint localement 40°C (Lisieux et Mézidon-Canon), établissant à cette occasion un nouveau record absolu pour la région (fig.1).

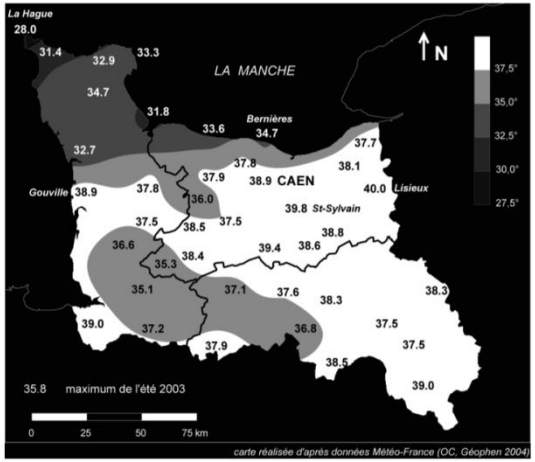


Fig. 1 : Températures maximales journalières extrêmes durant l'été 2003 en Basse-Normandie

Mais dans quelle mesure cette situation peut-elle être qualifiée d'exceptionnelle ? Seule l'analyse de longues séries de mesures permet de dégager les caractères singuliers d'une période et de relativiser (ou non) les hypothèses très alarmistes en vogue actuellement concernant l'avenir du climat et de la planète.

À travers l'exemple de la canicule de l'été 2003 en Basse-Normandie, il conviendra d'abord de définir les termes relatifs aux épisodes de chaleur intense. Le propos sera ensuite de préciser le concept de « Normale » sur lequel se réfère toute étude climatique. La dimension temporelle de cette analyse sera assurée par les données de Caen-Carpiquet, station qui dispose d'enregistrements depuis près de soixante ans. La dimension géographique reposera, elle, sur la densité actuelle des postes thermiques du réseau Météo France dans notre région (46 stations).

1. Principaux termes et notions caractérisant les périodes de chaleur intense

Lorsqu'on s'intéresse aux épisodes de chaleur intense, le mot canicule vient immédiatement à l'esprit de chacun. Ce terme évoque à lui seul un contexte climatique exceptionnel, marqué par la chaleur, bien sûr, mais aussi par la sécheresse et un fort ensoleillement rendant l'ambiance éprouvante. Mais quelle est l'origine de ce mot ? Le seul critère thermique est-il suffisant et pertinent pour rendre compte du phénomène ? Enfin, comment ces épisodes extrêmes sont-ils compatibles avec la notion de « Normale » qui évoque *a priori* l'idée d'un état moyen de l'atmosphère comme référence ?

1.1 La canicule : un terme et un seuil à définir…

Canicule vient du latin canicula (« petite chienne »), nom donné à Sirius, étoile de la constellation du Grand Chien, la plus brillante du ciel. Il y a 3 000 ans, en Egypte, on avait remarqué que le début des grandes chaleurs coïncidait avec la période de l'année où Sirius se levait peu avant le Soleil (c'est-à-dire début juillet). Par temps clair, cette étoile était visible tôt le matin et constituait alors le signe annonciateur d'une journée très chaude. De nos jours, bien que le lever de Sirius ait lieu après cette période (à la suite de la précession des équinoxes), les épisodes de très fortes chaleurs ont conservé le nom de canicule.

Le concept de canicule apparaît très subjectif car, en fonction du lieu, un même seuil de température ne présente ni la même fréquence de dépassement, ni les mêmes effets. En effet, ce qui est courant en été au cœur des déserts subtropicaux (Sahara, par exemple), apparaîtra « exceptionnel » dans les régions des latitudes moyennes, surtout dans celles affectées préférentiellement par des masses d'air d'origine atlantique (Europe de l'Ouest).

Un autre terme est couramment utilisé quand la chaleur persiste durant plusieurs jours consécutifs : on parle de *vague de chaleur*. L'Organisation Météorologique Mondiale (O.M.M.) la définit comme « un réchauffement important de l'air, ou une invasion d'air très chaud sur un vaste territoire, généralement de quelques jours à quelques semaines ». Là encore, aucun seuil n'est attribué pour caractériser ce phénomène. Dans la pratique, l'usage du terme « *vague de chaleur* » semble cependant moins fort que celui de canicule, même si concrètement ces deux situations se rapportent à des périodes où les températures ont été très nettement supérieures aux valeurs habituelles en un lieu donné.

Il convient donc de déterminer un seuil thermique pour répertorier ces épisodes extrêmes. Ce seuil ne peut avoir qu'une valeur régionale. En Grande Bretagne, par exemple, on considère qu'il y a *canicule* quand la moyenne journalière dépasse de 4°C la moyenne mensuelle du lieu. En France, d'après Pierre Bessemoulin (Directeur de la Climatologie à Météo-France), la *canicule* correspond à *une période d'au moins deux jours consécutifs au cours desquels les températures ont atteint ou dépassé la valeur de 35°C* (communication personnelle, mars 2004). L'intensité, la durée et l'extension géographique du phénomène permettent ensuite d'analyser et de comparer ces épisodes que nous pourrions définir comme des *paroxysmes thermiques, peu fréquents et non nécessairement reproductibles chaque année en un même lieu et à une même période au cours de l'été*.

Notons que, entre une température « normale » et la *canicule*, il existe une gradation de la chaleur. À Météo-France, on parle de *jour de chaleur* quand la température dépasse 25°C dans la journée, de *forte chaleur* à partir de 30°C et de *très forte chaleur* à partir de 35°C. *Canicule* et *jour de très forte chaleur* relèvent donc du même seuil de température maximale, mais la *canicule* associe la durée (au moins deux jours consécutifs).

Pour définir une *canicule*, cette définition s'appuyant sur les seules valeurs maximales apparaît cependant quelque peu réductrice car elle ne prend pas en compte les valeurs nocturnes dont les effets participent aussi aux conséquences néfastes sur la santé de ces épisodes extrêmes (voir 1.2).

Au Pays-Bas, l'Institut Royal de Météorologie définit ainsi la *canicule* comme une *période d'au moins cinq jours consécutifs pendant lesquels la température minimale atteint 20°C et la température maximale 30°C*. Pour l'espace français, Pierre Bessemoulin propose une adaptation de la définition néerlandaise, avec des valeurs seuils variables selon les particularités régionales. Cette analyse est actuellement en cours (voir complément d'informations après la conclusion).

1.2 Vers une définition météo-médicale des épisodes de chaleur intense ?

Les risques directs encourus pour la vie de l'Homme constituent également de véritables marqueurs des épisodes de chaleur intense. De ce fait, certains auteurs préfèrent définir *vagues de chaleur* et *canicules* avant tout par leurs conséquences médicales (surmortalité par hyperthermie), plutôt que météorologiques. La notion de *risque sanitaire* est donc ici mise en avant.

Dans cette approche météo-médicale, d'autres facteurs doivent être pris en compte puisque interviennent également l'humidité, le vent, la pollution atmosphérique et le degré de vulnérabilité des individus. Ce dernier facteur est souvent prépondérant chez les personnes âgées naturellement plus fragiles et qui ne ressentent pas toujours le besoin de s'hydrater. Le prévisionniste de Météo-France Gérard Fleuter propose ainsi une définition synthétique regroupant température et conséquences médicales : *on parle de canicule dès lors qu'un organisme non habitué éprouve de l'inconfort devant des températures inhabituellement élevées*. Concrètement, cette situation apparaît sous nos climats à partir de 35°C, mais il nous semble que plusieurs déclinaisons régionales permettraient de mieux cerner le risque. En effet, une température de 35°C n'est pas vécue de la même façon dans l'arrière pays Provençal coutumier du phénomène, que dans le nord-ouest du pays habituellement beaucoup plus tempéré.

Les relations entre mortalité et chaleur démontrent aussi la nécessité d'analyser la phase nocturne. En effet, quand les températures minimales ne descendent pas en dessous d'une vingtaine de degrés centigrades, l'organisme a beaucoup plus de mal à récupérer, ce qui accroît sa vulnérabilité. La fatigue physique se cumulant de jour en jour, le degré de vulnérabilité augmente alors progressivement pour un même niveau de température. D'autre part, le phénomène d' « îlot de chaleur urbain » nocturne accroît fortement le risque dans les grandes agglomérations, l'écart sur les températures minimales pouvant atteindre facilement 5°C durant

cette saison. Le problème est encore aggravé par la nature même de l'habitation : une enquête récente a démontré que le risque de mortalité était multiplié par quatre pour les citadins habitants directement sous les toits (forte concentration de chaleur).

1.3 Le concept de « Normale » en climatologie

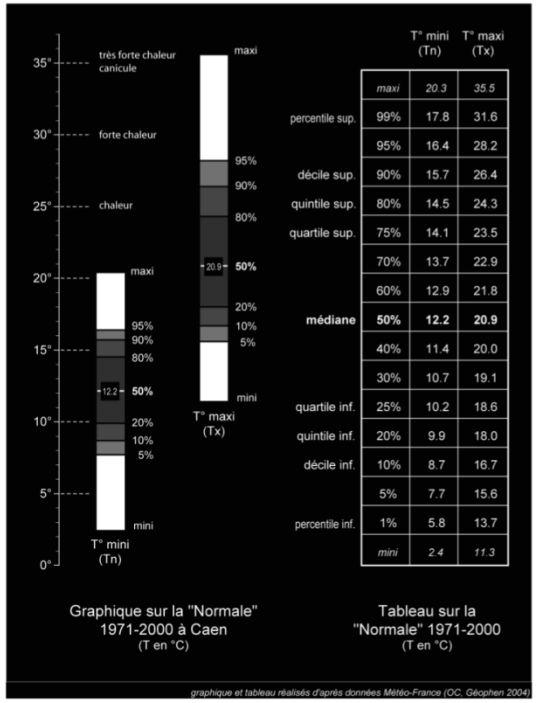
En climatologie, un épisode extrême se définit toujours par rapport à une valeur de référence : la *Normale*. La *Normale* correspond à la moyenne des différents paramètres atmosphériques établie sur 30 ans. Dans le cadre de cet article, nous avons calculé pour Caen la dernière *Normale* possible en prenant en compte la période 1971-2000. Pour plus de précisions et de recul dans nos conclusions, cette période a été prolongée à l'intervalle 1951-2000 dans plusieurs documents.

1.3.1 Approche statistique de la notion de « Normale »

Ces valeurs sont la base de tous les graphiques et des cartes climatiques couramment représentés dans les manuels de l'enseignement ainsi que dans la plupart des atlas. Cette vision moyenne à l'avantage de proposer une approche globale des principaux caractères du climat d'une région mais elle a pour inconvénient de lisser toute la diversité des situations possibles, c'est-à-dire les écarts à la moyenne. C'est pourquoi, dans les ouvrages plus spécialisés et dans les archives climatiques, la moyenne est souvent accompagnée des valeurs qui encadrent la valeur centrale (médiane) : la série des données est alors découpée par tranche de 20% (quintiles) ou de 10% (déciles) afin de pouvoir qualifier objectivement le caractère *normal* ou *anormal* - peu fréquent serait un terme plus approprié dans la plupart des cas - d'une situation. Aux marges de la distribution statistique des données, le découpage est affiné à l'échelle du pourcent (percentile) pour rendre compte de la fréquence des cas extrêmes à l'origine des situations dangereuses et parfois même catastrophiques (fig. 2).

- Au pas de temps journalier, les contrastes thermiques liés à la succession des « types de temps » au cours d'une même saison apparaissent nettement. C'est donc à cette échelle temporelle courte que *vagues de chaleur* et *canicules* peuvent être mises en évidence statistiquement. Sur la Normale 1971-2000, nous constatons qu'en été 10% des valeurs journalières excèdent 26,4°C (décile supérieur), 5% dépassent 28,2°C et 1% franchit le seuil de 31,6°C. Cet exemple démontre que le concept de Normale pris au sens courant de « moyenne », en l'occurrence ici 20,9°C, ne présente guère

d'intérêt s'il n'est pas accompagné par les écarts possibles autour de cette valeur centrale.



	T° mini (Tn)	T° maxi (Tx)
maxi	*20.3*	*35.5*
percentile sup. 99%	17.8	31.6
95%	16.4	28.2
décile sup. 90%	15.7	26.4
quintile sup. 80%	14.5	24.3
quartile sup. 75%	14.1	23.5
70%	13.7	22.9
60%	12.9	21.8
médiane 50%	**12.2**	**20.9**
40%	11.4	20.0
30%	10.7	19.1
quartile inf. 25%	10.2	18.6
quintile inf. 20%	9.9	18.0
décile inf. 10%	8.7	16.7
5%	7.7	15.6
percentile inf. 1%	5.8	13.7
mini	*2.4*	*11.3*

Fig. 2 : Températures « normales » à Caen-Carpiquet durant l'été (repères fréquentiels sur la période 1971-2000)

• Au pas de temps saisonnier, la variabilité subsiste mais l'amplitude diminue fortement en raison du lissage des données. Ici, seules ressortent véritablement les *Grandes années*, quelques jours chauds ou froids ne suffisant pas à influencer une moyenne calculée sur 3 mois (fig. 3).

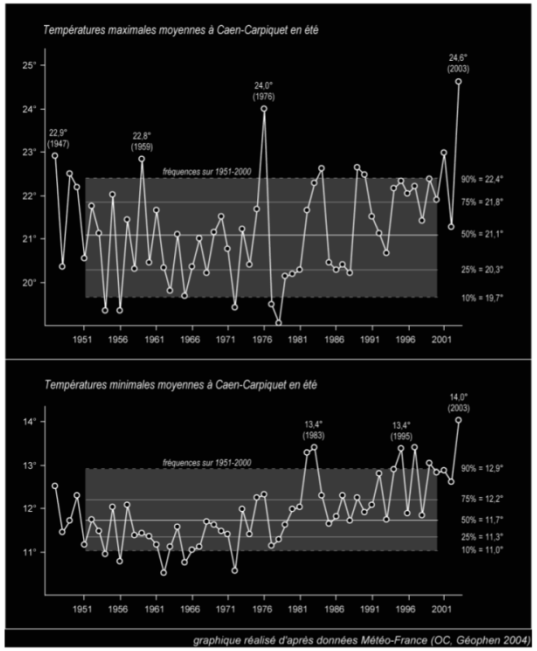


Fig. 3 : Variabilité interannuelle des températures minimales et maximales à Caen-Carpiquet en été entre 1947 et 2003

Ce document montre plus généralement l'évolution des caractères thermiques des étés à Caen depuis 1947. La chronique apparaît très hachée, ce qui est un signe distinctif des climats « tempérés » des façades océaniques

des latitudes moyennes. En effet, ces régions sont marquées par la très forte variabilité des configurations barométriques, engendrant des étés généralement doux mais aussi quelquefois des années *anormalement* fraîches (1954, 1956, 1965, 1972, 1977, 1978) ou *anormalement* chaudes (1947, 1949, 1959, 1976, 1989, 2001, 2003). Ces années remarquables jalonnent de façon aléatoire les 56 années consécutives présentées dans ce graphique. Fait notable qui alimente le catastrophisme médiatique, la dernière décennie apparaît particulièrement chaude… Mais le manque de recul historique limite encore nos conclusions sur un changement climatique à long terme… (voir partie 2).

1.3.2 Approche dynamique de la notion de « Normale »

La notion de Normale doit aussi porter sur la genèse des phénomènes. C'est-à-dire qu'il convient d'étudier comment un événement extrême s'intègre du point de vue des mécanismes dans une logique climatique zonale et saisonnière. Plus que l'intensité du phénomène, c'est alors son origine physique qui peut être source d'inquiétude et révélatrice d'un éventuel changement climatique.

En 2003, la Canicule a résulté de la persistance de hautes pressions d'altitude. C'est en quelque sorte comme si la ceinture des anticyclones subtropicaux s'était décalée jusqu'à nos latitudes moyennes, dépassant durablement le cadre du bassin méditerranéen qui constitue habituellement la limite de son extension méridienne au cours de son déplacement saisonnier estival vers le nord. Pour le climatologue, cette situation synoptique n'est pas anormale, elle constitue seulement une exagération du système, peu fréquente certes, et dont les causes profondes nous restent inconnues et par conséquent imprévisibles à longue échéance. Dans son rapport sur la canicule daté du 4 septembre 2003, Météo-France souligne d'ailleurs qu'il s'agit d'une *situation classique pour l'été avec des hautes pressions sur l'Europe de l'Ouest (…). Le caractère singulier de cette situation est qu'elle dure longtemps et qu'elle amène de l'air très chaud et très sec en provenance du sud de la Méditerranée, près de la surface comme en altitude.*

Les années marquées par de longues périodes de chaleur correspondent ainsi à des remontées précoces, prononcées et durables des anticyclones subtropicaux. *A contrario*, certains étés frais, nuageux et venteux (comme en 2002 et 2004 par exemple) s'expliquent par une translation limitée vers le nord de ces mêmes anticyclones subtropicaux, laissant ainsi le champ libre aux perturbations océaniques des latitudes moyennes, habituellement rejetées sur les Îles britanniques. Tous ces phénomènes atmosphériques

affectant de très vastes étendues s'intègrent pleinement dans la variabilité interannuelle *habituelle* et donc *normale* des climats aux latitudes moyennes, soumis au balancement saisonnier de la dépression subpolaire d'Islande et de l'anticyclone subtropical des Açores.

2. La canicule de l'été 2003 en Basse-Normandie

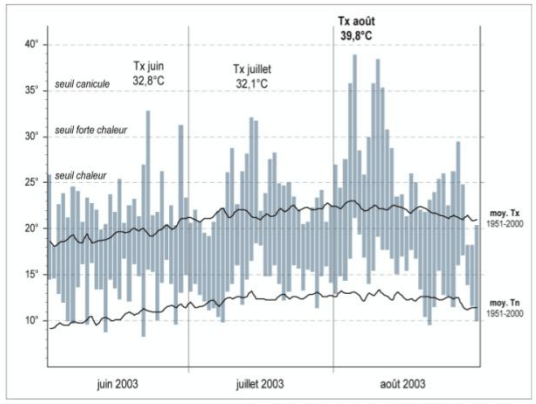
Témoignages et phénomènes naturels sont des indicateurs précieux et irremplaçables pour retracer l'histoire du Climat et des Hommes. De nombreux cas de canicules sont ainsi mentionnés dans les archives historiques. Mais l'absence de mesures normalisées ne permet pas de comparer directement ces événements anciens à ceux enregistrés depuis la fin du 19ème siècle grâce aux premières stations météorologiques modernes. Pour ces raisons, il est difficile de juger du caractère exceptionnel de cette année 2003 dans un contexte historique plus large que le siècle dernier. Dans notre région, l'analyse historique quantitative sera même limitée à la seconde moitié du 20ème siècle, la plus ancienne série de données fiables et continues remontant à octobre 1946 avec l'enregistrement des températures quotidiennes à la station de Caen-Carpiquet (aérodrome).

Dans cette présentation de la canicule de 2003 en Basse-Normandie, les commentaires s'appuieront essentiellement sur une analyse des températures maximales quotidiennes de Caen aux différents seuils qui caractérisent la *chaleur* (25, 30 et 35°C). La dimension géographique du problème sera mise en évidence grâce aux 46 stations actuelles du réseau thermométrique de Météo-France sur la Basse-Normandie (le réseau pluviométrique est plus dense avec plus de 130 postes répartis régulièrement sur l'ensemble des trois départements). Enfin, l'utilisation du pas de temps horaire dans trois stations réparties du littoral vers l'intérieur nous permettra d'apprécier concrètement les caractères climatiques et vécus très dissemblables de cette période de canicule sur quelques kilomètres à l'interface terre/mer (rôle des effets de brise…).

2.1 La canicule de 2003 replacée dans son contexte historique récent

La figure 4 propose une vue d'ensemble, jour après jour, entre juin et août 2003, des températures minimales (Tn) et maximales (Tx) enregistrées à la station de Caen-Carpiquet. Rappelons qu'en météorologie, l'été correspond aux mois de juin-juillet-août. Les deux courbes indiquent la moyenne journalière de ces valeurs sur 50 ans (1951-2000) et permettent

ainsi de replacer objectivement les températures de l'été 2003 en Normandie dans le contexte historique récent.



graphique réalisé d'après données Météo-France (OC, Géophen 2004)

Fig. 4 : Evolution journalière des températures à Caen-Carpiquet durant l'été 2003 (températures minimales et maximales)

Exceptés quelques jours dans la première et la dernière semaine de juillet, les températures maximales ont été constamment au-dessus des moyennes saisonnières estivales. A quatre reprises, à la fin juin et vers la mi-juillet, l'excédent a même dépassé 10°C, cet écart atteignant ensuite un paroxysme durant la première décade d'août où les températures franchissaient cinq fois le seuil des 35°C, soit un excédent de plus de 12° par rapport à la Normale en cette période ! Un tel phénomène ne s'était jamais vu, même durant les « Grands étés » de l'après guerre comme 1947 ou 1959, ou plus récemment 1976 et 1990 (tab. Ia).

Le nombre de jours de dépassement des valeurs de 25, 30 et 35°C (tab. Ia) et la moyenne des jours les plus chauds (tab. 1b) permettent de mieux cerner la durée des périodes de fortes chaleurs, paramètre tout aussi important que l'intensité extrême du phénomène. Au cœur de la période caniculaire, avec 36,8°C, la moyenne des 5 jours les plus chauds de l'été 2003 se démarque totalement des autres années « chaudes » dont la moyenne est inférieure de

plus de 3°C, comme 1990 (33,4°C) ou 2001 (33,3°C), et laissant encore plus loin derrière 1959 (32,1°C), 1947 (31,8°C) et 1976 (31,2°C). L'été de 1976 qui a tant marqué les esprits (par sa sécheresse) se caractérise plus en Normandie par la durée de la période chaude que par son intensité extrême. Pour Caen, si tous les records de chaleur ont été battus durant l'été 2003, l'année 1976 garde cependant le premier rang en ce qui concerne le nombre de *jours de chaleur* (maximum supérieur à 25°C), avec 34 jours contre 33 en 2003.

Tab. I.a Nombre de jours par an	référence 1951-2000		nombre de jours entre juin et août (maximum = 92)								
	moyenne	extrême (année)	1947	1957	1959	1976	1984	1990	1995	2001	2003
nb jours Tx >= 20°C	53.9	80 (1976)	68	56	73	80	74	59	58	68	**86**
nb jours Tx >= 22.5°C	28.2	56 (1976)	44	26	44	56	42	48	41	47	**59**
nb jours Tx >= 25°C	12.8	34 (1976)	29	17	18	**34**	22	24	28	26	33
nb jours Tx >= 27.5°C	5.1	21 (1976)	16	7	8	**21**	12	13	12	14	19
nb jours Tx >= 30°C	1.9	8 (1990)	8	5	6	7	7	8	7	6	**10**
nb jours Tx >= 32.5°C	0.48	3 (1990)	1	1	2	0	1	3	3	3	**6**
nb jours Tx >= 35°C	0.08	1 (1952-61-75-90)	0	0	0	0	0	1	0	1	**5**

Tab. I.b Températures maximales (°C)	référence 1951-2000		température maximale journalière des "Grands étés"								
	moyenne	extrême (année)	1947	1957	1959	1976	1984	1990	1995	2001	2003
T° maximale annuelle	31.0	36.6 (1952)	32.6	33.1	34.6	32.0	32.6	35.0	33.5	35.7	**38.9**
moyenne 5 Tx maxi	29.0	33.4 (1990)	31.8	31.7	32.1	31.2	31.5	33.4	32.6	33.3	**36.8**
moyenne 10 Tx maxi	27.6	31.9 (1990)	30.8	29.6	30.3	30.5	30.4	31.9	31.0	31.6	**34.3**
moyenne 15 Tx maxi	26.7	30.5 (1990)	29.9	28.3	28.9	29.9	29.3	30.5	29.8	30.4	**32.5**
moyenne T° maxi	21.1	24.0 (1976)	22.9	21.4	22.8	24.0	22.6	22.5	22.3	23.0	**24.6**

les valeurs extrêmes sont en caractères gras (tableau réalisé d'après données Météo-France) (OC, Géophen 2004)

Tab. I : Caractéristiques thermiques de quelques « Grands étés » à Caen-Carpiquet depuis 1947

• Le record de température maximale

Le 5 août 2003, à Caen-Carpiquet, la température atteignait 38,9°C à 15h53 UTC (17h53 légales), pulvérisant ainsi de plus de 2°C le précédent record absolu de chaleur qui datait du 1er juillet 1952 (36,6°C). Il faut

signaler que, dès le matin, les bases d'un record étaient réunies avec un léger vent de sud-est capable de « contrer » l'effet rafraîchissant des entrées de brise marine, un ciel clair favorisant l'ensoleillement et une température très élevée dès les premières heures de la matinée (plus de 25°C dès 07h00 UTC). Notons que cette même journée du 5 août est aussi entrée dans les annales de la météorologie grâce au record absolu de température minimale avec 21,1°C à 04:34 UTC (précédent record les 13 et 28 juillet 1947 avec 20,4°C).

Cinq jours plus tard, le 10 août 2003, le record absolu de chaleur était même approché d'un demi degré (38,4°C à 12h02 UTC), « défiant » ainsi les *lois de la probabilité* établies à partir d'une soixantaine d'années d'observations et renforçant l'idée du caractère exceptionnel de la canicule de l'été 2003. Ce fut d'autant plus remarquable que parmi les vingt températures maximales les plus élevées enregistrées à Caen depuis 1946, cinq cas se sont produits entre le 4 et le 11 août 2003 !

2.2 *La dimension géographique de la canicule de 2003 en Basse-Normandie*

En Basse-Normandie, la dégradation du climat océanique vers des nuances plus continentales présente des formes multiples en fonction de la diversité des expositions de façade, de la distance au littoral et de la topographie. Ces particularités géographiques ont accentué les différences de température durant la période de canicule de l'été 2003.

2.2.1 *La géographie des températures décadaires maximales moyennes*

La carte des températures maximales moyennes du 3 au 12 août 2003 montre une organisation spatiale assez classique pour un domaine au contact d'une importante masse d'eau faisant office de « climatiseur » en période chaude (fig. 5). La différence de température est particulièrement remarquable entre la chaleur torride et accablante des confins continentaux du Perche (T° > 36°C) et la fraîcheur relative du secteur hyperocéanique de La Hague (T° < 24°C) en raison de son caractère « finistérien ». Ce découpage d'échelle sub-régionale apparaît d'ailleurs déjà nettement sur la Normale 1971-2000 : la fréquence des *jours de chaleur* en été (Tx >= 25°C) passe ainsi de 0,9% à La Hague, à 14,9% à Caen et 26,8% à Alençon. Au seuil de 30°C (*forte chaleur*), les valeurs passent respectivement à 0,03% pour La Hague, 2,3% pour Caen et 5,6% pour Alençon.

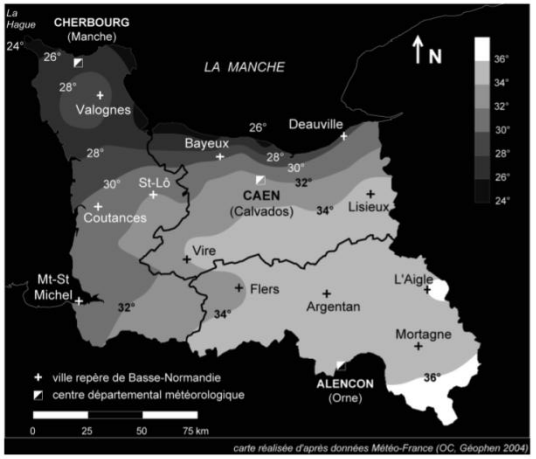


Fig. 5 : Températures maximales journalières moyennes du 3 au 12 août 2003 en Basse-Normandie

2.2.2 *La géographie des températures maximales absolues*

La carte des températures maximales absolues (fig.1) confirme le rôle essentiel des vents de mer et des brises de mer dans l'atténuation de la chaleur. Durant l'été 2003, le nord Cotentin se singularisa par des extrêmes compris entre 28 et 32°C pour les stations littorales, 32 à 34°C à l'intérieur, soit 5 à 10°C de moins que sur l'ensemble des autres stations de Basse-Normandie. Dans sa partie méridionale, la façade ouest du département de la Manche bénéficia beaucoup moins de la proximité de la mer en raison de *vents de terre* qui ont soufflé suffisamment forts pour refouler l'air marin plus frais sur la mer en début de mois. Le 5 août 2003, grâce à un vent « continental » d'est soutenu (4 m/s), la température atteignait 38,9°C à Gouville-sur-Mer comme à Caen, alors que le 10 août le maximum plafonnait à « seulement » 27,6°C par vent de mer (flux de sud-ouest) à Gouville, contre 38,4°C à Caen et même 40,0°C à Lisieux et Mézidon-Canon.

2.2.3 *Les particularités locales de la canicule au fil de la journée*

Pour mettre en évidence le rôle thermique des brises de mer, la figure 6 présente l'évolution horaire des températures au cœur de la période caniculaire pour trois stations réparties de la côte vers l'intérieur des terres : Bernières-sur-Mer, Caen-Carpiquet et St-Sylvain (voir localisation sur la carte de la figure 1).

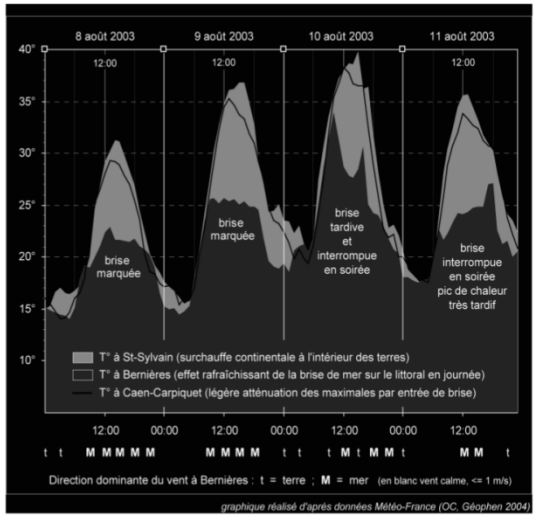


Fig. 6 : Evolution horaire des températures au cœur de la période caniculaire (effet rafraîchissant de la brise de mer sur le littoral)

Dans cette période où l'atmosphère fut claire et relativement calme, l'élévation diurne de la température fut systématiquement stoppée sur le littoral en matinée, dès que l'air frais de la mer était aspiré dans les terres (la surchauffe des sols s'accompagne d'une légère dépression, donc d'une ascendance de l'air, ce qui provoque un appel d'air frais plus dense dans les basses couches en provenance de la mer).

Le 10 août 2003, la brise de mer eut plus de mal à s'établir et de ce fait la température sur la côte a pu dépasser 30°C en fin de matinée. Le 11 août, l'interruption de la brise en soirée occasionna un maximum très tardif (27°C à 20 heures légales). Ces brusques variations de températures propres à la frange littorale s'opposent aux courbes beaucoup plus régulières de l'intérieur des terres où l'effet rafraîchissant de la brise de mer n'est plus sensible.

Ces entrées d'air frais s'accompagnent souvent de nuages bas sur les côtes, parfois même de brouillards, phénomène qui peut surprendre puisque, en quelques minutes, le temps change avec l'arrivée d'une atmosphère nébuleuse et fraîche. Par ces journées de fortes chaleurs, les caennais qui souhaitent profiter de la plage sont d'ailleurs régulièrement surpris par le *mur de brouillard* et la fraîcheur qui apparaissent à l'arrière d'une ligne formée par les hauteurs parallèles au rivage, entre les vallées de la Seulles et de l'Orne, de Bény-sur-Mer à Periers-sur-le-Dan. Ces modestes hauteurs (50 à 60 mètres d'altitude seulement) sont toutefois suffisantes pour arrêter les brises de mer de faible intensité et cantonner ainsi l'air frais et plus humide à une frange littorale de quelques kilomètres. Même en l'absence de nuages bas ou de brouillard, ces entrées marines entraînent une humidité de l'air très présente, comme l'illustre l'exemple du 9 août 2003 à 15:00 UTC avec un gradient hygrothermique entre la côte et les terres particulièrement marqué (tab. II).

Site	**Température** de l'air sous abri	**Humidité relative** de l'air sous abri
BERNIERES (côte)	25,1°C	74%
CAEN-CARPIQUET	33,7°C	41%
ST-SYLVAIN (intérieur)	36,8°C	28%

Tab. II : Température et hygrométrie le 9 août 2003 à 15:00 UTC

Ces quelques exemples d'échelle fine montrent à quel point l'appréciation d'un risque climatique tel que la canicule est dépendant des facteurs géographiques locaux.

Conclusion

« Tempéré » ne veut pas dire sans excès… Par son intensité, sa durée et son étendue géographique, la canicule de l'été 2003 peut être qualifiée d'exceptionnelle si on se limite aux seules données chiffrées, donc objectives, dont nous disposons (un peu plus d'un siècle seulement dans les meilleurs des cas…).

La canicule de l'été 2003 rappelle aussi que la Basse-Normandie présente des *visages climatiques* parfois très inattendus et contrastés. Ces dernières années, la région a ainsi connu inondations (1995, 2001), sécheresses (1976, 1989, 1996) et tempêtes (1987, 1999), phénomènes aux conséquences humaines, économiques et environnementales de plus en plus préoccupantes. Cela signifie-t-il pour autant un changement du climat ? S'agit-il d'une plus grande vulnérabilité de nos Sociétés modernes face aux risques naturels ? Plus que l'aléa atmosphérique, c'est bien souvent l'ampleur des dégâts qu'il engendre qui occasionne la multiplication de discours catastrophistes et l'usage de termes forts tels que « exceptionnel » ou « extraordinaire ». Pour le climatologue, seule la répétition de phénomènes similaires pendant plusieurs années de suite pourrait confirmer catégoriquement une modification du climat à long terme.

Pour prévenir les conséquences souvent dramatiques des situations atmosphériques extrêmes, Météo France publie deux fois par jour des cartes de vigilance alertant des risques d'orages, de tempêtes, de fortes précipitations, d'avalanches et de grand froid. Cette prévision / prévention du risque a été mise en place en 2001, à la suite des tempêtes de décembre 1999. A partir du 1er juin 2004, Météo France va proposer une nouvelle version des cartes de vigilance en ajoutant le *risque de canicule* à la liste des mises en garde. La dimension géographique sera incluse dans cette approche puisque la perception et les conséquences d'un épisode de forte chaleur varient d'un lieu à l'autre. À partir d'une étude de la répartition fréquentielle des températures minimales et maximales et de la surmortalité, des seuils d'alerte - variables selon les départements - sont en cours d'établissement. En retour, ces valeurs permettront aux climatologues une nouvelle lecture régionalisée des épisodes de canicule à travers le pays…

Information complémentaire, 1er juin 2004 :

Les seuils d'alerte à la canicule viennent d'être publiés par Météo France.

***Alerte orange** : quand les prévisions départementales indiqueront un dépassement du seuil de température minimale et maximale pour les trois jours suivants.*

***Alerte rouge** : après trois jours consécutifs d'alerte orange.*

Remarque : ces seuils sont fort logiquement plus bas dans le nord du pays que dans le sud, plus coutumier des fortes températures : 3 jours consécutifs avec températures supérieures à 21°C pour les minimales et 38°C pour les maximales à Toulouse, contre seulement 17 et 29°C à Cherbourg, par exemple.

*Pour la **Basse-Normandie**, les seuils seront respectivement de :*

17°/29° pour la Manche ;
18°/31° pour le Calvados ;
18°/33° pour l'Orne.

Cette « hiérarchie » traduit l'organisation climatique de la région, en allant du département aux plus fortes influences océaniques modératrices (Manche) à celui marqué par des nuances continentales plus favorables à la chaleur en été (Orne).

Bibliographie

BELTRANDO G., 2004, *Les climats. Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, coll. U, 261 p.

BESANCENOT J.-P., 1990, Les fortes chaleurs sont-elles dangereuses ? *La Recherche*, n° 223, pp. 930-933.

BESANCENOT J.-P., 2002, Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines. *Environnement, Risques et Santé*, n° 4, pp. 229-240.

CANTAT O., 1995, Variabilité et variation climatique en Normandie. *Sécheresse*, vol.6, pp. 273-279.

CANTAT O., BRUNET L., 2001, Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie,* n° 622, pp. 579-596.

CANTAT O., CADOR J.-M., 2003 : La variabilité : une caractéristique fondamentale des chroniques hydroclimatiques. Réflexions sur la normalité et l'anormalité. Actes du Séminaire de l'UMR-CNRS 6554 LETG, *« Les chroniques hydrologiques et climatiques »*, pp. 12-16.

CANTAT O., GIRES J.-O., 2003, Réflexions à propos de la fiabilité des données et du changement climatique. *Dokumentacja Geograficzna*, n° 29, Polska Akademia Nauk, pp. 65-69.

ESCOURROU G., 1978, *Climats et types de temps en Normandie.* Champion, 1081 p. et 525 p.

LAMARRE D., PAGNEY P., 2000, *Climats et sociétés*. Armand Colin, coll. U, 272 p.

METEO FRANCE, 2004 : La vigilance s'étoffe d'un nouveau paramètre : la canicule. *Eole*, juin 2004, pp. 2-3.

PAGNEY P., 1994, *Les catastrophes climatiques*. Presses Universitaires de France, coll. Que sais-je ? 127 p.

PLANCHON O., 1998, La notion d'échelle en climatologie : l'exemple des climats maritimes et côtiers en Europe. *Annales de Géographie,* n° 602, pp.363-380.

TRZPIT J.-P., 1970, Présentation du climat normand. In : *Atlas de Normandie.* Caen : Association pour l'Atlas de Normandie, 3 planches (texte et cartes sur le climat).

VIGNEAU J.-P., 2004, Sur les risques d'origine climatique. *L'Information Géographique*, vol. 68, n° 1, pp. 3-13.

PUBLICATION N°8

CANTAT O., 2005 : **Dynamique spatio-temporelle d'un événement météo-climatique extrême. La canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest**.

Climatologie, vol. 2, pp. 99-135.

DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE D'UN ÉVÉNEMENT MÉTÉO-CLIMATIQUE EXTRÊME
LA CANICULE DE L'ÉTÉ 2003 EN EUROPE DE L'OUEST

O. CANTAT

Laboratoire Géophen, U.M.R 6554 C.N.R.S., LETG
U.F.R. de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie olivier.cantat@unicaen.fr

Résumé

Durant l'été 2003, l'Europe occidentale a connu une période de canicule sans précédent. L'article démontre l'ampleur de cet événement météo-climatique, tant dans son intensité que dans sa durée et son extension spatiale. Les cartes d'altitude et les radiosondages verticaux permettent ensuite d'appréhender la genèse et la dynamique spatio-temporelle tridimensionnelle du phénomène. Dans le cadre d'une approche systémique, la prise en compte simultanée des événements se déroulant en altitude et dans les basses couches de l'atmosphère démontre la complexité de processus en constante interaction. L'analyse prouve que la canicule de 2003 trouve son origine en altitude mais que son caractère exceptionnel est imputable à des phénomènes d'interface air-sol. Des éléments sur l'amélioration attendue de la prévision des phénomènes météorologiques extrêmes concluent cet article.

Mots-clés : système climatique, canicule, été 2003, Europe occidentale, France, situation synoptique, radiosondages, masse d'air

Abstract

Spatio-temporal dynamic of an extreme meteorological-climatic event
The scorching heat of the summer 2003 in western Europe

During summer 2003, western Europe knew a period of unprecedented scorching heat since reliable meteorological statements exist (end of the 19th century). From the analysis of the temperatures in three European capitals (Lisbon, Paris and London) and of a regional study more deepened on France, the article demonstrates the dimension of this meteorological-climatic event, both in its intensity and in its duration and its spatial extension. The charts of altitude and the vertical radiosonde investigations of the air allow to understand the genesis of this phenomenon and to consider its spatio-temporal dynamic in the three dimensions of the atmosphere. Within the framework of a systemic approach, the simultaneous study of the events proceeding in altitude and in the low layers of the atmosphere shows the complexity of process in constant interaction. In our case, the analysis proves that the heat wave finds its origin in altitude but that its intensity is ascribable with phenomena of air-to-ground interface. In the end of July 2003, a phenomenon of atmospheric divergence appeared on Europe, what induced the development of the scorching heat on the ground by a vertical movement falling of the air (compression) and a horizontal movement (tropical advection). In altitude, the rough rise of the temperatures and the frank dilation of the air mass preceded by two days the

forming of the scorching heat in the low layers of the atmosphere. This enchainement of facts demonstrates the dynamic origin of the phenomenon and not the simple consequence of clear and quiet weather on the temperatures to the interface in summer. Then, the high dynamic pressures settled on Europe constituted a durable dam in passages of the Atlantic atmospheric disturbances, what allowed the scorching heat to become more marked in a very unusual way with the middle latitudes, particularly for the western frontage of the continent usually under maritime influence. The discussion gives some elements on the awaited improvement of the forecasts concerning the extreme phenomena.

Keywords: climatic system, scorching heat, summer 2003, western Europe, France, synoptic situation, radiosonde explorations, air mass.

Introduction

Au cours de l'été 2003, l'Europe occidentale a vécu la canicule la plus remarquable de son histoire. Il n'avait jamais fait aussi chaud, aussi longtemps et sur une étendue géographique aussi vaste depuis qu'existent des relevés de températures fiables et réguliers, soit aux environs de 1880. Dans cet article, notre propos sera centré essentiellement sur la description et la dynamique spatio-temporelle de ce phénomène atmosphérique hors normes, mais rappelons que cet épisode restera surtout gravé dans la mémoire pour ses conséquences humaines dramatiques. Ainsi, en France, ces conditions climatiques extrêmes ont été à l'origine d'une augmentation considérable du nombre de décès : entre le 1er et le 20 août 2003, la surmortalité a été estimée à plus de 55% avec 41.621 décès observés pour 26.818 attendus (InVS, 2003, site Internet de l'INSERM et synthèse de J.-P. Besancenot dans *Géoconfluences*). Mais avant d'aborder dans le détail l'analyse de cet épisode météo-climatique, il convient de préciser ce que l'on entend par *canicule.*

Dans son usage courant, le terme *canicule* évoque à lui seul un contexte climatique exceptionnel, marqué avant tout par une chaleur intense mais également par une grande sécheresse et un fort ensoleillement rendant l'ambiance éprouvante. Pour le climatologue, il s'agit de définir un seuil de température pour répertorier, classer et comparer ces types d'épisodes extrêmes. Or, en fonction du lieu et de la période de l'année, une forte chaleur ne présente ni la même fréquence, ni les mêmes effets sur la santé… Aux latitudes moyennes, domaine géographique de notre étude, la *canicule* désigne communément une période d'au moins deux jours consécutifs au cours desquels les températures ont atteint ou dépassé la valeur de 35°C. Depuis le 1er juin 2004, en retour d'expertise à la suite des conséquences humaines dramatiques de l'été 2003, une nouvelle définition de la *canicule* a été mise en application à Météo-France. Celle-ci inclut les températures minimales et le degré de vulnérabilité des populations, variable selon les régions (Météo-France, 2004 ; Cantat, 2005). Si elle constitue un apport indéniable pour la prévention du risque sanitaire, cette nouvelle approche « météo-médicale » n'a cependant pas

été utilisée dans cet article car elle crée artificiellement des discontinuités spatiales incompatibles avec une étude géographique globale du phénomène naturel, tant dans sa description que dans son explication (Cantat, à paraître). Ajoutons par ailleurs que la canicule de l'été 2003 n'a constitué que le paroxysme d'une saison chaude en tout point remarquable sur l'Europe occidentale. C'est pourquoi l'intervalle d'étude a été élargi aux cinq mois allant de mai à septembre, période jalonnée par de nombreuses poussées chaudes, même si elles n'ont pas nécessairement atteint le seuil caractérisant la canicule. Aussi, pour envisager la saison chaude 2003 dans toute sa dimension, le développement s'appuiera également sur la notion plus souple, car non chiffrée, de *vague de chaleur*, c'est-à-dire, d'après l'Organisation Météorologique Mondiale, « *un réchauffement important de l'air, ou une invasion d'air très chaud sur un vaste territoire, généralement de quelques jours à quelques semaines* ». En accord avec les seuils définis par Météo-France, l'étude fera donc avant tout référence aux journées de *très forte chaleur* (température maximale (Tx) >= 35°C), mais aussi aux journée de *forte chaleur* (Tx >= 30°C) et de *chaleur* (Tx >= 25°C).

Dans une première partie, après avoir présenté les principaux caractères thermiques de la canicule de l'été 2003 sur l'Europe occidentale, une attention plus particulière sera portée sur la France, pays où la diversité des configurations géographiques offre un panel représentatif des différents climats ouest européens (océanique, semi continental, méditerranéen et montagnard). Pour comprendre les causes profondes de cet épisode météo-climatique hors normes, la deuxième partie de l'article analysera plus spécialement les caractères originaux de la *circulation atmosphérique générale* qui ont engendré la persistance d'un type de temps quasi saharien sur une grande partie de l'Europe occidentale durant la première quinzaine du mois d'août 2003. Les cartes synoptiques d'altitude et les radiosondages verticaux permettront de visualiser dans les trois dimensions de l'atmosphère la formation et le développement de ce paroxysme thermique. Dans l'optique du *Développement durable* et des problèmes environnementaux, économiques et politiques posés par le *changement climatique*, des éléments sur l'amélioration des prévisions concernant les phénomènes extrêmes seront abordés dans la troisième partie.

1. Principaux caractères de la canicule de l'été 2003 en Europe occidentale

Pour traiter notre sujet – la canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest – il convient tout d'abord de définir l'espace géographique concerné : arbitrairement, du sud au nord, seront essentiellement pris en compte la Péninsule ibérique, l'Italie, la France, la Suisse, le Benelux, l'Allemagne, le Danemark, les Îles britanniques et la façade atlantique du sud de la Scandinavie. Concrètement, il s'agira donc des pays situés à l'ouest du 5ème méridien Est.

1.1 Canicule et organisation climatique « moyenne » sur l'Europe occidentale en été

1.1.1 L'aire d'étude et ses composantes climatiques

L'aire d'étude précédemment définie a été partitionnée car l'espace géographique concerné recoupe deux entités aux caractères climatiques très distincts : au nord, une composante « tempérée », où la canicule est un phénomène rare et de courte durée ; au sud, une composante méditerranéenne, où les très fortes chaleurs sont récurrentes à cette saison, avec toutefois des années plus ou moins affectées par le phénomène. Pour illustrer cette opposition climatique majeure, un ensemble de stations représentatives de l'***Europe occidentale atlantique*** et de l'***Europe occidentale méditerranéenne*** sera analysé dans la suite de cet article. A l'intérieur de ce découpage très classique, malgré son appartenance au climat méditerranéen, on individualisera la côte sud du Portugal car la chaleur estivale y est atténuée du fait d'influences atlantiques (cf. Lisbonne).

1.1.2 L'originalité des mécanismes atmosphériques

L'***Europe occidentale atlantique*** est généralement épargnée en été par les longues périodes de très forte chaleur grâce aux influences maritimes véhiculées par la circulation d'ouest dominant aux latitudes moyennes. Après quelques jours de canicule, le scénario est classique : en liaison avec des avancées d'air plus frais par l'Atlantique, la formation de fronts orageux vient systématiquement interrompre l'installation des influences subtropicales chaudes et sèches en provenance de la Péninsule Ibérique ou de la Méditerranée. En ouvrant à nouveau la « porte » aux masses d'air adoucies par leur passage au-dessus de l'océan, ces fronts annoncent le retour à des conditions plus « normales ». Les températures deviennent alors brutalement moins excessives, avec cependant un contraste marqué entre la partie sud du domaine au contact de l'anticyclone des Açores, donc au temps généralement agréable, et la partie nord souvent fraîche et pluvieuse car à nouveau affectée de façon épisodique par les perturbations circulant plus au nord à cette saison...

En Europe, l'étendue géographique concernée par les influences maritimes est vaste en raison l'absence de reliefs côtiers vigoureux et perpendiculaires aux flux d'ouest qui pourraient s'opposer à la pénétration des masses d'air océanique. Ce domaine s'étire du sud de la Scandinavie à la façade nord du Portugal, couvrant ainsi les Iles Britanniques, le Benelux, la partie ouest de l'Allemagne, la France (excepté sa bordure méditerranéenne) et le nord-ouest de l'Espagne. Ces régions sous influences océaniques plus ou moins prononcées, donc peu propices aux canicules, correspondent globalement à l'aire du climat « tempéré de façade ouest » proposé par Flohn (1968). Ce découpage géographique est cohérent avec l'objet de notre étude car cette classification est fondée sur la délimitation d'ensembles relativement homogènes dans leur fonctionnement (*classification génétique*), c'est-à-dire sur la prise en compte de facteurs dynamiques communs. Dès lors,nous pouvons proposer dans la figure 1

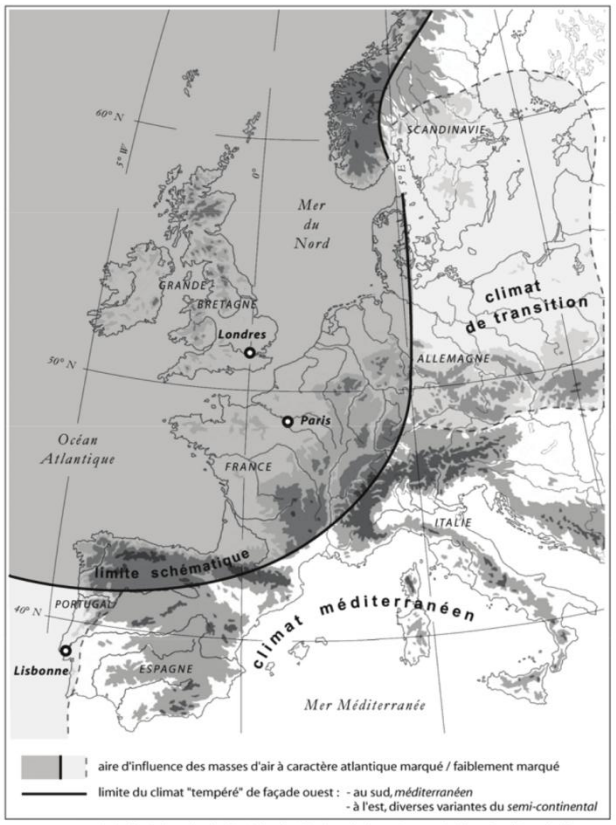


Figure 1 : Aire d'influence des masses d'air à caractère atlantique en Europe et localisation des trois capitales de référence (Lisbonne, Paris et Londres). *Area of influence of atlantic air masses in Europe and location of the 3 main cities used as a reference (Lisbon, Paris and London).*

une carte de l'aire d'influence des masses d'air à caractère atlantique sur l'Europe. Cette typologie des climats *océanisés*, donc peu propices aux canicules, a été complétée par les limites descriptives à la base des grandes

classifications physionomiques du climat établies au 20ème siècle successivement par Köppen, Sidow-Wagner et Viers[1], entre autres. A l'ouest de cette limite schématique, les chaleurs fortes et durables présentent donc un caractère exceptionnel.

En ce qui concerne l'***Europe occidentale méditerranéenne*** (Portugal, Espagne, Sud de la France, Italie), l'entrée de masses d'air adoucies provenant de l'ouest est très rare à cette saison en raison de la prédominance de conditions aérologiques stables (anticyclone subtropical dynamique couvrant le domaine). Cette configuration est donc très favorable à l'établissement d'un temps très sec et très chaud, la canicule prenant par conséquent ici un caractère plus habituel. Toutefois, quand le flux d'ouest est bien établi plus au nord sur le domaine « tempéré » des latitudes moyennes, des vents « froids » de nord ou nord-ouest, canalisés par le relief, peuvent affecter certains secteurs et rafraîchir considérablement l'air (Tramontane et Mistral en France). Enfin, sur une frange côtière variable, rappelons que des phénomènes de brise de mer peuvent modérer également la chaleur (Planchon, 1998).

1.2 La canicule de l'été 2003 vue à travers l'exemple de trois capitales européennes

C'est durant la première quinzaine du mois d'août 2003 que la situation climatique a été la plus originale sur l'Europe occidentale en raison d'une interruption totale du flux d'ouest. Ce blocage des entrées maritimes a permis aux masses d'air subtropicales de remonter très au nord et d'engendrer une chaleur exceptionnelle dans des régions aux caractères thermiques habituellement très modérés. Les températures ont ainsi dépassé fréquemment 30°C et à plusieurs reprises 35°C, parfois même 40°C, établissant à cette occasion un grand nombre de records absolus de chaleur.

De Lisbonne à Londres, en passant par Paris, les températures maximales journalières traduisent l'intensité et l'étendue géographique de la canicule au cœur de l'été 2003 pour des stations « atlantiques » donc a priori modérées car influencées par la proximité de la mer (figure 2).

La **cité portugaise** est naturellement plus propice aux fortes chaleurs du fait de sa position la plus méridionale des trois capitales (environ 38° Nord). En effet, à cette latitude, les données astronomiques occasionnent plus d'apports énergétiques (soleil haut sur l'horizon) et les données aérologiques propres au domaine méditerranéen à cette saison (subsidence anticyclonale dynamique) favorisent un fort ensoleillement. Mais cette double caractéristique est

[1] Le lecteur intéressé par les problèmes de classification climatique pourra trouver des développements synthétiques dans les manuels de climatologie générale, tels ceux de Vigneau (2000, 2005), Leroux (2000), Hufty (2001) ou Beltrando (2004), pour les plus récents. Une réflexion plus approfondie sur la classification des climats est proposée par Vigneau dans un article du n° 619 des *Annales de Géographie* (2001).

généralement atténuée par l'influence sur les basses couches de l'atmosphère des eaux relativement froides qui longent du nord au sud la façade du pays d'une part, et par les entrées possibles de brises marines qui adoucissent le littoral, d'autre part. Sur une large bande côtière le caractère méditerranéen du climat est donc plus à associer à la fréquence durable du « beau temps » et à l'indigence presque totale des précipitations, qu'aux températures somme toute relativement modérées pour cette latitude et sous ce type de climat à fortes connotations subtropicales en été. L'influence maritime apparaît nettement sur les températures moyennes maximales dont la Normale ne dépasse pas 28°C en juillet, contre 38°C à Séville, au sud de l'Espagne, à la même latitude mais dans les terres. C'est pourquoi les valeurs enregistrées début août 2003 à Lisbonne - huit valeurs maximales journalières supérieures à 35°C, dont trois supérieures à 39°C - peuvent être qualifiées d'exceptionnelles, autant par leur intensité que par leur regroupement sur quelques jours.

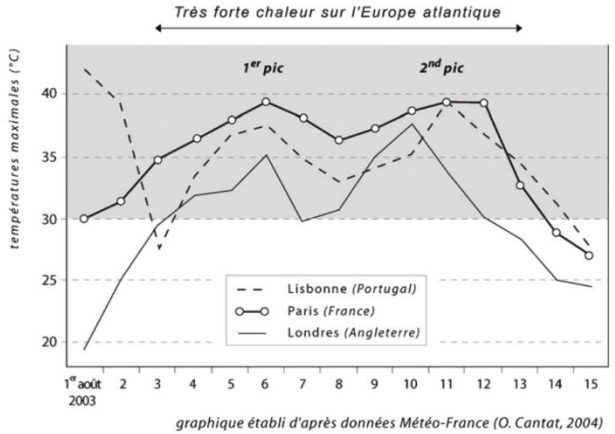


Figure 2 : Evolution des températures maximales journalières en Europe de l'Ouest du 1er au 15 août 2003 (Lisbonne, Paris et Londres)

Que dire aussi de **Londres,** près de mille cinq cents kilomètres plus au nord (51°30' Nord) où, chaque après-midi durant neuf jours consécutifs, la température a dépassé 30°C alors que les valeurs maximales quotidiennes ont souvent du mal à franchir la « barre » des 20°C ? Du jamais vu, bien loin de l'image traditionnelle que l'on attribue au « temps anglais », d'autant plus que le soleil fut longuement présent sur la capitale anglaise, plus souvent habituée à des ciels changeants accompagnés de fréquents passages pluvieux. A titre de

comparaison, notons qu'en août à Londres l'insolation moyenne est de l'ordre de 6 heures par jour et que le cumul pluviométrique mensuel atteint près de 60 millimètres, contre environ 12 heures d'ensoleillement et seulement 4 millimètres de précipitations à Lisbonne.

En raison d'une continentalité légèrement plus marquée et d'une latitude plus basse (48°50' Nord), **Paris** a enregistré des températures encore plus chaudes que la capitale anglaise, flirtant à plusieurs reprises avec les 40°C, et dépassant de ce fait largement le record de chaleur absolu établi sur la Normale 1961-1990 (36,0°C). Une approche plus exhaustive du cas parisien, associant l'ensemble des paramètres climatiques, fera l'objet d'un développement complet ultérieurement (voir 1.4).

Figure 3 : Localisation des différents espaces géographiques et des principales stations météorologiques mentionnées dans le texte. *Location of the geographical features and main meteorological stations mentioned in text.*

Au cours de cette quinzaine véritablement exceptionnelle, ces trois courbes font également clairement apparaître deux « pics » de chaleur autour du 6 et du 11 août. Ces paroxysmes thermiques sont semble-t-il à associer à deux « poussées » tropicales nettement identifiables sur les radiosondages verticaux de l'atmosphère et les cartes d'altitude (voir description et explication dans la partie 2). Notons que ces quelques valeurs très spectaculaires ne constituent que le point d'orgue d'un été particulièrement

précoce et dont les caractères thermiques extrêmes ont été encore plus prononcés dans les secteurs bénéficiant moins des influences océaniques (maximales absolues voisines de l'ordre de 45°C). Pour illustrer concrètement ces propos, analysons plus en détails la situation en France, ce pays proposant sur un espace réduit des climats variés et représentatifs de l'Europe de l'Ouest : un gradient nord-sud prononcé, des influences océaniques marquées à l'ouest, des nuances continentales à l'est et une frange méditerranéenne au sud-est ; enfin, la présence de reliefs complète les deux principales composantes zonale et azonale du climat.

1.3 Les températures en France au cours de l'été 2003

Comme sur l'ensemble de l'Europe occidentale, la France a connu une saison chaude exceptionnelle dont le paroxysme s'est produit dans la première quinzaine du mois d'août. Pour conserver un caractère synthétique à cette présentation, nous ne distinguerons ici que trois sous ensembles : le Nord, le Sud et les espaces montagnards où la chaleur fut aussi bien présente malgré les effets pondérateurs de l'altitude.

1.3.1 La situation en plaine
Intensité et durée de la période chaude

Voici quelques chiffres traduisant l'**intensité** du phénomène sur la France : à Auxerre (région Centre-Est, au sud-est du Bassin Parisien), la température maximale a dépassé 40°C durant huit jours consécutifs ; quant au record national pour l'année 2003, il a été atteint le 12 août dans le Gard (Sud-Est), avec 44,1°C à Conqueyrac et St-Christophe-les-Alès (Météo-France, 2003). Le Sud-Ouest n'a guère été en reste avec près de 44°C à St-Géry dans le Lot et à Cambo-les-Bains, aux pieds des Pyrénées (Avila, 2004). Plus généralement, durant les deux premières semaines du mois d'août, plus de deux tiers des cent quatre-vingt stations météorologiques représentatives de l'espace français a relevé des températures maximales supérieures à 35°C, les rares exceptions correspondant à des sites littoraux du nord du pays (côtes de la Manche) ou à des postes d'altitude. Plus remarquable encore, dans 15% de ces stations le thermomètre a franchi le seuil rarissime des 40°C. Pour un climat qualifié de « tempéré » tous ces faits rendent compte du caractère véritablement exceptionnel de l'été 2003.

Une autre originalité de cette année 2003 apparaît dans la **durée** particulièrement longue des fortes chaleurs. Sur la figure 4, nous constatons que les valeurs supérieures à 30°C se sont étalées sur plusieurs mois, intervenant à plusieurs reprises depuis la fin mai et jusqu'après la mi-septembre. Les stations de référence ont été choisies dans les terres pour ne pas subir les effets côtiers de brises de mer, phénomène d'échelle locale non représentatif de l'ensemble régional (Cantat et Savouret, 2004).

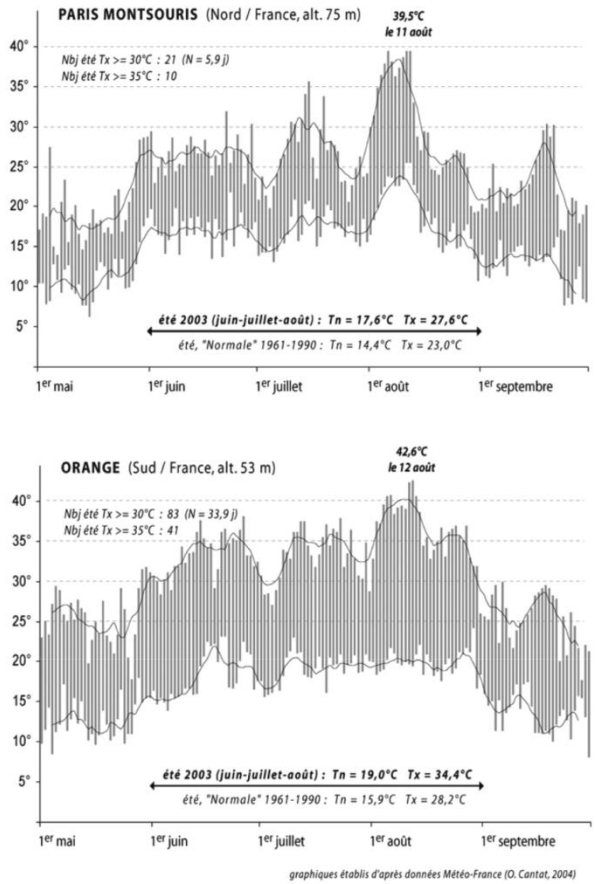


Figure 4 : Températures minimales et maximales en France entre mai et septembre 2003. Comparaison Nord / Sud (températures 'vraies' en bâton et moyennes mobiles glissantes d'ordre 7 en courbe). *Minimal and maximal temperatures in France between may and october 2003. A north/south comparison (actual temperatures and running mean order 7).*

Disparités géographiques régionales de la chaleur

Une distinction assez nette peut être notée entre le nord et le sud du pays où la période chaude a été beaucoup plus durable et intense, conformément à l'appartenance à deux domaines climatiques contrastés : « tempéré océanique (frais) » pour Paris et « méditerranéen (chaud) » pour Orange (tableau 1). Cette opposition méridienne est complétée par la nuance « tempéré océanique (chaud)" proposé par la station de Mont-de-Marsan, dans le Sud-Ouest.

	Nord « tempéré » (Paris)			Sud-Est méditerranéen (Orange)			Sud-Ouest « tempéré » (Mont-de-Marsan)		
	été 2003	Normale	Ecart / N	été 2003	Normale	écart / N	été 2003	Normale	écart / N
T° mini moyenne (°C)	17,6	14,4	+ 3,2°C	19,0	15,9	+ 3,1°C	17,1	13,5	+ 3,6°C
T° maxi moyenne (°C)	27,6	23,0	+ 4,6°C	34,4	28,2	+ 6,2°C	31,1	25,9	+ 5,2°C
T° maxi absolue (°C)	39,5	(36,6)	(+ 2,9°C)	42,6	(40,7)	(+ 1,9°C)	41,1	(40,4)	(+ 0,7°C)
Nb jours T° maxi >= 30°C	21	5,9	+ 15,1	83	33,9	+ 49,1	54	17,1	+ 36,9

Tableau établi d'après les données de Météo-France (O. Cantat, 2004)

Tableau 1 : Températures et nombre de jours de forte chaleur dans le nord et le sud de la France durant l'été 2003. Comparaison avec la Normale climatique 1961-1990. *Temperature and number of days with extreme heat in northern and southern France during the summer of 2003. Comparison with 1961-90 normal values.*

Durant l'été météorologique (de juin à août), la température maximale à Orange a dépassé quasiment tous les jours le seuil des 30°C alors que la Normale est « seulement » proche d'un jour sur trois. Un jour sur deux, le thermomètre a même affiché plus de 35°C. La situation dans le Sud-Ouest, si elle est légèrement moins excessive, est tout aussi remarquable en comparaison des Normales régionales : 54 jours de Tx >= 30°C à Mont-de-Marsan (moyenne = 17). Dans le Nord de la France, les fortes chaleurs sont intervenues de façon plus ponctuelle avec quelques brèves « poussées » fin juin, mi-juillet et mi-septembre, en plus de la première quinzaine d'août véritablement exceptionnelle : 10 jours de températures supérieures à 35°C et un total sur la saison de 21 jours à plus de 30°C (Normale = 6 jours).

De très nombreux records absolus de chaleur sur la période de référence 1961-1990 ont été battus, voire « écrasés » comme à Paris (39,5°C / 36,6°C). Dans beaucoup de villes, le seuil des 40°C a été franchi pour la première fois de leur histoire, plus particulièrement dans le Centre et le Centre-Est où la continentalité accentue la chaleur (Auxerre, Romorantin…) mais également au nord-ouest du pays (Le Mans, Lisieux…), ce qui est beaucoup plus surprenant encore vu la proximité de grandes masses maritimes comme la Manche et l'Atlantique. L'analyse des températures moyennes saisonnières exprime

clairement le caractère inhabituellement durable de la situation chaude : les écarts dépassent 3°C pour les valeurs minimales et plus de 4 à 6°C pour les maximales !

1.3.2 La situation en montagne

Selon la définition stricte du concept de canicule (Tx >= 35°C), aucune station montagnarde n'a été touchée par le phénomène… Toutefois, d'un point de vue climatique et géographique, il nous a paru intéressant de présenter ces espaces car les écarts à la « normale » ont été tout aussi importants qu'en plaine et parce que ces fortes chaleurs peuvent avoir des répercussions importantes sur l'équilibre des milieux naturels (faune, flore, sol, glaciers…).

Concrètement, la chaleur a été remarquablement présente dans tous les massifs montagneux, notamment dans les Alpes et les Pyrénées où Météo-France a relevé ponctuellement des températures supérieures à 30°C à plus de 1800 mètres d'altitude. Il convient toutefois de distinguer le comportement très différent des vallées et des versants dans cette période où le calme et la transparence de l'atmosphère ont permis aux températures de « bénéficier » pleinement des facteurs géographiques locaux.

Des vallées aux contrastes diurnes saisissants…

Dans les vallées de moyenne altitude (vers 1000 mètres), le seuil des 30°C a été franchi très fréquemment : ainsi, par exemple, à 35 reprises dans les Alpes du Sud à *forte tendance méditerranéenne* (Barcelonnette, 1155 m), et 21 fois dans les Alpes du Nord à *influence tempérée* (Chamonix, 1042 m).

L'excédent thermique de l'été 2003 est particulièrement prononcé sur les valeurs maximales [+4,9°C à Chamonix (26,9 / 22,0) et + 4,7°C à Barcelonnette (28,6 / 23,9)], moins sur les valeurs minimales [+1,5°C à Chamonix (9,6 / 8,1) et + 1,2°C à Barcelonnette (8,5 / 7,3)]. L'originalité thermique majeure de ces vallées apparaît dans la figure 5 avec la mise en évidence de contrastes diurnes très importants, la chaleur du début d'après-midi succédant systématiquement à la fraîcheur marquée de l'aube. Ceci peut être illustré par l'exemple des 12-13 août 2003 à Chamonix : le 12, en moins de 10 heures d'affilée la température passa de 7,9°C (04:37 UTC) à 34,1°C (14:21 UTC, record absolu de chaleur), pour « retomber » à 8,5°C le lendemain matin (04:17 UTC) et « remonter » à nouveau à plus de 33°C au tout début de l'après-midi du 13 (33,7°C à 13:02 UTC)… (cf. courbe horaire sur la figure 7 présentée ultérieurement).

Durant l'été 2003, la prédominance d'un temps clair et calme a favorisé cette situation en laissant libre cours à l'expression des effets amplificateurs liés aux sites de vallée : de nuit, la topographie encaissée provoque l'accumulation de l'air « froid » qui se forme et s'écoule par gravité le long des pentes ; de jour, le confinement de la masse d'air permet une hausse rapide et importante de la température. De ce fait, les amplitudes journalières ont dépassé fréquemment 20°C, et parfois plus de 25°C, comme cela fut le cas à Chamonix les 12 et 13

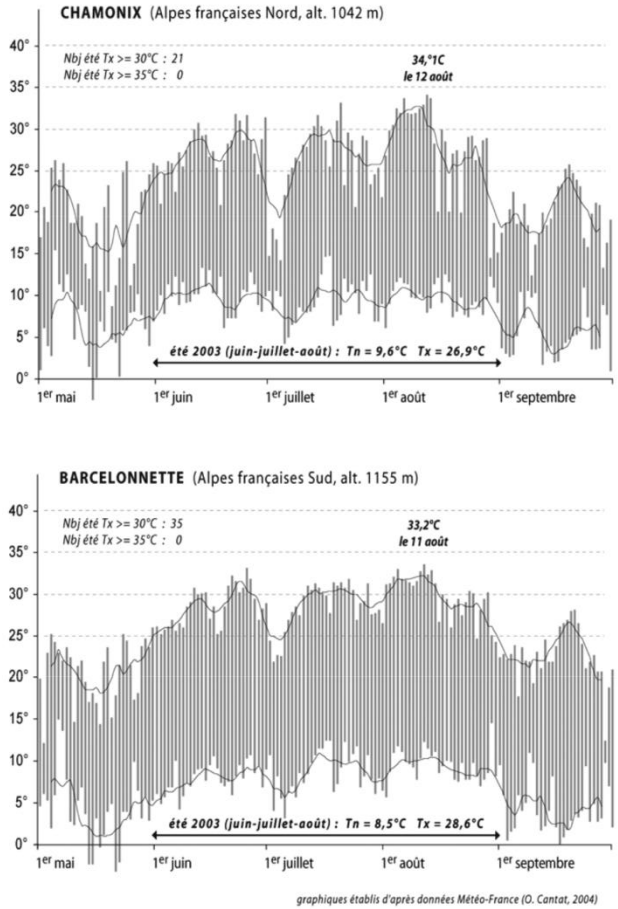


Figure 5 : Températures minimales et maximales dans les Alpes françaises entre mai et septembre 2003. Comparaison Nord / Sud (températures 'vraies' en bâton et moyennes mobiles glissantes d'ordre 7 en courbe). *Minimal and maximal temperatures in the French Alps between may and october 2003. A north/south comparison (actual temperatures and running mean order 7).*

août, ou bien encore à Barcelonnette le 1er août (et même plus tardivement dans la saison[2]).

Des versants aux caractères thermiques très atténués

Pour une connaissance approfondie des conditions de températures en montagne, le secteur de Chamonix présente l'avantage de posséder plusieurs stations étagées entre le fond de vallée (poste de référence, 1042 m) et les sommets (*Aiguille du Midi*, 3845 m). Malheureusement nous ne disposons pas des températures de ce site de haute altitude lors de la canicule de l'été 2003. Nous présenterons donc ici des résultats grâce à la station intermédiaire des *Aiguilles Rouges,* située à 2330 mètres d'altitude (figure 6a).

Pour ce poste, l'absence de confinement de la masse d'air engendre un régime thermique assez proche de celui de l'air libre, donc bien différent de la vallée au comportement « excessif ». Durant l'été 2003, les amplitudes diurnes ont été faibles (moyenne de l'été de 5,6°C contre 17,5°C dans la vallée) grâce à la douceur relative des nuits (8,8°C) et surtout à la fraîcheur marquée des après-midi (14,4°C). Si le gradient thermique vertical moyen avec la vallée de Chamonix (+0,52°C/100 m) apparaît à peu près conforme avec celui de l'atmosphère standard (+0,65°C/100 m), il masque en fait des comportements très contrastés entre la phase diurne (+0,97) et la phase nocturne (+0,06). Cela est particulièrement frappant lors de la période de canicule (figure 6b et tableau 2) :

- pour les températures maximales **Tx**, la décroissance thermique avec l'altitude s'est établie très régulièrement autour de 1°C par tranche de 100 mètres, marquant ainsi la « surchauffe » chronique du fond de vallée par rapport aux versants, quelque soit le type de temps ;

- pour les valeurs minimales **Tn**, le ciel clair et le temps calme associé à la canicule a entraîné systématiquement une inversion thermique avec la vallée (-0,33°C/100 m). Les valeurs nocturnes sont restées en permanence nettement plus douces aux *Aiguilles Rouges* (Tn = 14,5°C à 2330 m) qu'à la station de Chamonix (Tn = 10,2°C à 1042 m), l'écart pouvant atteindre jusqu'à plus de 7°C à la fin de la période de forte chaleur (les 12 et 13 août).

[2] En fin d'été et au début de l'automne, ces situations occasionnent parfois des contrastes thermiques spectaculaires quand l'air encore globalement chaud hérité de l'été est « attaqué » au niveau du sol par les pertes radiatives infrarouges de plus en plus efficaces liées aux nuits progressivement plus longues (approche de l'équinoxe). Ce fut notamment le cas à Barcelonnette du 15 au 22 septembre 2003, avec une moyenne des Tn à 2,0°C et 26,0°C pour les Tx. Le 16 septembre 2003 constitua la journée la plus remarquable de la série : la température sous abri passa du gel prononcé (-1,8°C à 5h15) à la chaleur (25,8°C à 13h45), soit une amplitude record de 27,6°C. De l'hiver à l'été en quelques heures !

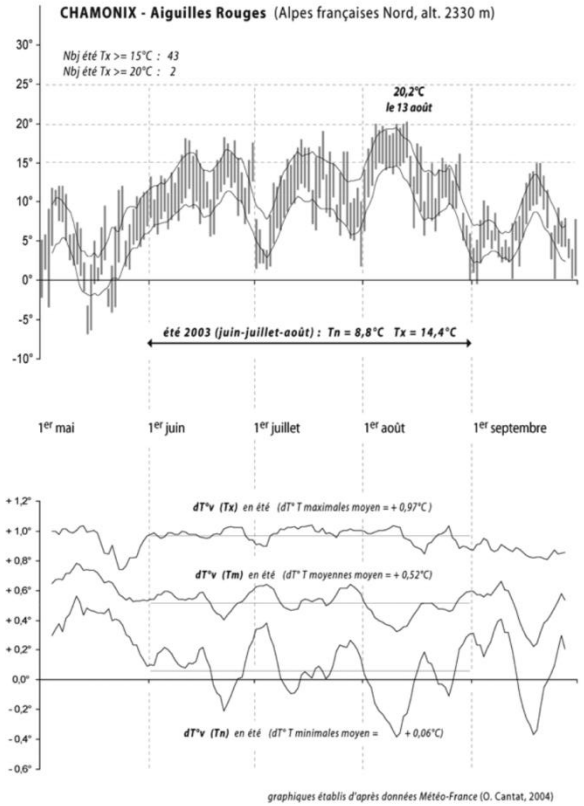


Figure 6a : Températures minimales et maximales à Chamonix Aiguilles Rouges entre mai et septembre 2003 (températures 'vraies' en bâton et moyennes mobiles glissantes d'ordre 7 en courbe). *Minimal and maximal temperatures at Chamonix Aiguilles Rouges between May and October 2003.*

Figure 6b : Gradient thermique vertical quotidien (dT°v) à Chamonix entre la vallée (1042 m alt.) et les versants (2330 m alt.) (moyennes mobiles glissantes d'ordre 7 en courbe). *Vertical temperature gradient (dT°v) in Chamonix from the valley (1042 m) to the high slopes (c. 2230 m).*

	Tn (T°C minimales)				Tx (T°C maximales)				amplitude (Tx - Tn)	
	à 1042 m	à 2330 m	écart	dTv Tn	à 1042 m	à 2330 m	écart	dTv Tx	à 1042 m	à 2330 m
1 août 2003	6,1	6,2	-0,1	-0,01	26,8	14,2	12,6	0,98	20,7	8,0
2 août 2003	9,0	10,6	-1,6	-0,12	29,8	16,8	13,0	1,01	20,8	6,2
3 août 2003	10,6	12,1	-1,5	-0,12	30,5	18,3	12,2	0,95	19,9	6,2
4 août 2003	*11,6*	*14,1*	*-2,5*	*-0,19*	*32,4*	*19,9*	*12,5*	*0,97*	*20,8*	*5,8*
5 août 2003	*12,2*	*14,9*	*-2,7*	*-0,21*	*31,9*	*19,1*	*12,8*	*0,99*	*19,7*	*4,2*
6 août 2003	*11,5*	*14,8*	*-3,3*	*-0,26*	*33,6*	*19,7*	*13,9*	*1,08*	*22,1*	*4,9*
7 août 2003	*11,4*	*14,0*	*-2,6*	*-0,20*	*32,0*	*19,2*	*12,8*	*0,99*	*20,6*	*5,2*
8 août 2003	*9,8*	*14,3*	*-4,5*	*-0,35*	*31,8*	*18,5*	*13,3*	*1,03*	*22,0*	*4,2*
9 août 2003	*9,6*	*13,5*	*-3,9*	*-0,30*	*32,0*	*18,8*	*13,2*	*1,02*	*22,4*	*5,3*
10 août 2003	*10,1*	*14,6*	*-4,5*	*-0,35*	*32,4*	*20,0*	*12,4*	*0,96*	*22,3*	*5,4*
11 août 2003	*9,7*	*14,5*	*-4,8*	*-0,37*	*32,9*	*19,4*	*13,5*	*1,05*	*23,2*	*4,9*
12 août 2003	*7,9*	*14,9*	*-7,0*	*-0,54*	*34,1*	*19,9*	*14,2*	*1,10*	*26,2*	*5,0*
13 août 2003	*8,5*	*15,6*	*-7,1*	*-0,55*	*33,7*	*20,2*	*13,5*	*1,05*	*25,2*	*4,6*
14 août 2003	11,3	11,9	-0,6	-0,05	28,3	15,8	12,5	0,97	17,0	3,9
15 août 2003	12,2	6,6	5,6	0,43	20,1	13,2	6,9	0,54	7,9	6,6
Moyenne 1-15 août 2003	**10,1**	**12,8**	**-2,7**	**-0,21**	**30,8**	**18,2**	**12,6**	**0,98**	**20,7**	**5,4**
Moyenne 4-13 août 2003	**10,2**	**14,5**	**-4,3**	**-0,33**	**32,7**	**19,5**	**13,2**	**1,03**	**22,5**	**5,0**

Tableau établi d'après les données de Météo-France (O. Cantat, 2004)

Tableau 2 : Températures minimales et maximales, gradients thermiques verticaux (dTv) et amplitudes thermiques journalières au-dessus de Chamonix durant la première quinzaine du mois d'août 2003. *Minimal and maximal temperatures, thermal vertical gradients and diurnal therma amplitude above Chamonix durant the first half of August 2003.*

Pour préciser l'originalité thermique des vallées par rapport aux sommets, la figure 7 présente l'évolution des températures horaires dans la vallée de Chamonix et aux Ménuires, station alpine de la plus haute altitude dont les données étaient disponibles lors de cette période de canicule (La Masse-Les Ménuires, 2800 m).

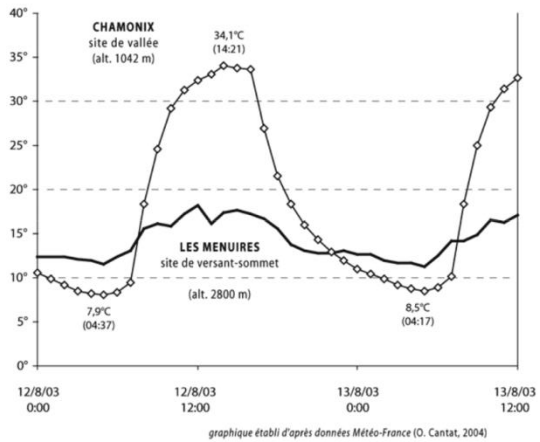


Figure 7 : Evolution horaire des températures dans les Alpes françaises les 12 et 13 août 2003. Comparaison vallée (Chamonix, 1042 m alt.) / versant-sommet (La Masse-Les Ménuires, 2800 m alt.). *Evolution at a 1h/step of temperatures in French Alps on August 12 and 13 2003. Comparison between the valley (Chamonix) and a high slope site (Les Ménuires).*

1.4 Essai d'approche systémique et temporelle des différents paramètres climatiques lors de la canicule de l'été 2003 : l'exemple de Paris

Si la canicule de l'été 2003 a résulté avant tout de mécanismes intéressant la dynamique générale de l'atmosphère (voir partie 2), précisons grâce à l'exemple de Paris la valeur des différents autres paramètres météorologiques dans la mesure où ils ont participé à l'intensité du phénomène (interactions et rétroactions positives sur les températures). Pour avoir une vue objective de la situation, nous avons comparé la première décade d'août 2003 à celles de la période 1961-2004[3], séquence la plus longue où toutes les données qui composent l'ambiance atmosphérique étaient disponibles (tableau 3).

A la station de Paris-Montsouris, au cours de la première décade d'août 2003, tous les indicateurs climatiques révélateurs de la canicule apparaissaient au premier rang de ces quarante-quatre dernières années. Les valeurs étaient

[3] La série commence en 1873 mais les données relatives au vent, à l'insolation, à l'humidité de l'air, à la pression atmosphérique et à la tension de vapeur d'eau ne sont mesurées ou disponibles qu'à partir de 1958 ; attention, pour les valeurs de rayonnement solaire global la base de données commencent en 1978.

même généralement largement supérieures au 9ème décile (D9), ce qui traduit bien l'intensité et la fréquence rare d'un tel phénomène sur le nord de la France.

Paramètres / 1ère décade août	2003	valeurs sur la période 1961-2004						
		rang	moyenne	mini	D1	médiane	D9	maxi
T° moyenne (°C)	**28,7**	***1***	20,6	16,9	18,0	19,9	23,7	28,7
T° mini moyenne (°C)	**21,4**	***1***	16,0	13,2	13,9	15,4	18,5	21,4
T° maxi moyenne (°C)	**36,0**	***1***	25,2	19,7	21,9	24,7	29,2	36,0
nb jours T° maxi >= 30°C	**10**	***1***	1,5	0	0	1	4	10
nb jours T° maxi >= 35°C	**7**	***1***	0,4	0	0	0	1	7
insolation (heures)	**129,9**	***1***	74,2	25,3	40,9	74,8	103,3	129,9
rayonnement global total (Kj/cm²) *[à partir de 1978 seulement]*	**24,5**	***2***	17,7	11,9	14,2	18,0	21,4	24,6
nb jours clairs, insolation >= 80%	**10**	***1***	2,0	0	0	2	4	10
cumul hauteurs précipitations (mm)	**0,2**	***3***	19,6	0,0	0,4	17,3	40,1	67,9
nb jours précipitations >= 1 mm	**0**	***1***	2,7	0	0	3	5	7
humidité relative mini (%)	**17**	***2***	34,1	15,0	19,6	35,5	46,7	56,0
humidité relative maxi (%)	**91**	***4***	95,4	73,0	91,0	96,5	99,7	100,0
tension moyenne H²O (hPa)	**18,4**	***5***	15,8	12,6	13,4	15,5	18,7	20,1
force vent moyen (m/s)	**2,2**	***4***	2,8	1,8	2,3	2,7	3,6	4,5
force vent maxi instantané (m/s)	**9,0**	***1***	15,1	9,0	11,0	14,5	21,4	23,0
nb jours rafales vent >= 10 m/s	**0**	***1***	5,1	0	2	6	8	10
ETP Penman totale (mm)	**60,9**	***1***	41,6	27,5	33,1	41,7	49,3	60,9
pression niveau mer moyenne (hPa)	**1019,2**	***9***	1016,4	1008,8	1013,5	1016,3	1020,2	1021,7

Tableau établi d'après les données de Météo-France (O. Cantat, 2004)

Tableau 3 : Principaux paramètres climatiques à Paris-Montsouris durant la première décade d'août 2003 et comparaison avec la période 1961-2004. *Main climate parameters in Paris-Montsouris during the first 10 days of August 2003 and comparison with the 1961-2004 period*

Pour les températures maximales, signalons les 36,0°C de moyenne décadaire contre « seulement » 31,3°C pour le précédent record de 1975 (et 24,7°C pour la médiane…). Tous les jours ont vu le thermomètre dépasser le seuil des 30°C (moyenne 1961-2004 : 1,5 jour) et 7 jours ont même franchi les 35°C ! (moyenne 1961-2004 : 0,4 jour). Il en va de même pour la situation

nocturne avec des minima très excédentaires (21,4°C de moyenne décadaire contre 15,4°C pour la médiane).

Durant cette décade dominée par un « couvercle » de hautes pressions dynamiques inhibant tout mouvement de convection, les précipitations ont été totalement absentes (0,2 mm imputable à la rosée matinale). A contrario, les apports solaires ont bénéficié de la clarté du ciel engendrée par la subsidence généralisée dans la masse d'air et ils enregistrent de ce fait des niveaux exceptionnels : rang 1 pour l'insolation (près de 13 heures par jour / moyenne de 7,4) et rang 2 pour le rayonnement global (2450 joules par jour / moyenne de 1770). Pourtant, la pression moyenne de l'atmosphère réduite au niveau de la mer n'a pas présenté un niveau véritablement remarquable : 1019,2 hPa, soit au 9ème rang seulement de la série 1961-2004. La surchauffe des basses couches était vraisemblablement responsable de ce paradoxe, ce qui met en évidence la nécessité de ne pas limiter l'analyse à la seule interface mais d'envisager l'atmosphère dans toute son épaisseur (voir partie 2.).

La concomitance de valeurs thermiques et énergétiques remarquables a provoqué une évapotranspiration potentielle encore jamais enregistrée sur la région parisienne à cette période (6,1 mm par jour, contre un peu plus de 4 mm en moyenne). La sensation de chaleur extrême pour les habitants était renforcée par un vent faible (2,2 m/s, rang 4) et l'absence totale de rafales qui auraient permis de donner une impression fugitive et toute relative de fraîcheur : rang 1 pour le nombre de jours de rafales supérieures à 10 m/s (0 pour une moyenne de 5,1). La force maximale décadaire du vent a été également au premier rang des valeurs les plus basses avec seulement 9,0 m/s (moyenne : 15,1 m/s). En raison des très fortes températures éloignant l'air de son point de rosée, l'humidité relative a présenté des niveaux extrêmement bas (rang 2 pour les valeurs minimale avec 17%). Cependant, étant donné l'origine tropicale et le parcours de la masse d'air, la charge réelle en vapeur d'eau était importante (18,4 hPa), ce qui rendait la chaleur plus difficilement respirable, notamment pour les personnes fragiles des bronches.

Soleil de plomb, chaleur extrême, absence de vent… autant de paramètres dont les effets ont été accentués dans les cuvettes topographiques où l'inconfort thermique atteignait son maximum, interdisant raisonnablement toute activité physique à l'extérieur dans l'après-midi. Au centre des villes, c'est même une véritable impression de « fournaise » qui dominait à cause du manque de ventilation naturelle entre les constructions et de la réduction des espaces humides ne favorisant plus de ce fait un rafraîchissement par évapotranspiration (chaleur latente d'évaporation). Conséquence aggravante, les surfaces bâties jouèrent le rôle de véritables accumulateurs de chaleur (conversion presque exclusive du rayonnement solaire en chaleur sensible). Le stockage de cette énergie dans les matériaux à forte capacité thermique propres aux aires urbaines explique aussi que, la nuit, une chaleur lourde perdura dans les grandes

agglomérations, gênant la récupération physiologique des citadins et expliquant en partie la surmortalité dans les villes…

Aujourd'hui, grâce aux progrès des sciences et des techniques, il nous est permis de mieux appréhender la genèse et l'évolution des phénomènes atmosphériques, notamment par une approche tridimensionnelle et en continu des processus. La deuxième partie de cet article propose dans cette optique une analyse explicative de la canicule de l'été 2003 en Europe occidentale.

2. Genèse et dynamique spatio-temporelle de la canicule de l'été 2003 en Europe occidentale

En ***Europe occidentale atlantique***, les années marquées par de longues périodes de chaleur correspondent à des remontées précoces, prononcées et durables des anticyclones subtropicaux (1947, 1959, 1976, 1983, 1994…). A contrario, certains étés frais, nuageux et venteux s'expliquent par la translation insuffisante vers le nord de ces mêmes hautes pressions, laissant ainsi le champ libre aux perturbations océaniques des latitudes moyennes, habituellement rejetées plus au nord de l'Europe à cette saison (1948, 1954, 1956, 1977-1978…). Tous ces phénomènes s'intègrent pleinement dans la variabilité interannuelle des climats aux latitudes moyennes, espaces soumis aux conséquences du « balancement » saisonnier plus ou moins marqué de la *dépression subpolaire d'Islande* et de l'*anticyclone subtropical des Açores*, en accord avec la position et la courbure variables des courants jets d'altitude. Sur l'***Europe occidentale méditerranéenne***, la variabilité interannuelle est moins prononcée car la position plus méridionale du domaine géographique lui assure quasi systématiquement en été la « couverture » des hautes pressions subtropicales. De ce fait, la canicule est inscrite naturellement dans son climat, les différences apparaissant surtout ici par la durée du phénomène et son intensité plus ou moins marquée.

En 2003, conformément à ce schéma explicatif, la canicule a trouvé ses racines dans la présence de hautes pressions dynamiques imposant chaleur et sécheresse par la subsidence généralisée et la compression de la masse d'air. La ceinture des anticyclones subtropicaux s'est décalée puis a stationné durablement à nos latitudes moyennes, dépassant le cadre du bassin méditerranéen qui constitue généralement la limite septentrionale de son extension méridienne en été sur l'Europe. Dans son rapport daté du 4 septembre 2003, repris ensuite dans le *Bulletin Climatique Mensuel* de septembre, Météo-France souligne qu'il s'agit d'une « *situation météorologique classique pour l'été avec des hautes pressions sur l'Europe de l'Ouest. Le caractère singulier de cette situation est qu'elle dure longtemps et qu'elle amène de l'air très chaud et très sec en provenance du sud de la Méditerranée, près de la surface comme en altitude* » (Météo-France, 2003). Pour le climatologue, si cette configuration barométrique n'est pas « anormale », elle constitue néanmoins une exagération

du système peu fréquente par sa durée dont les causes profondes nous restent en grande partie inconnues, par conséquent difficilement prévisibles à longue échéance... Une analyse de la situation synoptique sur l'hémisphère nord à différentes altitudes permettra de dégager globalement les caractères singuliers de l'été 2003 en Europe. Les documents présentés dans les figures 8 à 12 ont été établis d'après les cartes du *Bulletin Météorologique Européen* à 850, 700, 500 et 100 hPa et d'après les relevés des radiosondages de Trappes, en région parisienne.

2.1 L'évolution des températures et de la pression en altitude sur le nord de la France

Les radiosondages de Trappes traduisent une situation durablement chaude à tous les niveaux de l'atmosphère, ici visualisée du sol jusqu'à la surface de référence 500 hPa, soit sur une couche de près de 6 kilomètres d'épaisseur (figure 8, 9 et 10).

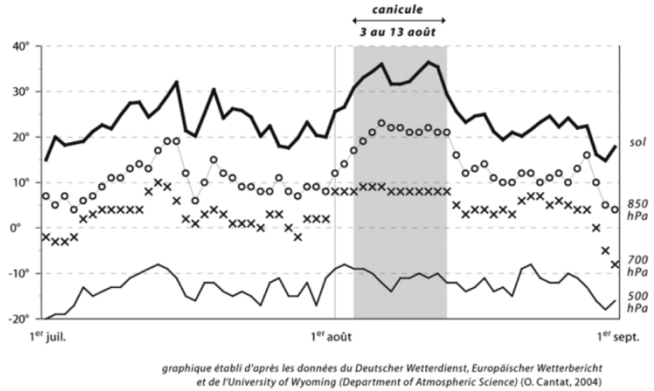


Figure 8 : Evolution de la température de l'air au sol et en altitude de juillet à août 2003 sur le nord de la France (d'après radiosondages verticaux de Trappes, 12 :00 UTC). *Evolution of air temperature in july and august 2003 near the ground and in the upper air above northern France from the radiosonde data of Trappes.*

2.1.1 Les températures

La première quinzaine du mois d'août 2003 se singularise nettement avec des températures au sol voisines ou supérieures à 30°C à 12:00 UTC, principalement entre le 3 et le 13 août (en grisé). Au niveau de la surface 700 hPa − soit à plus de 3200 m d'altitude durant la canicule − la température de 9°C équivaut à près de 30°C au niveau de la mer (réduction de la température selon le gradient vertical standard de 0,65°C/100 m). Par le même procédé de

« réduction », le tableau 4 permet d'élargir l'analyse en comparant la température dans toute la troposphère inférieure durant les mois de juillet et août 2003, et plus particulièrement durant la canicule.

Niveau de pression	T° réduite niveau mer Moyenne 10-12 août 2003 **Pic de la canicule**	T° réduite niveau mer Moyenne 3-13 août 2003 **Période de canicule**	T° réduite niveau mer Moyenne **juillet-août 2003**
1000 hPa (voisinage du sol)	36,4°C	34,2°C	25,4°C
850 hPa	31,7°C	31,3°C	22,4°C
700 hPa	29,1°C	29,4°C	24,3°C
500 hPa	28,1°	27,7°C	24,9°C

Tableau établi d'après les données du Department of Atmospheric Science (University of Wyoming) (O. Cantat, 2004)

Tableau 4 : Températures réduites au niveau de la mer à divers niveaux de pression atmosphérique et écart avec la température au sol (d'après radiosondages verticaux de Trappes, 12:00 UTC, juillet-août 2003). *Sea level reduced temperatures at different pressure levels and difference with near-ground temperatures (from the radiosonde data of Trappes, 12h UTC, july-august 2003.*

Les valeurs de ce tableau mettent également en évidence le phénomène diurne de surchauffe de la « couche géographique » qui se produit par temps clair et calme. Au contact d'un sol littéralement brûlé par le soleil, la chaleur se communique d'abord aux basses couches de l'atmosphère, puis se dilue progressivement avec l'altitude. Ainsi, durant la période de canicule la température équivalente au niveau de la mer est progressivement moins chaude du sol jusqu'au niveau 500 hPa. Le phénomène présente un maximum d'intensité lors des 3 journées les plus chaudes enregistrées à Trappes à 12:00 UTC : écart de 8,3°C : 36,4 / 28,1°C (colonne gauche). Le phénomène est encore très marqué pour l'ensemble de la période de canicule enregistrée dans cette partie du pays : écart de 6,5°C (colonne centrale). Cette configuration de la structure verticale de l'atmosphère diffère sensiblement de la situation sur l'ensemble de l'été où les températures « réduites » restent relativement homogènes sur toute l'épaisseur d'air : écart moyen de 0,5 à 3°C maximum (colonne de droite).

2.1.2 Les variations de l'altitude de l'isotherme 0°C

Les variations de l'altitude de l'isotherme 0°C au-dessus de la région parisienne confirment l'ampleur de l'advection tropicale en altitude et laisse entrevoir son rôle précurseur dans la genèse de la canicule au niveau du sol. Nous pouvons constater dans le tableau 5 que le maximum d'altitude de l'iso-0 a été enregistré très tôt, durant la première pentade du mois d'août (4515 m).

Trappes 12:00 UTC	26-31 jul.	1er-5 août	6-10 août	11-15 août	16-21 août	**1-2 août**	**10-12 août**
Altitude moyenne iso-0	3307 m	4515 m	4227 m	4018 m	3786 m	**4569 m**	**4141 m**
T° niveau mer	21,4°C	29,4°C	29,3°C	27,2°C	24,0°C	**27,1°C**	**36,4°C**

Tableau établi d'après les données du Department of Atmospheric Science (University of Wyoming) (O. Cantat, 2004)

Tableau 5 : Variations de l'altitude de l'isotherme 0°C et de la température au sol entre le 26 juillet et le 21 août 2003 (d'après radiosondages verticaux de Trappes, 12:00 UTC, juillet-août 2003). *Variation of the 0°C isotherm height and near-ground temperature between july 26 and august 21 2003 (from radiosonde data of Trappes, 12h UTC, july_august 2003).*

Le maximum s'est produit les 1er et 2 août 2003, avec près de 4600 m alors qu'au sol les températures étaient chaudes, mais sans plus (26-27°C). Cette situation correspond en fait au début de la poussée tropicale d'altitude que nous pouvons matérialiser à travers l'élévation brutale de la température aux niveaux 700 et 500 hPa (figure 9 et 10). Inversement, le pic de canicule au sol du 10 au 12 août sur le nord de la France s'est produit alors qu'en altitude l'essentiel de la poussée tropicale chaude avait déjà nettement reflué, l'iso-0 étant redescendue à moins de 4200 m. Ce déphasage, a priori paradoxal, est à mettre en relation avec l'inertie du substratum et les effets d'accumulation énergétique à l'interface sol/air.

2.1.3 La dilatation de l'atmosphère

La présence de ces températures chaudes en altitude apparaît indirectement aussi par une très nette dilatation de l'atmosphère (figure 9). De fait, on observe sur ces documents un relèvement important de l'altitude des surfaces barométriques de référence en raison de la décroissance plus lente de la pression avec l'altitude dans l'air chaud (que dans l'air froid).

En 2003, durant la première quinzaine du mois d'août, la surface 500 hPa a ainsi atteint plus de 5900 mètres d'altitude sur le nord de la France, contre environ 5600 mètres habituellement (figure 9a). Le phénomène est révélateur d'une masse d'air tropical, cette isohypse (5900) se rencontrant généralement à cette saison au cœur du Sahara.

La dilatation est également bien marquée au niveau de la surface 700 hPa (figure 9b), en revanche elle est moins flagrante dans les basses couches correspondant à la surface 850 hPa (figure 9c). Mais peut-on comparer directement ces valeurs entre elles ? Pour une lecture objective, l'analyse doit maintenant être complétée par une approche en valeur relative des variations de l'altitude des différents niveaux de pression (figure 10).

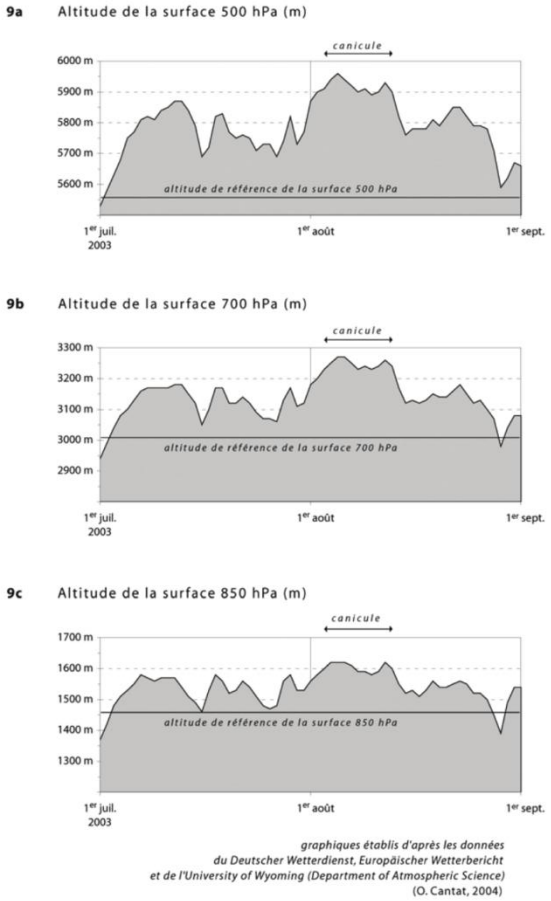


Figure 9 : Evolution de l'altitude de différents niveaux de pression standard de juillet à août 2003 sur le nord de la France (d'après radiosondages verticaux de Trappes, 12:00 UTC). *Evolution of the height of standard ressure levels in july-august 2003 above northern France (fromdaily radiosande data of Trappes, 12hUTC).*

2.1.4 Approche globale de la situation aux différents niveaux de pression

Pour visualiser de façon objective la colonne d'air dans toute son épaisseur, nous avons calculé sur la période du 15 juillet au 15 août 2003 la dilatation de l'atmosphère et l'excédent de chaleur par rapport aux valeurs de référence données pour l'atmosphère standard (figure 10). Afin de rendre les données comparables entre elles, la dilatation de la masse d'air a été exprimée en pourcentages et l'écart de température a été calculé pour une altitude constante correspondant à l'altitude de référence de chaque niveau standard de l'atmosphère (ajustement par réduction selon un gradient thermique vertical de 0,65°C).

- ● A **700 hPa** (figure 10 b), la courbe de l'excédent de chaleur marque une très nette augmentation le 1er août, le surplus moyen saisonnier passant de +7°C à +14°C. Cette arrivée d'air tropical chaud à moyenne altitude (environ 3000 mètres, voir figure 9b) précède donc de deux jours l'installation de la canicule dans les basses couches, ce qui traduit bien l'origine dynamique du phénomène et non pas un simple phénomène d'interface sol-air lié à un temps clair et calme. Cette élévation brutale de la température précède également de deux jours la dilatation franche de la masse d'air, celle-ci passant progressivement d'environ 4 à 8% (de 3100 à 3250 m) par rapport à son épaisseur standard d'environ 3000 mètres. La fin de cette canicule sur le nord de la France intervient le 14 août, les courbes d'excédent de chaleur et de dilatation de la masse d'air retrouvant cette fois-ci simultanément un niveau conforme à la saison.

- ● La situation est à peu près identique à plus haute altitude (surface **500 hPa)** mais les variations altimétriques et thermiques présentent des transitions plus douces et un déphasage temporel moins net. Cette différence est probablement due à un phénomène d'inertie induit par l'épaisseur considérable de la tranche d'air considérée (altitude supérieure à 5900 mètres durant la canicule, soit près du double qu'à 700 hPa).

- ● Dans les basses couches de l'atmosphère (surface **850 hPa**), les variations plus fortes ainsi que la montée progressive et retardée des courbes semblent traduire l'influence de la chaleur accumulée au sol qui se propage lentement par conduction puis mélange aux couches d'air sus-jacentes. Vers 1500 m d'altitude, la dynamique du phénomène canicule révèlerait donc clairement le couplage thermique substratum / basse troposphère (« couche géographique »), comparativement aux niveaux 700 et 500 hPa qui reflètent davantage la dynamique des masses d'air (circulation générale de l'atmosphère et types de temps associés).

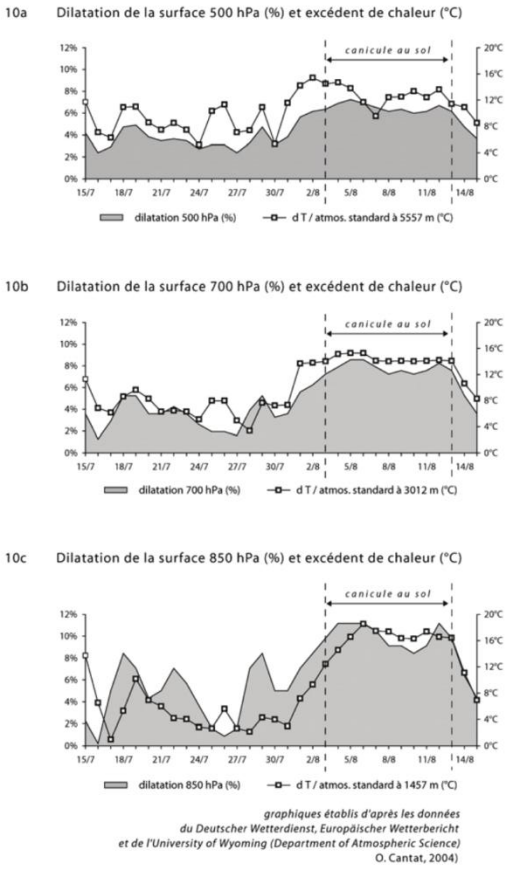


Figure 10 : Dilatation de la masse d'air et excédent de chaleur par rapport à l'atmosphère standard de juillet à août 2003 sur le nord de la France (d'après radiosondages verticaux de Trappes, 12:00 UTC). *Air mass dilatation and heat excess in comparison with standard atmosphere in july and august 2003 above northern France (from radiosonde data of trappes, 12h UTC).*

Le tableau 6 propose une synthèse chiffrée des résultats pour la période caniculaire au sol du 3 au 13 août. Nous analyserons plus en détails la situation à 700 hPa qui apparaît très significative de la genèse de cette canicule intense et durable (compléments sur la figure 12).

Niveau standard	*Altitude référence*	*T° référence*	Altitude moyenne **3-13 août 2003**	d Alt.	T° moyenne **3-13 août 2003** au niveau de pression de référence	d T°	T° moyenne **3-13 août 2003** Réduction à l'altitude de référence	d T°
850 hPa	*1457 m*	*+5,5°C*	**1604 m**	**+10,0%**	**+20,9°C** à 850 hPa (1604 m)	+15,4°	**+21,9°C** à 1457 m	**+16,4°**
700 hPa	*3012 m*	*-4,6°C*	**3246 m**	**+7,8%**	**+8,3°C** à 700 hPa (3246 m)	+12,9°	**+9,8°C** à 3012 m	**+14,4°**
500 hPa	*5557 m*	*-21,2°C*	**5918 m**	**+6,5%**	**-10,8°C** à 500 hPa (5918 m)	+10,4°	**-8,5°C** à 5557 m	**+12,7°**

Tableau établi d'après les données du Department of Atmospheric Science (University of Wyoming) (O. Cantat, 2004)

Tableau 6 : Valeurs de références de l'atmosphère standard et moyenne du 3 au 13 août 2003 (d'après radiosondages verticaux de Trappes, 12:00 UTC). *Reference values for standard atmosphere and mean values for the period August 3-13 2003.*

Aux latitudes moyennes « atlantiques », le système thermodynamique menant à la canicule est généralement vite interrompu à cause de l'instabilisation naturelle de la masse d'air par les basses couches surchauffées, phénomène relayé par l'aspiration due à l'air plus froid d'altitude toujours plus ou moins proche, en embuscade, au-dessus de l'océan. Ce ne fut pas le cas en 2003 en raison de l'imposant « couvercle » d'air chaud qui bloqua toute ascendance. Sur *l'**Europe occidentale atlantique***, contrairement aux épisodes de chaleur habituels, d'une durée moyenne de 2 à 4 jours, cette séquence s'est donc prolongée en raison de la stabilité du phénomène engendrée par l'advection massive et à tous niveaux d'altitude d'air très chaud et très sec, créant un véritable blocage pour les perturbations océaniques (Jan et Baraer, 2004 ; Cantat et Savouret, 2004). Sur l'***Europe occidentale méditerranéenne***, certes plus habituée aux vagues de chaleur, cette configuration a occasionné

également des excès thermiques et des records en durée comme en intensité (Fazzini, 2004 ; Gomez *et al.* 2004 ; Nicolella *et al*., 2004…). L'exemple en France de la ville d'Orange nous l'a démontré.

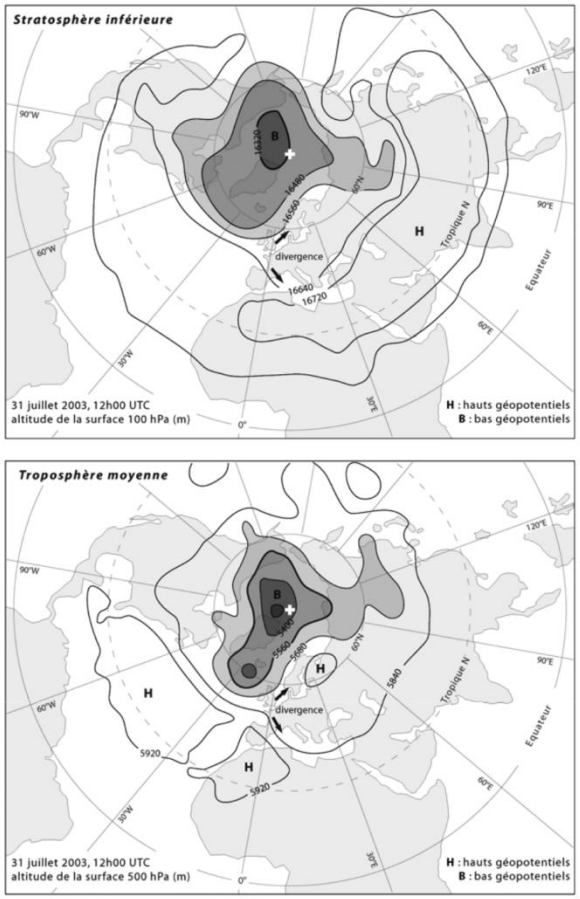
Il convient donc maintenant de procéder à une analyse géographique de l'évolution de la situation synoptique pour comprendre le cheminement de cette masse d'air tropicale d'Afrique en Europe.

2.2 La spatialisation du déroulement de « l'invasion » tropicale en altitude

2.2.1 Les éléments précurseurs

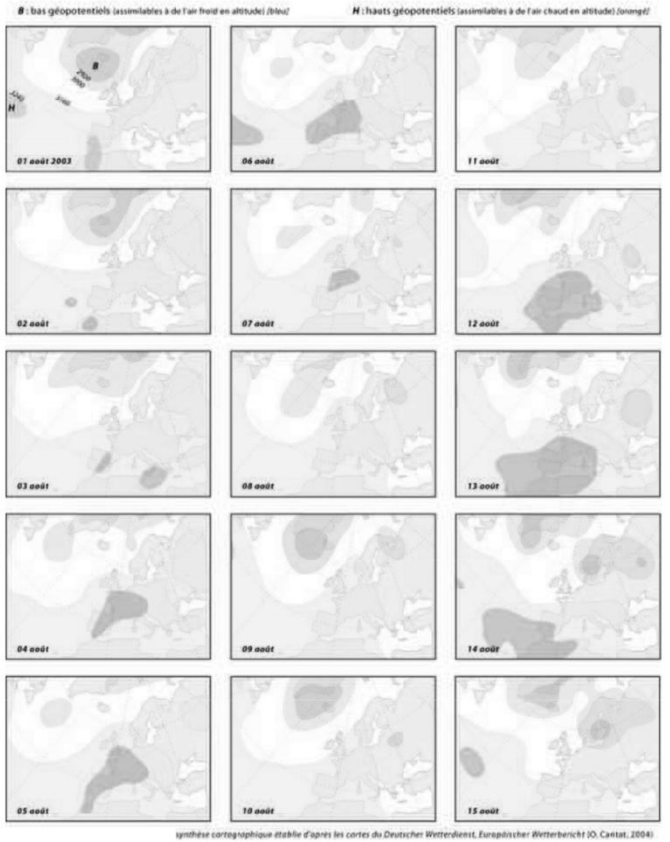
Avant d'aborder le déroulement de la canicule à 700 hPa − niveau qui nous est apparu le plus révélateur de cette invasion tropicale (cf. figure 10b) −, un point sur la situation synoptique sur l'ensemble de l'hémisphère nord permettra d'apprécier la répartition des principaux centres d'action qui ont été les éléments moteurs à l'origine de cette « bouffée de chaleur » exceptionnelle (figure 11).

Trois jours avant la manifestation au sol de cette longue période de canicule, les cartes à haute et moyenne altitude sur l'hémisphère nord (surfaces 100 et 500 hPa) montraient des signes avant-coureurs à la formation d'une situation de blocage « chaud » sur l'Europe de l'Ouest. Soulignons les grands traits de la situation synoptique visibles sur la figure 11 : on observait des bas géopotentiels polaires associés à de l'air froid se prolongeant par deux excroissances loin vers le sud, bien en-dessous du 60ème parallèle : une localisée sur le centre de l'Atlantique (sud de l'Islande), l'autre vers le centre de l'Asie (Plateau de Sibérie centrale). Entre ces deux *vallées froides* » encadrant le nord de l'Europe, une *crête chaude* (dorsale) se dessinait nettement sur la Scandinavie, les hauts géopotentiels subtropicaux étant comme aspirés vers le nord dans un grand mouvement de compensation. Au niveau de la Méditerranée, au contraire, on remarquait un « enfoncement » des bas géopotentiels relatifs (ligne 16640 m à 100 hPa et ligne 5840 m à 500 hPa) occasionnant un mouvement de divergence propice à la subsidence de l'air sur l'Europe occidentale (flux de sud-ouest des Iles britanniques à la Scandinavie ; flux de nord-ouest de la France aux côtes algéro-tunisiennes). Cette séparation en deux du grand courant d'ouest d'altitude s'accompagna d'une circulation atmosphérique à forte composante méridienne de sud, ce qui constitua certainement un élément essentiel dans la genèse de la canicule par advection d'air chaud en provenance directe d'Afrique du Nord et de Méditerranée.



synthèse cartographique établie d'après les cartes du Deutscher Wetterdienst, Europäischer Wetterberricht (O. Cantat, 2004)

Figure 11 : Géopotentiels sur l'hémisphère nord dans la stratosphère inférieure (surface 100 hPa) et dans la troposphère moyenne (surface 500 hPa), le 31 juillet 2003 à 12:00 UTC. *Geopotential values above the northern hemisphere at the lower troposphere level (100 hPa), for July 31, 2003 at 12h UTC.*



synthèse cartographique établie d'après les cartes du Deutscher Wetterdienst, Europäischer Wetterbericht (O. Cantat, 2004)

Figure 12 : Evolution de la situation synoptique sur l'Atlantique Nord et l'Europe du 1er au 15 août 2003 (d'après l'altitude de la surface 700 hPa à 12:00 UTC, exprimée en mètres). *Evolution of the meteorological situation at synoptic scale for Northern Atlantic and Europe during August 1-15 2003 (from the height of the 700 hPa level at 12h UTC).*

2.2.2 L'évolution de la situation synoptique sur l'Atlantique Nord et l'Europe

Pour préciser le déroulement de cette « invasion tropicale », quinze cartes de la surface 700 hPa entre le 1er et le 15 août 2003 retracent la dynamique spatiale et temporelle de cet épisode exceptionnel (figure 12).

Le phénomène marquant sur l'ensemble de la période est le développement en deux phases sur la France et l'Espagne d'une cellule de hauts géopotentiels, ce qui a engendré sur l'Europe une advection d'air chaud et stable. Nous avons vu précédemment que le relèvement de la surface isobare s'est opéré rapidement entre fin juillet et début août, la surface 700 hPa passant de 3050 à plus de 3250 mètres sur Trappes (figure 9b), les géopotentiels restant ensuite constamment supérieurs à 3200 mètres du 2 au 13 août.

2.2.3 Brefs commentaires et analyses sur le déroulement de la situation à 700 hPa

1) du 1er au 4 août 2003 : mise en place du système

Le 1er août (en haut à gauche de la figure 12), la poussée tropicale se matérialise par une *crête chaude* qui se développe du Golfe de Gascogne au nord de la Russie. A partir du 4 août, une cellule de hauts géopotentiels (H) se forme sur la France et l'Espagne, tandis que les bas géopotentiels (B) subpolaires se rétractent très au nord du Bassin arctique et au sud du Groenland.

2) du 4 au 13 août 2003 : blocage du système et mise en évidence de 2 pulsations chaudes

La situation évolue peu sur l'Europe occidentale qui est dominée par des hauts géopotentiels, tandis qu'une amorce de changements se profile par l'Atlantique Nord et la Scandinavie où des bas géopotentiels se reconstituent et se propagent vers le sud. Cette situation entraîne « l'étranglement » de l'air chaud sur un axe allant du Sahara à la Scandinavie. Les tâches de couleur orange sur l'Europe occidentale mettent en évidence le développement des deux pulsations tropicales associées aux paroxysmes thermiques enregistrées au niveau du sol : la première du 4 au 7, la seconde les 12-13. Le 11 août (en haut à droite de la figure 12), on assiste à un prolongement des bas géopotentiels au cœur de l'Atlantique (couloir « blanc » entre Islande et Açores). Par effet de compensation, un renforcement des hauts géopotentiels sur l'Europe se produit sur l'Europe les 12 et 13 août. Mais cette dernière poussée chaude annonce aussi la fin de la canicule avec le 13 une organisation plus zonale des isohypses sur l'Atlantique à la latitude de la France, signe d'un retour imminent à un flux d'ouest et du retrait de la masse d'air tropical vers ses latitudes d'origine…

3) à partir du 14 août 2003 : retour au flux d'ouest…

Le 14 août, la circulation zonale d'ouest est rétablie sur la moitié nord de l'Europe occidentale. Parallèlement à la jonction des bas géopotentiels scandinaves et groenlandais, l'abaissement de la surface isohypse se poursuit le 15 août sur la France. Une *vallée froide* s'amorce même au niveau du Portugal : cette incursion d'air relativement plus froid en altitude pouvant générer une

instabilisation de la masse d'air au contact de l'air chaud encore présent dans les basses couches.

3. Synthèse et discussion : les canicules d'aujourd'hui et celles de demain…

Après un point de synthèse sur les origines et le déroulement de la canicule de l'été 2003 en Europe occidentale, cette dernière partie permettra d'aborder le problème de la prévision des phénomènes extrêmes d'origine atmosphérique dont les conséquences sont souvent dramatiques sur la nature et les sociétés humaines.

3.1 Le scénario de la canicule : des causes et des effets en étroites interrelations…

Dans un système aussi complexe que l'atmosphère, les interactions permanentes rendent difficiles l'appréciation des causes et des effets. La prise en compte simultanée des événements se déroulant en altitude et dans les basses couches de l'atmosphère nous a cependant permis de mieux cerner les mécanismes et la chronologie de la canicule de l'été 2003.

Dans un premier temps, il semble que la puissance de l'advection tropicale d'altitude ait pu créer les bases d'un système thermodynamique capable de perdurer longtemps et d'accentuer lui-même la chaleur (autocatalyse). L'analyse démontre que ce phénomène météo-climatique exceptionnel a trouvé son origine en altitude mais que son intensité et sa durée sont en grande partie imputables à des processus d'interface air-sol. Dans le plan vertical, le scénario de la canicule peut donc se résumer par un enchaînement logique en deux temps, composé à l'origine par un grand mouvement vertical descendant (compression)[(a)], suivi par un léger mouvement vertical ascendant au contact d'un substratum surchauffé, accentuant et distribuant la chaleur dans les très basses couches (conduction et mélange)[(b)] :

[(a)] advection tropicale d'altitude *: → subsidence → réchauffement + assèchement de la colonne d'air → constitution d'un « matelas » d'air chaud :* ***formation d'une masse d'air calme, clair et chaud***

[(b)] air calme, clair et chaud + données astronomiques (soleil haut et jour long) :

→ de jour, intense échauffement du substratum → ***canicule à l'interface →*** *propagation de la chaleur dans les très basses couches (ascendances instabilisatrices limitées par l'air chaud d'altitude)*

→ de nuit, rafraîchissement limité de l'air malgré le rayonnement IRT (« matelas » chaud)

Autrement dit, *la chaleur serait venue « d'en haut » et aurait ensuite été renforcée « par le bas ».* Toutes choses égales par ailleurs, rappelons que début août la situation est particulièrement propice à l'établissement d'une période de

forte chaleur au sol et dans les basses couches car à cette saison l'élévation du soleil au-dessus de l'horizon et la longueur des jours engendrent encore un bilan radiatif positif, phénomène d'origine astronomique renforcé par l'inertie thermique du système Terre-Atmosphère. La conjonction de facteurs planétaires saisonniers (fixes) et d'éléments météorologiques (aléatoires) dans une configuration optimale est donc à l'origine de cette canicule exceptionnelle.

Cet exemple met donc en valeur le rôle précurseur des processus d'altitude dans la genèse du phénomène, mais n'oublie pas le relais essentiel des conditions de surface pour en expliquer les caractères, ce qui affirme la nécessité d'une approche systémique. Une fois établie, l'anticyclone dynamique d'origine subtropicale a ensuite déterminé par sa puissance une aire de très forte stabilité sur l'Europe occidentale et par sa position géographique un afflux d'air méditerranéen d'origine sub-désertique. Ces hautes pressions ont alors constitué un barrage durable au passage des perturbations atlantiques et permis à la chaleur de s'intensifier de façon très inhabituelle, particulièrement pour la façade ouest du continent qui « baigne » régulièrement dans les influences maritimes. Comme nous l'avons évoqué en introduction, cette situation exceptionnelle a engendré des impacts sanitaires majeurs, avec notamment la multiplication alarmante de décès directement imputables à de telles conditions climatiques. Plus généralement, les conséquences humaines des tempêtes, inondations, vagues de froid ou de chaleur et autres « caprices » de l'atmosphère justifient les moyens considérables mis en œuvre pour améliorer la prévision de ces événements météo-climatiques extrêmes.

3.2 Quelle prévision demain pour les phénomènes atmosphériques extrêmes ?

Dans l'optique du *Développement durable*[4], la prévision du climat futur occupe une place privilégiée pour les responsables politiques et économiques (Carrega, Dubreuil et Richard, 2004) et ce d'autant plus que l'Homme semble aujourd'hui directement impliqué dans les modifications du système… En effet, les rejets de pollution issus de nos activités altèrent la composition de l'atmosphère et modifient de façon rapide (et peut-être irréversible) l'équilibre climatique de la Terre, par conséquent les grands équilibres mondiaux qui en découlent… Pour le scientifique, en dehors de ces considérations socio-économiques essentielles, la question de *prévisibilité* se pose différemment selon l'approche météorologique ou climatologique du problème, c'est-à-dire selon un avenir envisagé à courte et moyenne échéance (prévision du temps) ou à long terme (évolution du climat).

[4] En 1987, face aux préoccupations croissantes liées aux effets du développement économique sur la santé, les ressources naturelles et l'environnement, les Nations Unies publient le 'Brundtland Report', texte dans lequel est défini le concept de Développement durable : *'qui répond aux besoins du présent sans compromettre la capacité de futures générations de répondre à leurs propres besoins'*.

1) Dans le **court et moyen terme**, pour être opérationnelle, la prévision doit être précise dans le temps et dans l'espace. Un gain de quelques jours, ou même de quelques heures seulement, peut s'avérer déterminant pour prévenir les populations et minimiser les conséquences dramatiques des excès de l'atmosphère (particulièrement importantes pour les événements courts et très violents tels que les tempêtes de décembre 1999). Il s'agit dans ce cas de prévoir le plus tôt et le plus finement possible la configuration météorologique générale, et d'estimer sa probabilité d'évoluer en situation extrême. Pour le prévisionniste, cette expertise est délicate étant donné le faible nombre de cas auxquels il peut se référer. Les ordinateurs sont alors d'une aide limitée car les indicateurs atteignent des niveaux « hors normes » que les modèles ne savent pas interpréter. D'après Météo-France, il parait très difficile de prévoir ce type d'événements plus d'une semaine à l'avance, même si l'on prend en compte la température de l'océan observée après coup, cette dernière intervenant beaucoup dans les évolutions plus longues à l'échelle du mois, voire de la saison (André *et al.*, 2004). Pour la canicule de 2003, le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) a estimé la prévisibilité de l'épisode a seulement deux jours (Juvanon du Vachat, 2004). Cette durée coïncide avec la hausse brutale de l'excédent de chaleur que nous avons clairement identifiée à 700 hPa au-dessus de Trappes (figure 10b).

A une échelle de temps plus longue, une dizaine de centres producteurs se sont investis dans la prévision saisonnière. Ainsi, depuis 1999, Météo-France fournit à titre expérimental des prévisions pour les trois mois à venir. Actuellement la qualité des prévisions varie beaucoup avec la saison et la localisation géographique. Pour l'Europe, diverses études ont montré que le signal est beaucoup moins net que pour la zone tropicale et que c'est en hiver et pour le paramètre température qu'on obtient les meilleurs scores alors qu'en « *été par contre la qualité des prévisions est très faible* » (Bessemoulin, 2003).

Dans les années à venir, des progrès sensibles sont attendus dans la prévision des phénomènes extrêmes, notamment avec la mise en place à l'échelle internationale de THORPEX, programme pour la recherche en météorologie équivalent au programme mondial de recherche sur le climat (WCRP) (Béland, 2005) : « *un des objectifs importants du programme Thorpex est d'améliorer la prévision des phénomènes météorologiques dangereux plusieurs jours à l'avance* » (Bougeault, 2005). Plus généralement, ce programme a pour objectif d'améliorer la prévision du temps sur l'ensemble de la planète à toutes les échéances entre 1 et 14 jours, voire au-delà... Le gain de fiabilité attendu reposera entre autres sur le croisement dans un « super ensemble » des prévisions déterministes et probabilistes des divers participants.

2) Pour le **long terme**, il ne s'agit plus de prévoir un phénomène en particulier mais d'envisager l'évolution globale du climat, dans ses caractères moyens comme dans ses excès, à l'échelle zonale et régionale (Houghton *et al.*,

2001). Beaucoup ont vu dans l'« anomalie » de l'été 2003 un exemple de manifestations climatiques extrêmes qui deviendraient de plus en plus fréquentes dans les décennies à venir… Pour Serge Planton, expert à Météo-France du réchauffement climatique, « *il n'est pas possible d'associer directement un événement particulier comme la vague de chaleur actuelle* [2003] *au réchauffement de la planète* » (Planton, 2003). En ce qui concerne le futur, en revanche, plusieurs études concluent à la possibilité de fréquence cinq fois supérieure pour l'échéance 2070-2100 (Schär *et al.,* 2004). Les températures moyennes estivales exceptionnelles connues en 2003 seraient quant à elles considérées « normales » à la fin du 21ème siècle, d'après les projections du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) pour un scénario A2 (Déqué, d'après Juvanon du Vachat, 2004)[5].

Pour arriver à ces résultats, le climat futur est simulé à partir de modèles numériques faisant appel aux lois de la physique et de la thermodynamique, couplé à des perspectives d'évolution socio-économiques à l'échelle mondiale. Mais qui peut dire ce que sera le Monde économique de demain ? La complexité des interrelations entre processus naturels et anthropiques dont dépend l'évolution du climat rend ces projections encore incertaines, avec des scénarios très variables dans le temps et dans l'espace. Si la plupart des scénarios converge aujourd'hui vers un réchauffement global et une multiplication des phénomènes extrêmes, les chercheurs restent malgré tout très prudents dans la mesure où ils savent combien leurs modèles restent imparfaits en raison de la compréhension encore très partielle du fonctionnement du système Terre-Atmosphère. Cependant, jour après jour, météorologie et climatologie bénéficient du progrès continu des sciences, de l'amélioration des modèles numériques et de la puissance de calcul sans cesse croissante des ordinateurs. Mais si un jour prochain les prévisions à long terme devenaient possibles, que ferions-nous de ce pouvoir ?

Conclusion

Toutes les études récentes soulignent la complexité du système climatique et notamment la nécessité de « *se défier des causalités simples et de privilégier les fonctionnements interactifs* » (Vigneau, 2005). L'atmosphère formant un tout indissociable et en perpétuel réajustement, il est en effet difficile de concevoir son fonctionnement en séparant en plusieurs couches indépendantes les divers facteurs et processus qui la régissent. Au même titre que les grands courants d'altitude qui animent la haute atmosphère, la prise en compte de l'interface tient de ce fait une place essentielle dans l'explication globale des phénomènes

[5] Schématiquement, A2 est le scénario le plus proche de l'évolution actuelle (croissance continue de la population, développement industriel rapide et mondialisation modérée) et le plus mauvais pour le climat : à l'horizon 2100, pour un scénario A2, la hausse moyenne de température serait comprise entre 2,6 et 4,7°C.

météorologiques « *dans la mesure où les facteurs géographiques, situés dans les basses couches de la troposphère, jouent un rôle thermique et dynamique fondamental* » (Leroux, 2000). Dans une optique associant le *haut* et le *bas*, et ne cherchant pas à définir préalablement les *causes* et les *effets*, la canicule de l'été 2003 en Europe occidentale a été le support à un essai d'approche systémique du fonctionnement parfois excessif de l'atmosphère aux latitudes moyennes.

Au terme de cette étude, à partir d'une analyse croisée des données météorologiques enregistrées au sol et en altitude, nous avons pu appréhender les principaux mécanismes qui ont conduit à la formation puis à la dynamique spatio-temporelle de cet épisode de chaleur sans précédent. Si le scénario proposé ici met en avant les processus d'altitude, il souligne également que sans le relais des basses couches et de l'interface air-sol, la canicule n'aurait pas présenté ce caractère exceptionnel d'intensité, de durée et d'extension géographique. Est-il possible de généraliser ce scénario ? Rappelons qu'il ne s'agit là que d'une étude de cas dans un contexte latitudinal et saisonnier bien déterminés. Pour être extrapolable, cette hypothèse devrait d'abord être appliquée à d'autres situations, « normales » et « anormales », et vérifiée dans d'autres cadres climatiques. Peut-être verrions-nous alors apparaître dans un autre ordre et avec un autre « poids » les divers constituants du système climatique à l'origine de la *circulation atmosphérique globale* ?

Bibliographie

ANDRE J-C., DEQUE M., ROGEL P., PLANTON S., 2004 : La vague de chaleur de l'été 2003 et sa prévision saisonnière. *Géoscience*, n° 336, pp. 491-503.

ATMOSPHERIQUES, 2005 : Climat. Quel avenir ? *Atmosphériques*, n° 26, 39 p.

AVILLA F., 2004 : Eté 2003 : canicule historique en Aquitaine. Etude à partir des données des postes climatologiques d'Aire-sur-l'Adour (Landes, France). . *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 109-112.

BELAND M., 2005 : Révolutionner la prévision du temps à moyenne échéance. *Atmosphériques*, n° 26, pp. 30-31.

BELTRANDO G., 2004 : *Les climats. Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, coll. U, 261 p.

BESANCENOT J.-P., 2004 : Une vague de chaleur meurtrière : les enseignements de l'été 2003 en France, *Géoconfluences - DESCO - ENS LSH*, Brève - n° 6.

http://www.ens-lsh.fr/geoconfluence/doc/breves/2004/6.htm

BESSEMOULIN P., 2003 : Interview de Pierre Bessemoulin sur les Prévisions Saisonnières. Site Internet Météo-France.

BOUGEAULT P., 2005 : Marions-les (programme THORPEX). *Atmosphériques*, n° 26, pp. 31.

CANTAT O., SAVOURET E., 2004 : La diversité géographique de la canicule de l'été 2003 en Basse-Normandie. *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 135-138.

CANTAT O., 2005 : La canicule de l'été 2003 : un épisode météorologique « hors normes » ? Expertise d'un risque climatique en Basse-Normandie. *Cahiers de la MRSH*, n°42, Université de Caen Basse-Normandie, pp. 83-101.

CARREGA P., DUBREUIL V., RICHARD Y., 2004 : Climatologie et développement durable. *Historiens et Géographes*, n°387, pp. 205-209.

DEQUE M., 2003 : Les contours du temps futur. *Atmosphériques.* Météo-France, n°18, pp. 24-25.

FAZZINI M., 2004 : Les excès météo-climatiques de l'année 2003 dans les grands massifs des Abruses Adriatique (Italie centrale). *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 157-160.

FLOHN H., 1968 : *Le temps et le climat*. Hachette, Paris, 253 p.

GOMEZ L., RASO J.M., MARTIN-VIDE J., MORENO M.C., PROHOM M., 2004 : Les températures exceptionnelles de l'été 2003 enregistrées à l'Observatoire Fabra (Barcelone). *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 161-164.

HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D.J., NOGUER M., VAN DER LINDEN P. J., XIAOSU D., 2001 : *Climate Change 2001 : The scientific basis. Contribution of working group 1 to the third assessment report of IPCC*. Cambridge University Press, 944 p.

HUFTY A., 2001 : *Introduction à la climatologie.* Liège, De Broeck Université, 542 p.

InVS, 2003 : *Rapport annuel 2003*, 112 p.

JAN J., BARAER F., 2004 : Episodes climatiques marquants sur le nord-ouest de la France. *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 177-184.

JUVANON DU VACHAT R., 2004 : Prévision et climatologie des phénomènes extrêmes. Vers une perspective historique. *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 185-188.

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

METEO-FRANCE, 2003 : Une canicule historique. *Bulletin Climatique Mensuel*, septembre 2003.

METEO-FRANCE, 2004 : La vigilance s'étoffe d'un nouveau paramètre : la canicule. *Eole, Information mensuelle de la direction interrégionale ouest*, juin 2004, pp. 2-3.

NICOLELLA M., TEDECI L., CADUM E., 2004 : Vague de chaleur : l'événement d'août 2003 et les effets sur la santé. *Actes du 17ème colloque de l'AIC, « Climat, mémoire du temps… »*, pp. 201-204.

PLANCHON O., 1998 : La notion d'échelle en climatologie : l'exemple des climats maritimes et côtiers en Europe. *Annales de Géographie,* n° 602, pp.363-380.

PLANTON S., 2003 : Interview de Serge Planton, expert à Météo-France du réchauffement climatique. Site Internet Météo-France.

SCHÄR C. et al., 2004 : The role of increasing temperature variability in European summer heat-waves. *Nature*, N°427, pp. 332-336

VIGNEAU J.-P., 2000 : *Géoclimatologie*. Ellipse, 334 p.

VIGNEAU J.-P., 2001 : La zone « supratropicale » dans le monde… et en France. Réflexion sur la classification des climats. *Annales de Géographie,* n° 619, pp. 227-242.

VIGNEAU J.-P., 2005 : *Climatologie*. Armand Colin, coll. Campus, 200 p.

PUBLICATION N°9

CANTAT O., GIRES J.-O., 1996 : **À propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados.**

Norois, n° 16 ; pp. 23-34.

Persee

M. Olivier Cantat
Jean-Olivier Gires

Des épisodes climatiques actuels. A propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados

In: Norois. N°169, 1996. La Basse-Normandie. pp. 23-33.

Résumé
Janvier 1995 restera marqué dans la mémoire de nombreux calvadosiens en raison de ces inondations catastrophiques. Seule la conjonction de plusieurs facteurs peut aboutir à des conséquences aussi désastreuses. Dans notre exemple, les causes sont principalement une pluviométrie d'une durée de retour centenaire, liée à une situation météorologique caractéristique des mois d'automne et qui a perduré en cette fin d'hiver, et la présence d'un sol déjà gorgé d'eau après les pluies abondantes des mois qui ont précédé.

Abstract
The Calvadosians peoples still remember of January 1995 because of serious floo- dings. Only the conjunction of many factors can lead to this disastrous consequences. In our case, the causes are essentially strong precipitations (autumnal atmospheric situation which continue till the end of winter), and a soil already saturated of water after the important rains of October, november and december.

Citer ce document / Cite this document :

Cantat Olivier, Gires Jean-Olivier. Des épisodes climatiques actuels. A propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados. In: Norois. N°169, 1996. La Basse-Normandie. pp. 23-33.

doi : 10.3406/noroi.1996.6679

http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/noroi_0029-182X_1996_num_169_1_6679

BY: $ = creative commons

DES ÉPISODES CLIMATIQUES ACTUELS A PROPOS DES PLUIES EXCEPTIONNELLES DE JANVIER 1995 DANS LE CALVADOS

Olivier CANTAT,
Département de Géographie
Université de Caen

Jean-Olivier GIRES,
Météo-France, Caen-Carpiquet

Persée creative commons

RÉSUMÉ

Janvier 1995 restera marqué dans la mémoire de nombreux calvadosiens en raison de ces inondations catastrophiques. Seule la conjonction de plusieurs facteurs peut aboutir à des conséquences aussi désastreuses. Dans notre exemple, les causes sont principalement une pluviométrie d'une durée de retour centenaire, liée à une situation météorologique caractéristique des mois d'automne et qui a perduré en cette fin d'hiver, et la présence d'un sol déjà gorgé d'eau après les pluies abondantes des mois qui ont précédé.

ABSTRACT

The Calvadosians peoples still remember of january 1995 because of serious floo-dings. Only the conjunction of many factors can lead to this disastrous consequences. In our case, the causes are essentially strong precipitations (autumnal atmospheric situation which continue till the end of winter), and a soil already saturated of water after the important rains of october, november and december.

DES PLUIES EXCEPTIONNELLES AUX CONSÉQUENCES CATASTROPHIQUES

Un homme noyé dans son garage à Ouistreham, des milliers d'habitants à évacuer, de très nombreuses personnes choquées, des millions de francs de dégâts, une économie totalement perturbée, telles sont les conséquences directes les plus spectaculaires des inondations historiques de la fin janvier 1995 dans le Calvados. S'il faut trouver un responsable à ces calamités, le caractère exceptionnel des précipitations constitue sans aucun doute le premier facteur explicatif : ces inondations catastrophiques trouvent ainsi leur origine dans la conjonction de précipitations hors norme durant la seconde quinzaine du mois de janvier (179 litres d'eau au mètre carré en 13 jours au lieu de 36 soit 5 fois la normale !) et par la présence d'un sol déjà saturé d'eau en raison des précipitations abondantes de l'automne et du début d'hiver 1994/1995.

Souvent incriminé, le remembrement des terres agricoles peut certainement être évoqué comme facteur aggravant, en raison de l'accélération du ruissellement qu'il occasionne lorsque les terres sont dépourvues de toute végétation, comme c'est le cas en janvier. Dans ces conditions hydro-climatiques anormales, la disparition partielle des haies (paysage de bocage) a pu ainsi accentuer la gravité des inondations en accélérant le transfert hydrologique entre les bassins de réception et les vallées qui recueillent l'ensemble de ces précipitations.

Le Bessin est la partie du département la plus affectée par ses précipitations très importantes, ce qui n'a fait qu'aggraver les inondations hivernales habituelles dans ces zones de marais, notamment de part et d'autre de l'Aure Inférieure, en aval de Bayeux. Cependant, c'est dans les parties basses de la Plaine de Caen qu'on a le plus souffert de ces inondations, en raison de la confluence de nombreux cours d'eau et de la densité d'espaces urbanisés dans des zones proches du niveau de base. Ainsi, les régions les plus touchées s'étirent sur une vingtaine de kilomètres le long de l'Orne, entre Louvigny (Sud immédiat de Caen) et Ouistreham (bordure de mer). Pour mémoire, Louvigny a été inondée pour la troisième fois en cinq ans (1990, 1993, 1995), des planches à voile ont même navigué sur l'hippodrome de Caen transformé en lac ! Toutefois, le phénomène le plus extraordinaire s'est produit le 27 janvier à Ouistreham lorsque, pour la première fois de son histoire, le canal de Caen à la mer déborda de son lit et déversa environ un million de mètres cubes d'eau dans les rues basses de la ville : un tiers des habitations furent inondées, 400 personnes évacuées, des pompes fonctionnèrent en permanence plusieurs jours durant pour ramener l'eau là d'où elle n'aurait jamais dû sortir. Seule consolation, l'ennoiement d'une partie de la basse vallée de l'Orne a peut-être évité qu'un même phénomène ne se produise en plein centre de Caen, ce qui aurait eu des conséquences encore plus catastrophiques

Une fois évoquées ces conséquences dramatiques des inondations, cet article analysera les précipitations qui en sont à l'origine d'un point de vue statistique pour en faire ressortir le caractère véritablement exceptionnel, ainsi que les facteurs météorologiques et géographiques expliquant leur genèse et leur inégale répartition sur le Calvados. Un rappel sur les conditions climatiques antérieures permettra également de mieux comprendre comment on a pu aboutir à de telles inondations.

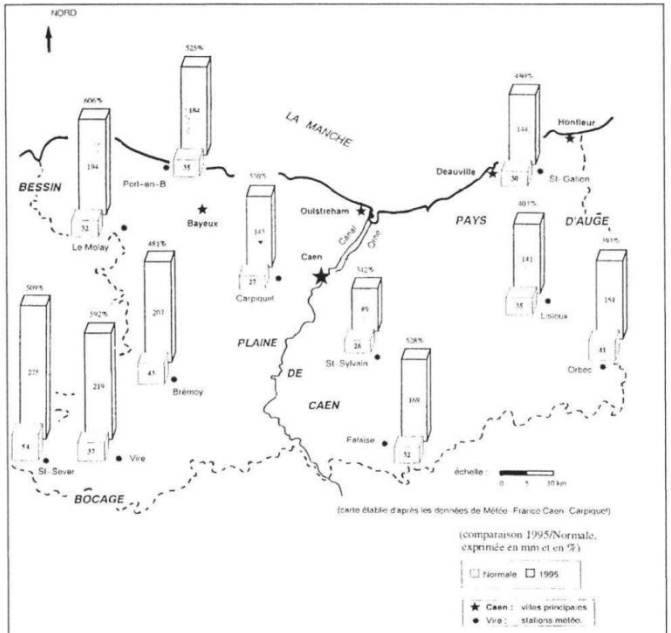
1. 1994 : UNE ANNÉE DÉJÀ TRÈS PLUVIEUSE, DES SOLS GORGÉS D'EAU

a. L'année pluviométrique 1994 vue dans sa globalité

Sur l'ensemble du Calvados, l'année 1994 présente déjà un excédent pluviométrique notable, de l'ordre du tiers de la Normale climatique (132 %), c'est-à-dire de la moyenne sur les trente années 1961-1990 prises comme référence[1].

Le total annuel s'élève à environ 1124 mm au lieu de 854 mm (une lame d'eau de 1 mm d'épaisseur correspond à 1 litre d'eau par mètre carré). Cet excédent fut particulièrement marqué sur le Nord-Ouest du département (148 % dans le Bessin), légèrement moins prononcé sur le Sud, le Centre et l'Est du Calvados (129 % dans le Bocage, 126 % sur la Plaine de Caen, 124 % dans le Pays d'Auge). Les trois premières colonnes du tableau suivant résument les précipitations pour l'année 1994, comparativement à la Normale.

1 Moyenne de 12 stations représentatives des 4 domaines climatiques du Calvados (voir carte 1) :
- pour le Bessin (NW) : Port-en-Bessin, Le Molay et Caumont ;
- pour le Bocage (SW) : Vire, Brémoy et St-Sever ;
- pour la Plaine de Caen (Centre) : Carpiquet, Falaise et St-Sylvain ;
- pour le Pays d'Auge (E) : St-Gatien, Orbec et Lisieux .



carte 1 - Episode pluviométrique exceptionnel dans le Calvados pour la période du 17 au 20 janvier 1995

	ANNEE			DECEMBRE			17-29 JANVIER		
	Normale	1994	rapport	Normale	1994	rapport	Normale	1995	rapport
BESSIN	819	1213	148 %	85	166	196 %	36	202	561 %
BOCAGE	1025	1324	129 %	109	182	166 %	45	234	524 %
PLAINE DE CAEN	728	915	126 %	70	97	139 %	28	134	471 %
PAYS D'AUGE	842	1045	124 %	88	110	125 %	35	149	420 %
CALVADOS	854	1124	132 %	88	139	158 %	36	179	497 %

Tableau 1 - Comparaison des précipitations dans le Calvados (exprimées en mm.)

D'un point de vue statistique, la série pluviométrique 1888-1994 (reconstituée sur la région de Caen) permet de replacer cette année dans un contexte plus que séculaire. Ainsi, les 987,1 mm de précipitation mesurés à la station de Caen-Carpiquet place 1994 en 3ème position des années les plus pluvieuses. L'année 1994 se situe immédiatement après 1910 (1038,7 mm), tristement célèbre également pour ses inondations catastrophiques, et après 1960 (991.6 mm). Notons que sur la période 1888-1994, la moyenne annuelle des précipitations dans la région caennaise est de 695,8 mm et l'écart-type de 133,3 mm. Avec près de 300 mm de plus que la Normale (+2.2 écart-types), 1994 est donc bien à classer comme une année exceptionnellement pluvieuse. A l'inverse et à titre de comparaison, avec seulement 455,0 mm, la sécheresse de 1989 parait presque tout aussi remarquable que la pluviosité de 1994 (240 mm de moins que la Normale (-1.8 écart-type), 2e total annuel le plus faible depuis 1888, après les 396,7 mm de 1921).

b. Les précipitations de décembre 1994 : déjà plus d'une fois et demie la Normale

Les précipitations du mois qui a précédé l'épisode pluvieux exceptionnel de janvier sont très révélatrices de l'origine de l'état de saturation hydrique des sols qui a provoqué ces graves inondations. Si l'on considère donc uniquement le mois de décembre 1994 (tab. 1), les précipitations représentent plus d'une fois et demie la Normale sur l'ensemble du département (139 mm au lieu de 88 soit 158 %). L'excédent pluviométrique apparait très marqué sur l'Ouest du Calvados : 196 % pour l'ensemble du Bessin, dont 243 % à Port-en-Bessin (158 mm), et 169 % pour le Bocage. Comparativement le Centre et l'Est du département paraissent quelque peu protégés : 140 % sur la Plaine de Caen, 125 % dans le Pays d'Auge. Cette décroissance pluviométrique d'Ouest en Est s'expliquerait principalement par la conjonction de l'origine atlantique des perturbations (flux d'Ouest dominant) et l'action des premiers reliefs du Bessin et du Bocage qui retiennent les pluies.

L'analyse de la série chronologique 1888-1994 montre qu'avec 119 mm de précipitation à Carpiquet, décembre 1994 se place au dixième rang des mois de décembre les plus pluvieux dans la région caennaise depuis 1888 (moyenne 1888-1994 = 66,1 mm). Si on élargit l'analyse à l'ensemble de l'automne (octobre à décembre), période où les phénomènes évapotranspiratoires n'interviennent plus pour limiter les surplus hydrologiques, cette saison 1994 à Caen se place au dix-huitième rang depuis 1888 avec 286.7 mm (moyenne 1888-1994 = 215,7 mm).

Ainsi, les très fortes précipitations de janvier 1995 avaient donc déjà été précédées par des pluies abondantes tout au long de l'année (seul mars présente un total très légèrement inférieur à la Normale). De ce fait, l'écoulement en surface s'est enclenché dès l'automne, après une phase rapide de reconstitution de la réserve utile des sols (l'état de saturation hydrique des sols entraine un ruissellement direct des eaux, sans infiltration supplémentaire, un peu comme un robinet s'écoulant sur une éponge déjà totalement imbibée).

2. UN DÉBUT D'ANNÉE 1995 ÉGALEMENT TRÈS PLUVIEUX : DES INONDATIONS PRÉVISIBLES.

a. Le mois de janvier 1995 dans son ensemble : le 2e total pluviométrique depuis 1888.

	Série la plus longue sur Caen	Normale actuelle	Découpage par tranches successives de 10 ans		
	1888-1995	1961-1990	1966-75	1976-85	1986-95
moyenne : M (mm)	61.4	63,5	53,3	64,6	76,3
écart-type: ET (mm)	34.4	35,3	21,8	34,5	47,2
coef. de variation : ET / M	0,560	0,555	0,410	0,534	0,619

Tableau 2 - Variabilité des précipitations de janvier sur le Calvados

La figure 1 permet de situer précisément le mois de janvier par rapport à tous les mois de janvier depuis plus de 100 ans dans la région de Caen. Avec 158,4 mm, janvier 1995 apparait véritablement comme un mois exceptionnellement pluvieux puisqu'il se classe en deuxième position, certes loin derrière les 190,1 mm de 1936 qui eux sont totalement hors norme, comparativement à la moyenne (62,2 mm) et à l'écart-type (34,1 mm) sur cette série. Ce graphique montre également une accentuation de la variabilité des précipitations en janvier depuis les années 1980, principalement marquée par une répétition inquiétante des fortes pluies : en douze années (1984-1995), les précipitations ont ainsi déjà dépassé quatre fois le seuil des 100 mm (décile supérieur D9, fig. 2). Pour évaluer la dispersion relative des précipitations, le coefficient de variation semble particulièrement révélateur : sur la Normale climatique actuelle 1961-1990, il atteint 0,557, soit une valeur sensiblement identique au coefficient de variation calculé depuis le début des observations (0,560 pour 1888-1995). Un découpage par tranches successives de 10 ans matérialise alors concrètement la plus grande varibilité de ces dix dernières années : 0,410 pour 1966-1975 et 0,534 pour 1976-1985, contre 0,619 pour 1986-1995 (voir tableau).

(Pour compléter cette analyse statistique, la distribution fréquentielle des précipitations sur tous les mois de l'année (fig. 2) montre toutefois que janvier n'est pas le mois qui présente les plus grands risques de très fortes pluies : en se fondant sur la courbe du décile supérieur D9, on voit que les trois mois d'automne sont plus propices à de très gros abats, comme ce fut le cas par exemple en octobre 1960 (233,0 mm) ou plus loin de nous en novembre 1910 (218,0 mm). Les importants contrastes de masses d'air en automne expliquent ce phénomène (conflit entre de l'eau encore tiède et les premières décharges polaires). Cependant, tous mois confondus, depuis 1888 seulement quatorze mois ont été plus pluvieux que celui de janvier 1995. L'inconvénient majeur de ces fortes pluies d'hiver est qu'elles arrivent souvent sur des sols déjà gorgés d'eau, ce qui provoque un écoulement direct, contrairement à celles d'automne où une partie peut éventuellement s'infiltrer dans le sol, voire s'évaporer si les températures sont encore suffisantes.

b. L'épisode pluvieux exceptionnel du 17 au 29 janvier 1995 : le Calvados sous un déluge d'eau (5 fois plus de pluie que la Normale)

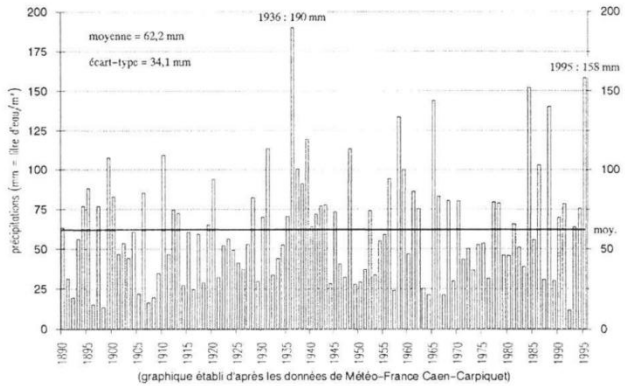


Fig. 1 - Précipitations en janvier à Caen (1890 - 1995)

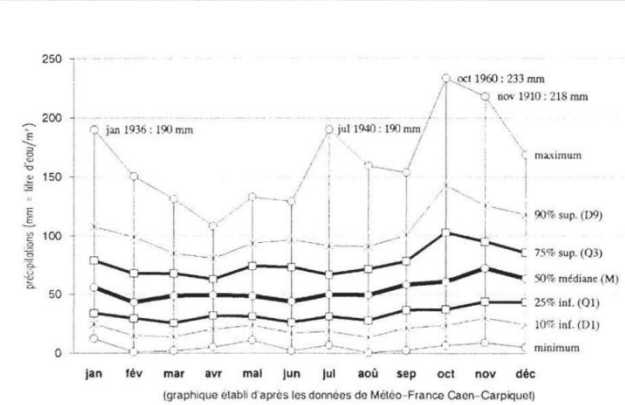


Fig. 2 - Distribution fréquentielle des précipitations à Caen (1988 - 1994)

Plus qu'un long commentaire, les diagrammes de la carte traduisent à eux seuls l'ampleur des précipitations durant ces treize jours consécutifs. Le tableau 1 apporte des éléments chiffrés de synthèse pour nos quatre domaines climatiques. En moins de deux semaines, dans le Bessin, il est tombé près du quart des précipitations annuelles moyennes (202 mm/819 mm). Par rapport à un mois de janvier habituel, ces 202 mm représentent 561 % de la Normale (36 mm) ! Dans la région du Molay on a même dépassé le seuil de 6 fois la Normale (194 mm contre 32). Le Centre de la Plaine de Caen et le Sud du Pays d'Auge paraissent moins touchés, mais cela reste très relatif puisque le cumul pluviométrique oscille tout de même entre 3,5 et 4 fois la Normale.

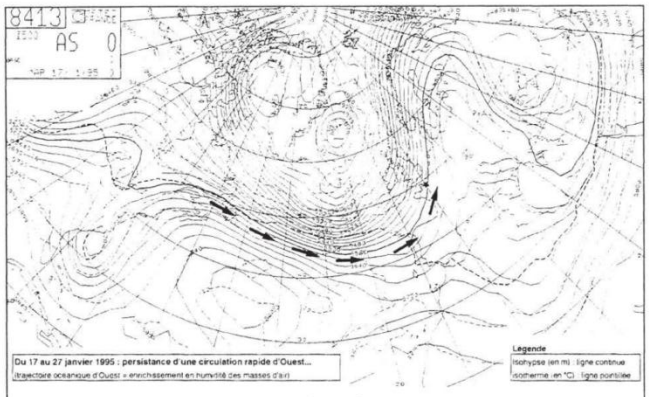
En quantité d'eau, les flux perturbés provenant d'ouest à sud-ouest expliquent une nouvelle fois que ce soit l'Ouest du département qui a été le plus touché : total voisin ou supérieur à 200 mm dans le Bocage et le Bessin, et même jusqu'à 275 mm dans la région de Saint-Sever, par effet orographique. Plus à l'est, la Plaine de Caen bénéficie d'un abri relatif (de l'ordre de 100 à 170 mm du centre vers la périphérie). Encore plus à l'est, vidés d'une grande partie de leur potentiel hydrique, les nuages n'apportent plus que 140 à 160 mm sur les confins orientaux du département, malgré les hauteurs du Pays d'Auge. Ces considérations sur l'origine et la répartition des précipitations vont maintenant être approfondies grâce à l'analyse de la situation météorologique tant au sol qu'en altitude. Quatre cartes représentatives de cet épisode pluvieux exceptionnel serviront de pivot à cette analyse synoptique (cartes 2, 3, 4, 5).

3. POURQUOI TANT DE PLUIES ET DE TELLES INONDATIONS ? LES FACTEURS EXPLICATIFS : UNE SITUATION MÉTÉOROLOGIQUE PARTICULIÈRE.

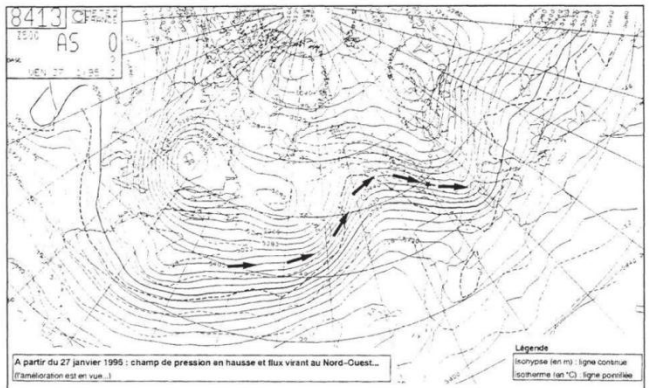
Une des caractéristiques de l'atmosphère, masse d'air d'une épaisseur d'environ 15 000 mètres à nos latitudes, est d'être en constante animation. Ces mouvements se situent dans un espace a trois dimensions, ce qui ajoute à la complexité et à la variabilité des trajectoires des différentes masses d'air et donc de leurs caractéristiques. Les mouvements horizontaux, lorsqu'ils s'effectuent entre les pôles et l'équateur, facilitent les circulations de masses d'air chaudes ou froides, selon leur origine, ce qui explique les variations thermiques du temps ; on parle alors de circulation méridienne (Nord-Sud ou Sud-Nord). La circulation zonale, d'ouest en est, joue le plus souvent sur les caractéristiques de la masse d'air et notamment sur sa teneur en humidité.

Pour étudier l'évolution du temps, et en particulier les prévisions à cinq jours, les météorologistes analysent la circulation en altitude et plus précisément au niveau de pression 500 hectopascals (hPa). L'analyse en surface permet une prévision à l'échelle locale, plus fine certes, mais indissociable de nombreux facteurs influents tels que le relief, le couvert végétal ou l'urbanisation.

a. L'analyse en altitude : la compréhension globale des phénomènes atmosphériques



Carte 2



Carte 3

L'analyse de la carte d'altitude au niveau 500 hPa demande au préalable une familiarisation avec ses différentes indications. Deux éléments essentiels sont à noter :

- tout d'abord, en trait continu : les isohypses, c'est-à-dire les lignes de même altitude pour une pression donnée (ici 500 hPa). Elles donnent les altitudes tous les quarante mètres, l'isohypse de référence étant à 5 560 mètres ;

- les autres lignes, en pointillé : les isothermes, marquées de quatre en quatre et dont l'une d'elles, marquée en gras, a pour valeur - 20. L'isotherme - 20°C étant l'isotherme de référence de l'atmosphère standard. Pour interpréter ces cartes, rappellons qu'en altitude, la circulation des masses d'air est parallèle aux isohypses, laissant les faibles altitudes sur la gauche et les altitudes élevées sur la droite (force de Coriolis). Cette circulation est d'autant plus rapide que les isohypses sont rapprochées (force du gradient, ou effet de pente).

Dès le 17 janvier (carte 2), un courant de sud-ouest dirige des masses d'air qui suivent une trajectoire zonale. Durant leur trajet sur l'Atlantique, elles vont se charger en humidité et se réchauffer au contact de l'océan. Cette circulation d'ouest va persister jusqu'au 27 janvier (carte 3). A cette date, le champ de pression est en hausse (altitude 5400 mètres sur notre région) et la circulation des masses d'air s'oriente alors au nord-ouest.

Dans le même temps, sont observés des contrastes thermiques importants. L'isotherme - 20 est observé au large de La Corogne le 17 janvier, remonte sur le Luxembourg le 18 pour s'effondrer en méditerrannée le 19 ! Du détroit de Gibraltar le 21, il remonte jusqu'à la pointe de Bretagne le 22 pour s'effondrer à nouveau à la latitude de Biarritz le 24 janvier. Le 25 janvier il est à la hauteur de Londres ! Une véritable douche écossaise qui donnera des chaud et froid tout au long de cette période.

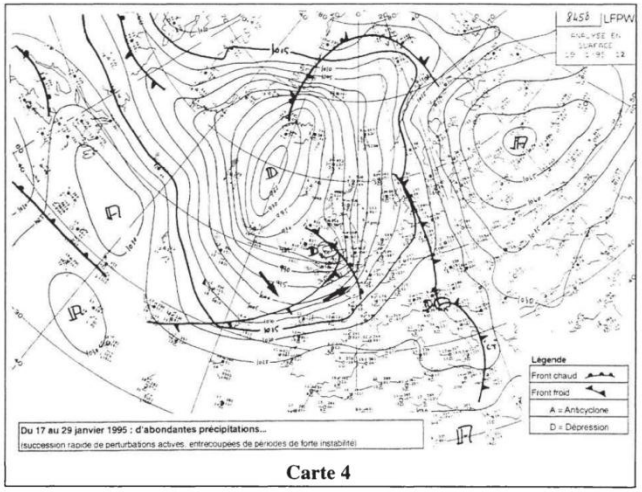
Ces situations sont fréquentes en automne lorsque les masses d'air froid en provenance du pôle viennent peu à peu se substituer à l'air chaud dû aux périodes de rayonnement maximal de l'été. Elles sont très rarement observées en période hivernale où subsistent des masses d'air froid et humide dans le cas de circulation d'ouest, ou d'air très froid et sec par circulation d'est.

En résumé, la période du 17 au 27 janvier est marquée à nos latitudes par la persistance d'une circulation rapide d'ouest. Dans ce flux, des masses d'air de forte amplitude thermique vont se succéder rapidement sur nos régions. De leur trajectoire sur une masse océanique, ces masses d'air seront enrichies en humidité.

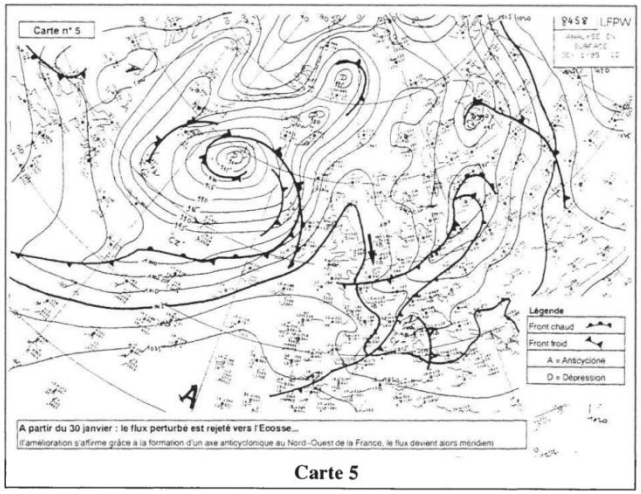
b. L'analyse en surface : la prise en compte des facteurs locaux du climat

Les masses d'air de caractéristiques thermiques différentes sont marquées en surface par une limite entre de l'air froid et de l'air chaud. Cette limite appelée «front» est d'autant plus marquée et donc plus active que le contraste thermique est important. Le front chaud qui traverse nos régions le 19 janvier (carte 4) nous fait passer de 3 à 4 degrés avant le passage du front à 11 degrés après son passage. L'épisode pluvieux qui l'acompagne donnera entre 15 et 20 millimètres de pluie. De manière identique, le front chaud actif qui traverse nos régions le 24 janvier donnera jusqu'à 25 millimètres de pluie sur les reliefs.

Nous l'avons vu, la circulation d'altitude est rapide ; au sol, un effet de frottement ralentit les perturbations. Celles-ci traversent lentement nos régions et restent accrochées au relief où les précipitations sont plus abondantes.



Carte 4



Carte 5

Autre caractéristique de la circulation en surface : l'effet orographique. Lorsque qu'une masse nuageuse arrive sur un relief, si faible soit-il, elle se trouve repoussée mécaniquement en altitude. En se soulevant, les masses d'air se refroidissent, condensent et provoquent sur le versant au vent des précipitations importantes. Le versant sous le vent, au contraire, est le théâtre de mouvements de subsidence permettant à la masse d'air de s'assécher. Il en résulte une pluviométrie plus faible sur les versants sous le vent. C'est ainsi que les précipitations les plus importantes sont observées sur les régions du bocage sur les versants au vent des collines de Normandie ainsi que sur les collines du Pays d'Auge, tandis qu'elles sont plus faibles sur l'axe Caen-Falaise.

Cette succession rapide de perturbations actives, entrecoupées de périodes de forte instabilité, sont responsables d'une forte pluviométrie durant cette période. A partir du 30 janvier (carte 5), la hausse du champ de pression permet la formation d'un axe anticyclonique sur le nord-ouest de la France se prolongeant sur l'Angleterre. Le flux devient méridien et les perturbations sont rejetées vers l'Ecosse, pour enfin nous épargner.

Comme bien souvent dans des situations paroxysmales, seule la conjonction de plusieurs facteurs aboutit à des conséquences aussi désastreuses que celles que nous avons connues au mois de janvier 1995. Une pluviométrie dont le calcul de durée de retour aboutit à une valeur centenaire, un sol saturé en raison de pluies abondantes au cours des mois qui ont précédé, une situation météorologique, enfin, caractéristique des mois d'automne et qui a perduré en cette fin d'hiver particulièrement doux sont la cause d'inondations remarquables.

Evolution du climat ou accident ponctuel, seule l'analyse récurrente de longues séries climatologiques peut nous permettre d'apporter des hypothèses que l'avenir se chargera de confirmer.

PUBLICATION N°10

SAVOURET E., CANTAT O., 2008 : **Identification et spatialisation des bioclimats. Les apports du couplage d'une approche naturaliste et de l'analyse des conditions climatiques**.

Actes des Journées de climatologie 2008, « Climat et végétation ». CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 29-44.

IDENTIFICATION ET SPATIALISATION DES BIOCLIMATS BAS-NORMANDS A PARTIR D'UN INVENTAIRE DE LA FLORE VASCULAIRE REGIONALE

Edwige SAVOURET, Olivier CANTAT

Laboratoire Géophen, UMR 6554 CNRS LETG
UFR de géographie – Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix – BP 5186 – 14032 Caen cedex - France
edwige.savouret@unicaen.fr ; olivier.cantat@unicaen.fr

Résumé : Par-delà son image uniforme de terres humides et verdoyantes, la Basse-Normandie présente une réelle diversité des contextes climatiques dont témoignent les plantes par leur aire de prédilection, en relation avec leurs exigences spécifiques. C'est à partir d'une approche naturaliste, fondée sur l'observation de la répartition des espèces végétales, qu'ont été entreprises dans cet article une identification et une spatialisation des grandes aires bioclimatiques qui caractérisent cette région du nord-ouest de la France. En association avec les données climatiques, cette démarche souligne l'importance des conditions édaphiques pour expliquer à méso-échelle la diversité des milieux biogéographiques.

Abstract : ***Identification and spatialization of Low-Normandy bioclimates from an inventory of the regional flora*** *– Beyond its uniform image of moist and green lands, Low-Normandy presents a real diversity of climate contexts. Plants indicate these conditions by their predilection areas, in relation to their specific requirements. The observation of plant kinds allowed to identify and to spatialize the major regional bioclimatic areas. In association with climatic data, this process underlines the importance of edaphic conditions to explain the diversity of plants at meso-scales.*

Mots-clés : végétation, bioclimat, approche naturaliste, cartographie, Basse-Normandie
Key-words : *vegetation, bioclimate, naturalist approach, mapping, Low-Normandy (northwest of France)*

Introduction

L'équation de la photosynthèse[1] nous rappelle que pour se développer, en plus des sels minéraux du sol et du dioxyde de carbone de l'air, toute plante verte a besoin d'eau et d'énergie. Ce constat préliminaire explique ainsi le rôle essentiel joué par le climat dans la

[1] La photosynthèse correspond à « *l'élaboration d'éléments organiques carbonés par les végétaux chlorophylliens à partir de gaz carbonique, d'eau et de sels minéraux, grâce à l'énergie lumineuse captée par la chlorophylle, et qui s'accompagne d'une libération d'oxygène* » (Da Lage et al., 2000).

Équation de base : n [CO_2 + H_2O] + énergie + sels minéraux → [CH_2O] n + n O_2

Pour plus de développements sur les aspects strictement physiologiques propres au développement des plantes, se reporter par exemple à la synthèse et à la bibliographie présentées au début de la partie « Biogéographie » de l'ouvrage « *Eléments de géographie physique* » de Jean-Paul Amat, Lucien Dorize et Charles Le Cœur (2002).

géographie des formations végétales à la surface de la Terre, en relation avec les quantités variables, au gré des saisons et de l'espace étudié, de ces deux éléments fondamentaux (Huetz de Lemps, 1970). Dans la pratique, les températures et les précipitations permettent alors d'évaluer l'efficacité biologique du climat.

Concrètement, le **bioclimat** représente ainsi « *l'ensemble des facteurs climatiques conditionnant les organismes vivants ou leurs communautés* » (Da Lage *et al.*, 2000). Le bioclimat peut donc contribuer grandement à expliquer la présence locale d'une plante.

Réciproquement, par leurs exigences en eau, lumière et chaleur, **les plantes reflètent le contexte climatique ambiant**. A partir de leur localisation, de la colonisation d'un espace ou encore de l'examen des associations végétales présentant les mêmes exigences énergétiques et hydriques, il est donc possible de **déduire les grands domaines bioclimatiques**. A une échelle plus fine, il est ensuite indispensable d'associer aux seules données climatiques les **caractères édaphiques du biotope** pour comprendre la diversité des paysages végétaux. Rappelons à ce propos que « *le déficit en eau pluviale peut être compensé par la réserve hydrique des sols dans lesquels s'enracinent les plantes, par les nappes phréatiques, par les sociétés aussi comme le montrent bien l'histoire et les pratiques fort anciennes de l'irrigation* » (Amat *et al.*, 2002).

Dans le cadre de cet article, cette démarche naturaliste fondée sur la localisation des végétaux[2] sera appliquée à la Basse-Normandie, « *région verdoyante et humide où l'on écoute l'herbe pousser, d'un vert pays où fleurit le pommier… mais [où] la réalité se révèle beaucoup plus complexe et changeante* » comme se plaisait à le souligner le biogéographe Gérard Houzard (1995).

1. LE TRAITEMENT PREALABLE DES DONNEES DE L'INVENTAIRE FLORISTIQUE

Au cours des années 1990, fut éditée « ***La flore vasculaire de Basse-Normandie*** » (Provost, 1993 ; 1998), inventaire constitué de plus de 2500 fiches de renseignements détaillant les espèces végétales rencontrées dans cette région. L'ouvrage est accompagné d'une compilation de cartes - plus de 1800 - présentant la répartition spatiale des différentes plantes.

La maille, d'un décigrade en longitude sur un demi-décigrade en latitude - ce qui correspond à des rectangles de 6,6 km en moyenne par 5 km (soit environ 33 km^2 de surface) - rend compte finement à l'échelle régionale des principales aires de prédilection des quelques 1700 taxons étudiés (espèces, sous-espèces végétales et variétés). L'atlas obtenu offre ainsi aux botanistes, géographes et climatologues, une somme considérable de données, en outre utiles à l'identification et à la spatialisation des bioclimats (figure 1).

[2] Notons que cette approche naturaliste n'est pas nouvelle. En effet, l'identification et la spatialisation des bioclimats sont des préoccupations anciennes, essentiellement le fait de naturalistes et de biologistes à l'origine. Dès la moitié du 19ème siècle, on trouve ainsi des essais de classifications physiologiques des végétaux fondées sur leur adaptation aux données thermiques et pluviométriques (travaux d'Alphonse de Candolle, classification de Grisebach et Carl Linsser…). Réciproquement, apparaît l'idée que les climats peuvent être classés et cartographiés suivant le type de végétation. En témoignent les célèbres travaux de Wladimir Peter Köppen qui, après une thèse sur les relations entre les plantes et le climat, développa aux alentours de 1900 un système de classification physionomique des climats dont la version finale fut publiée en 1936. Après la seconde Guerre mondiale, la prise en compte de la réserve hydrique du sol et le calcul de l'évapotranspiration permit d'établir des bilans d'eau plus en phase avec les réalités du terrain (travaux de Thornthwaite, Penman et Turc notamment). A l'échelle de la Normandie, rappelons les recherches de Gérard Houzard (cf. thèse et nombreux articles).

1.1. La sélection des espèces végétales

Sur les 1700 taxons répertoriés par Michel Provost n'ont été **retenues que les espèces d'origine naturelle**, non « expatriées » par la main de l'Homme, autrement dit non ornementale, rudérale et/ou messicole.

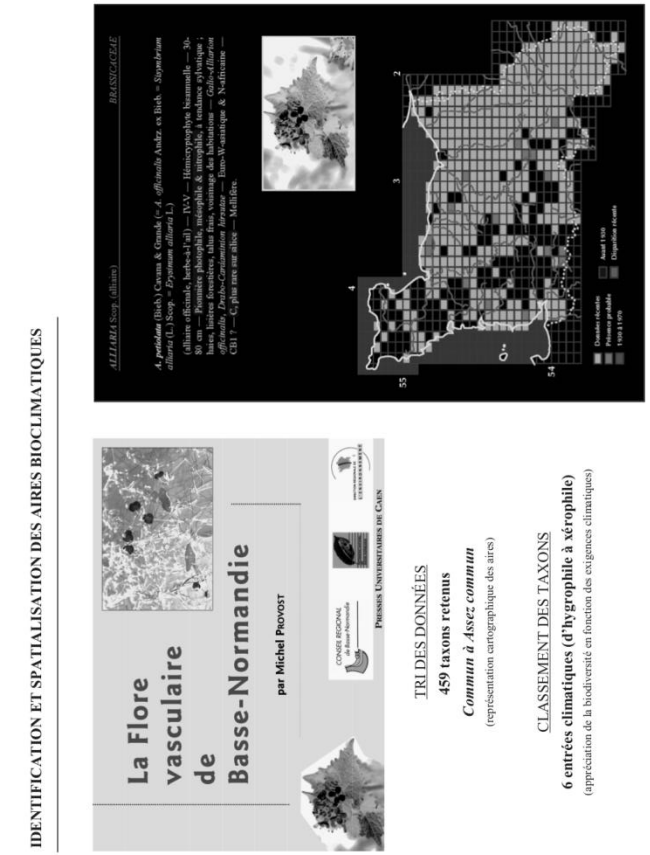


Figure 1 : Exemple de fiche pour l'identification et la spatialisation des aires bioclimatiques

Le tri a ensuite été poursuivi en considérant seulement les **espèces dont la diffusion spatiale est suffisamment importante** (espèces considérées comme : *assez communes*, *communes* et *très communes*).

A noter toutefois que même si les espèces rares, très localisées, n'ont pas été prises en compte lors du traitement des données pour l'identification des principales aires, ces exceptions ont été considérées ultérieurement pour souligner, à échelle plus fine, la présence d' « isolats » biogéographiques aux caractéristiques singulières, généralement excessives (forte hygrophilie ou forte xérophilie).

Au total, à la suite de cette sélection établie selon l'origine des plantes et leur représentativité spatiale, la répartition géographique de 459 taxons a pu être étudiée afin de déterminer les grandes aires de peuplement et d'en déduire les types de contextes bioclimatiques respectifs.

1.2. La classification des espèces à spatialiser

Six entrées de classification usuellement utilisées par les botanistes ont été privilégiées pour définir les ambiances bioclimatiques d'une aire (adapté d'après Da Lage et Métailié, 2000). D'un « extrême » à l'autre des potentialités hydriques et/ou énergétiques des milieux, nous distinguerons d'un point de vue végétal et bioclimatique :

X : les taxons ou groupements ***xérophiles***, supportant une certaine sécheresse atmosphérique ou édaphique[3]. Représentatifs de **bioclimats « secs »** ;

Mx : les taxons ou groupements ***mésoxérophiles***, adaptés à la sécheresse (xérophiles) mais peu résistants à des conditions de sécheresse extrême. Représentatifs de **bioclimats « sub-secs »** ;

M : les taxons ou groupements ***mésophiles***, exigeant ni sécheresse ni humidité excessive, traduisant des conditions moyennes[4]. Représentatifs de **bioclimats « tempérés »** ;

Mh : les taxons ou groupements ***mésohygrophiles***, c'est-à-dire moyennement hygrophiles mais ne supportant pas les humidités extrêmes. Représentatifs de **bioclimats « sub-humides »** ;

H : les taxons ou groupements ***hygrophiles***, vivant dans des conditions d'humidité atmosphérique ou édaphiques voisines de la saturation. Représentatifs de **bioclimats « humides »** ;

A : les ***amphibies***, organismes ou groupements supportant ou nécessitant au cours de son cycle l'alternance de périodes d'émersion et d'immersion, et les ***aquatiques***, taxons ou groupements se développant dans l'eau ou à la surface. Représentatives de **bioclimats « hyper-humides ».**

Précisons que la *thermophilie,* indiquant la présence d'espèces liée à des températures élevées, notamment durant la période de végétation, n'a pas été retenue comme critère de classification dans la mesure où elle accompagne généralement dans notre région la stipulation des taxons mésoxérophiles à xérophiles. Il en a été de même pour la *sciaphilie* qui

[3] Initialement appliqué à l'ambiance climatique de la végétation, ce terme a été étendu par les pédologues et les forestiers aux conditions d'humidité du sol.

[4] Plus largement se dit d'un taxon ou d'un groupement ne tolérant pas les valeurs extrêmes d'un facteur écologique quelconque.

exprime généralement la présence d'un site ombragé. En effet, ce critère intervient essentiellement à l'échelle stationnelle et par conséquent ne répond pas à la recherche ici envisagée des grands ensembles bioclimatiques.

1.3. Premier constat : une diversité bioclimatique évidente

A l'issue de cette sélection et classification des taxons ou groupements en fonction de leurs exigences en eau et en énergie, il convient de souligner la **forte représentation des espèces qui répondent au contexte généralement sans excès de la Basse-Normandie** (figure 2). En effet, plus de deux tiers (68%) des taxons ou groupements caractérisent des conditions « moyennes » (avec respectivement **40% de plantes mésophiles**, 15% de mésoxérophiles et 13% de mésohygrophiles).

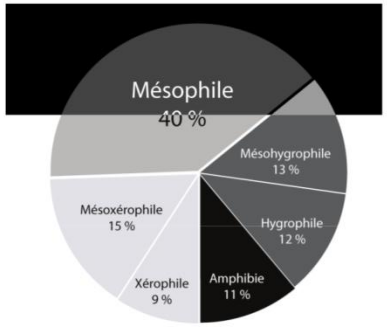


Figure 2. Répartition de la flore vasculaire commune en Basse-Normandie en fonction des préférences édapho-climatiques en eau et en énergie

Mais, masquée derrière cette forte dominante d'exigences « moyennes » (en relation directe avec l'appartenance de la région au domaine « tempéré » des latitudes moyennes océaniques), soulignons **l'existence d'une réelle diversité végétale**. En effet, près du tiers des taxons ou groupements observés (32%) ne se rattachent pas au préfixe « méso ».

Cette biodiversité est directement induite par des conditions climatiques et/ou édaphiques qui peuvent prendre localement l'ascendant sur le contexte général : ainsi 9% des espèces de la flore bas-normande exigent des milieux secs (plantes xérophiles) et, à l'opposé, 23% d'entre-elles sont inféodées à des milieux humides, voire totalement dépendantes de l'eau puisque leur développement ne peut se réaliser que dans l'eau ou à sa surface (12% d'hygrophiles ; 11% d'aquatiques et d'amphibies)...

Cette lecture complémentaire de la répartition fréquentielle des taxons ou groupements de plantes laisse donc sous-entendre la **présence d'aires bioclimatiques variées**, voire opposées, qu'il convient à présent de spatialiser et d'expliquer.

2. LA SPATIALISATION DES AIRES BIOCLIMATIQUES

A l'aide d'un logiciel de traitements d'images, les cartes de chaque espèce végétale répondant à la même exigence en eau et en énergie ont été placées en transparence puis superposées afin de faire apparaître leurs aires de prédilection (figure 3).

Une fois cette application renouvelée pour chacune des 6 catégories précédemment définies, les cartes de synthèse obtenues ont été comparées. Par le jeu de dénombrements (nombre par aire d'espèces représentées dans chaque catégorie bioclimatique), il a été possible d'appréhender les **différents ensembles bioclimatiques bas-normands, des tendances les plus sèches aux plus humides** (tableau I et figure 4).

Reste à comprendre l'organisation spatiale de ces entités géographiques par le biais d'une détection des facteurs climatiques et édaphiques[5] à l'origine de la diversité végétale de ces milieux.

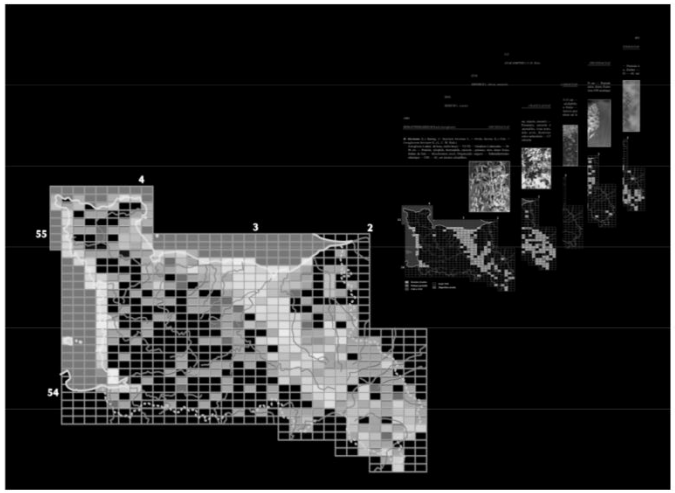


Figure 3. Superposition de la répartition des espèces végétales. Exemple des taxons xérophiles

[5] Ici, dans le cadre d'une approche bioclimatique, la composante édaphique sera considérée essentiellement sous l'angle des éléments qui participent à l'assèchement et/ou à l'engorgement en eau des sols. Ces caractères sont en partie déterminés par la topographie locale qui elle-même dépend du contexte géologique et géomorphologique régional.

Tableau I. Composition du spectre des préférences bioclimatiques pour 7 secteurs-tests représentatifs de la Basse-Normandie

	← *Tendances sèches*			*Tendances humides* →		
	Xérophile **X**	Mésoxérophile **Mx**	Mésophile **M**	Mésohygrophile **Mh**	Hygrophile **H**	Amphibie Aquatique **A**
Collines de Normandie	**1%**	**4%**	**50%**	**19%**	**19%**	**7%**
Bessin	**8%**	**14%**	**46%**	**14%**	**8%**	**10%**
Campagne de Caen	**12%**	**20%**	**43%**	**13%**	**6%**	**6%**
Collines du Perche	**6%**	**15%**	**41%**	**15%**	**13%**	**10%**
Pays d'Auge	**1%**	**6%**	**52%**	**19%**	**18%**	**4%**
Marais du Cotentin	**0%**	**0%**	**35%**	**19%**	**20%**	**26%**
Littoral (dunes et landes)	**63%**	**19%**	**13%**	**5%**	**0%**	**0%**

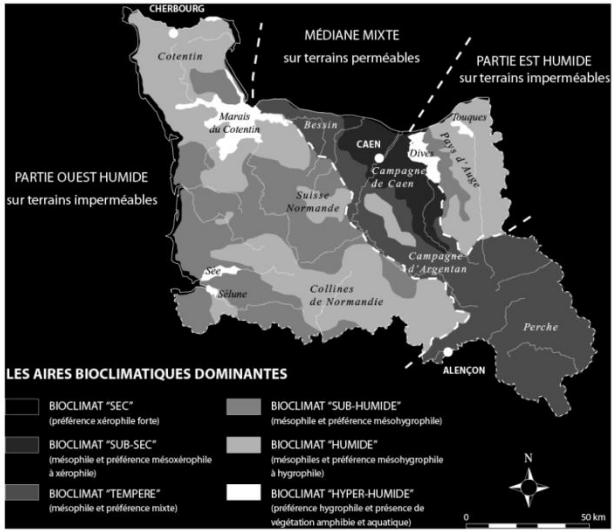


Figure 4. Cartographie des aires bioclimatiques bas-normandes réalisée à partir des préférences climatiques et édaphiques de la végétation

2.1. Une organisation transversale des bioclimats bas-normands en trois ensembles

En Basse-Normandie, les bioclimats présentent globalement une **organisation transversale d'ouest en est, découpée en trois ensembles de dimensions inégales** (figure 4). Cette répartition est la **traduction de l'action combinée de précipitations très contrastées** (figure 5) et de la capacité variable des sols à retenir ou évacuer l'eau (sols hydromorphes [6] ou substrats favorisant la xéricité).

Les caractères énergétiques interviennent relativement peu dans cette organisation car, si l'effet orographique induit par les collines est remarquable sur les précipitations, leurs altitudes modestes (points culminants entre 250 et 400 m) n'entraînent pas des différences thermiques notables.

Sur la période récente, les températures moyennes annuelles oscillent d'ailleurs seulement de 10,4 à 12,6°C, entre les secteurs les plus frais des hauteurs de l'intérieur des terres et les côtes du Cotentin au Mont-St-Michel au climat le plus doux de la région (figure 6).

Bien entendu, tous les « pays » de Basse-Normandie apparaissent marqués par les conditions « tempérées » (la proportion de mésophiles est largement dominante, excepté pour les milieux atypiques du littoral).

De ce fait, la différenciation bioclimatique des espaces se fera à partir de la proportion relative prise par les sous-dominantes sèches et humides.

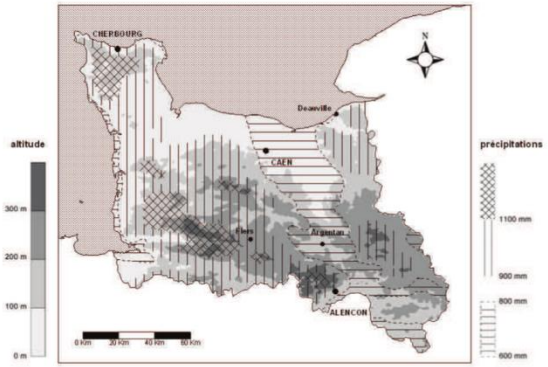


Figure 5. Relief et précipitations annuelles sur la Basse-Normandie (moyenne 1991-2000, d'après données Météo-France).

[6] Sols dont la pédogenèse est conditionnée par la présence constante d'une nappe d'eau dans ses horizons.

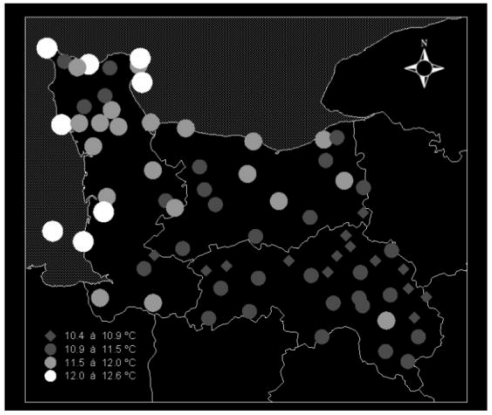


Figure 6. Température moyenne annuelle sur la Basse-Normandie (moyenne 2003-2007, d'après données Météo-France)

2.1.1. Partie occidentale sur terrains imperméables : bioclimats « humide » et « sub-humide » (de la Péninsule du Cotentin à la limite méridionale des Collines de Normandie).

On observe ici une **forte représentation de la végétation mésophile à hygrophile** : 95 % de la flore vasculaire répond à une adaptation aux conditions humides. Cette bande correspond aux **secteurs les plus arrosés de la Normandie** (plus de 900 mm/an en général), en relation avec une exposition directe aux flux d'ouest chargés d'humidité (Trzpit, 1970 ; Escourrou, 1978). Cette importante pluviosité est même accentuée au nord et au sud de cet ensemble par l'effet de barrière orographique occasionné par les hauteurs du Nord-Cotentin et les Collines de Normandie (de 1100 à plus de 1300 mm localement).

Pour les plantes, l'humidité y est de plus entretenue par la nature imperméable du substrat géologique[7], favorisant la formation de terrains lourds et mal drainés avec des **sols longuement gorgés d'eau** à la mauvaise saison. Cette aire bioclimatique humide devient localement excessive, comme dans les fonds de vallées (souvent empâtés d'alluvions et de colluvions argileuses), ou au gré des hasards de l'évolution géologique de certains secteurs. Il en est ainsi du Marais de Briouze, dépression « d'altitude »[8] établie dans les schistes briovériens, dégagée par l'érosion différentielle entre les massifs granitiques qui l'encadrent. Cette dépression accumule ainsi toutes les eaux en provenance des collines les plus arrosées de Basse-Normandie et forme au total la « *principale zone humide continentale de la région* » (Cador, 2005). Sur les hauteurs les plus exposées de la région, la forte pluviosité et la fraîcheur entraînent jusqu'à la présence d'espèces révélatrices d'ambiances type basse

[7] Les sols de cette partie armoricaine de la Basse-Normandie se sont développés sur des roches d'origine et de nature très diverses (schistes, grès, granites et roches métamorphiques) issues d'une histoire géologique longue et complexe s'étalant de la fin du Précambrien jusqu'aux mouvements néo-tectoniques de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire (Elhaï, 1963).

[8] Altitude moyenne de 205 mètres…

montagne (Lecointe, Provost, 1988), comme la *Decticelle des alpages* au Mont-Pinçon (365 m) par exemple (Livory, 1998 ; Brunet, 1998).

Dans l'ensemble, cette bande occidentale correspond globalement aux paysages plus ou moins fermés de bocage et de structure rurale mixte propre à cette région herbeuse et laitière qui donne son image traditionnelle à la Normandie, décrite par Armand Frémont : « *La Normandie mythique existe, plus vraie parfois que la vraie… De la pluie vient l'herbe. Et l'herbe est à la Normandie une seconde nature. Elle entretient depuis des siècles qui ne se comptent pas, une production sans défaillance de lait, de beurre, de fromages, de crème* » (Frémont, d'après Trzpit, 1996).

Toutefois, à l'intérieur de ce premier ensemble, le dénombrement de quelques espèces xérophiles (à hauteur seulement de 5 % de la flore vasculaire) souligne la présence **d'îlots bioclimatiques atypiques** rencontrés sur certains escarpements de vallées des Collines de Normandie et de Suisse Normande notamment (Cantat, Cochard, 1998). Sur ces versants raides, creusés par des rivières, plus de 60 % de la flore exige une sécheresse marquée du biotope. Ceci est lié plus aux particularités du dispositif topographique et à la nature des sols qu'à un climat certes légèrement moins arrosé et nébuleux que les hauteurs environnantes, mais pas non plus méditerranéen…(Cantat, Brunet, Cochard, 2003). Là, une exposition favorable à la concentration du rayonnement solaire (versants pentus tournés face au sud) combinée à des sols sombres et peu profonds, favorise en effet le drainage naturel et l'échauffement de ces biotopes. Ceci explique **l'existence d'écosystèmes très singuliers pour la région**, avec une flore xérophile comme le genévrier (*Juniperis communis*), la spergule printanière (*Spergula morisoni*), pouvant même être de type méditerranéenne au sens large comme le catapode des rochers (*Micropyrum Tenellum*).

Notons que le caractère très remarquable de ces escarpements est confirmé par la présence d'espèces animales thermoxérophiles, voire sub-méditerranéennes, telles que le Lézard vert (*Lacerta viridis*) ou le Criquet de Barbarie (caloptène ochracé, *Calliptamus barbarus*) (Cochard, 1996 ; Brunet, 1998).

2.1.2. Partie médiane sur terrains perméables : bioclimat « tempéré » avec tendances mixtes « sub-humide » et « sub-sèche » (du Bessin au Perche).

Sur cette bande centrale, on observe toujours la dominance d'espèces végétales préférant des conditions « moyennes » (environ 44% de mésophiles) mais **le spectre bioclimatique est complété aussi bien par des espèces « humides »** (23% de mésohygrophiles et d'hygrophiles) **que par des espèces « sèches »** (25% de mésoxérophiles et xérophiles)[9]. De ce fait, le qualificatif « **mixte** » caractérise bien cet espace aux conditions bioclimatiques diversifiées mais ne présentant pas de caractères véritablement « extrêmes »[10].

Au sein de la Normandie, région réputée pour sa fraîcheur et son humidité, ce deuxième ensemble présente donc la particularité de compter un quart d'espèces à affinités sèches (16% de mésoxérophiles et 9% de xérophiles). Cette proportion notable différencie grandement cet espace du précédent où les espèces « sèches » étaient très rares (seulement 1% de xérophiles et 4% de mésoxérophiles), cantonnées à des secteurs spatialement très réduits aux conditions pédotopographiques singulières. Ce décalage vers le « sec » des conditions bioclimatiques est particulièrement marqué dans la Campagne de Caen qui compte environ 20% de mésoxérophiles et 12% de xérophiles. Ceci est en accord avec un secteur dont la pluviométrie est la plus faible de Basse-Normandie (localement moins de 700 mm/an) et où les déficits

[9] Les 8% restants sont composés par les espèces « amphibies » et « aquatiques », expressions d'un environnement très particulier (voir précédemment : *1.2 La classification des espèces à spatialiser*).

[10] Au nord-ouest de cet ensemble, le Bessin est pleinement représentatif de cette mixité avec respectivement 22% pour l'hygrophile-mésohygrophile, 46% pour le mésophile et 22% pour le mésoxérophile-xérophile.

hydriques d'été sont récurrents. Cette particularité climatique résulte d'une position d'abri sous les collines de Normandie, couplée à la présence de sols limoneux relativement minces sur terrains carbonatés qui facilite le ressuyage des sols et leur assèchement[11]. Ce dispositif explique entre autres, sur les talus et les coteaux ensoleillés, jusqu'au développement d'espèces xérophiles, par défaut calciclines voire calcicoles, comme la centaurée scabieuse (*Centaurea scabiosa*), le petit boucage ou pied de bouc (*Pimpinella saxifraga*) ou l'orchis pyramidal (*Anacamptis pyramidalis*). Ces conditions climatiques et édaphiques expliquent également la nécessité d'irrigation en été pour les cultures céréalières qui couvrent ce pays d'openfield…

A l'intérieur de cette « sécheresse » d'ensemble propre à la Campagne de Caen, notons toutefois une particularité géographique remarquable − non cartographiable à méso-échelle − avec la présence d'un ensemble de marais sur roches perméables qui ne doit rien directement au climat (marais de Bellengreville et marais de Vimont). Ici, le développement inattendu d'espèces hygrophiles s'explique par la présence continuelle d'eau liée « *au recoupement permanent de la surface piézométrique avec une dépression topographique d'origine tectonique, le tout au pied des buttes argilo-marneuses de la Vallée d'Auge qui piègent la nappe* » (Cador, 2005).

Plus au sud, de la Campagne d'Argentan au Perche, les préférences bioclimatiques de la végétation sont à nouveau plus diversifiées. Certes, la dominante reste largement mésophile (41%), mais on remarque une augmentation sensible du pourcentage d'espèces marquées du sceau de l'humidité : 13% d'hygrophiles et 10% d'amphibies (à comparer aux 6% pour ces deux catégories dans la Campagne de Caen). Ce décalage du spectre bioclimatique vers l'humide n'exclut cependant pas la présence d'espèces mésoxérophiles (15%) et même xérophiles (10%). La répartition spatiale de ces secteurs contrastés dépend des contextes climatiques et édaphiques locaux, tantôt plus humides - préférentiellement sur les hauteurs -, tantôt plus secs, notamment dans les plaines où domine un climat plus continentalisé.

2.1.3. Partie orientale sur terrains imperméables : bioclimat « humide » (le Pays d'Auge).

A l'extrémité nord-est de la Basse-Normandie, les hauteurs du Pays d'Auge favorisent à nouveau des précipitations plus abondantes (plus de 900 mm/an sur ce plateau dont l'altitude moyenne est de 150 m). Associées à des sols argileux, ces conditions climatiques concourent au développement d'une végétation préférentiellement mésophile (52%) **mais aussi très nettement hygrophile au sens large** (41%). Parallèlement, on note la quasi disparition des espèces à affinités sèches : plus que 6% de mésoxérophiles et seulement 1% de xérophiles…

Pour les plantes, l'humidité « utile » − c'est-à-dire celle du sol dans lequel les racines viennent plonger − est présente quasiment partout et constamment grâce à la double existence d'une couche imperméable d'argiles à silex en surface et d'une nappe libre perchée dans les craies cénomaniennes. Ainsi, d'une part, les sols du plateau peuvent conserver durablement une teneur en eau marquée et, d'autre part, les versants sont le siège de milliers de petites sources dès la partie supérieure du talus en raison du déversement de l'aquifère dont les eaux sont très rapidement bloquées dans leur infiltration profonde par les assises marneuses imperméables de l'Oxfordien.

2.2 La mise en évidence de deux milieux bioclimatiques très originaux

Au-delà de ces trois ensembles principaux, la carte de la figure 4 fait apparaître également deux milieux très atypiques marqués par un **resserrement très net du spectre bioclimatique**

[11] Les sols de cette partie orientale de la Basse-Normandie se sont développés sur les couches sédimentaires relevant du Bassin parisien.

vers l'hyperhumide (marais) **et vers le sec** (dunes et falaises littorales). Il ne s'agit plus ici « d'îlots » liés essentiellement à des contextes géographiques locaux très singuliers (cf. marais de Bellengreville et escarpements xériques de Suisse Normande évoqués précédemment) mais véritablement d'entités biogéographiques cartographiables à échelle moyenne.

2.2.1. Les secteurs de marais : forte dominance de bioclimats « hyper-humides ».

Paradoxalement, le volume local des précipitations n'est pas un facteur déterminant[12]. La formation de dépressions marécageuses et de tourbières est ici en relation directe avec la durée des **submersions liées à la proximité des nappes d'eau souterraines et/ou à la concentration de cours d'eau dans des secteurs topographiquement déprimés**. Ainsi, la plupart des basses vallées des grands cours d'eau bas-normands qui se jettent dans la Manche présente ce type de paysages. Le principal ensemble bioclimatique « hyper-humide » est constitué par les Marais du Seuil du Cotentin et du Bessin[13], lieu de confluence de la quasi-totalité des rivières du Cotentin, du Centre-Manche, du Bessin et du Pré-Bocage.

Ces conditions concourent à un développement quasi exclusif d'une végétation hygrophile à aquatique. 65 % de la flore des marais du Cotentin - mais également de la Dives, de la Touques, de la Sée et de la Sélune - se retrouvent dans les catégories hygrophile et amphibie, 35 % en mésophile (absence de mésoxérophiles et de xérophiles).

2.2.2. Les secteurs de dunes et de falaises du littoral : forte dominance de bioclimats « secs ».

Là, le climat est certes légèrement moins arrosé et plus ensoleillé que dans l'arrière pays immédiat (Escourrou, 1978), mais pas dans des proportions suffisantes pour expliquer la très nette dominance de plantes xérophiles (63%) et mésoxérophiles (19%).

C'est le cas essentiellement dans les massifs dunaires (dunes mobiles, blanches) grâce à l'infiltration rapide des eaux dans les sables, ce qui favorise l'assèchement et l'échauffement du biotope ; mais aussi sur les versants des falaises mortes où le vent active l'évapotranspiration et participe ainsi au développement de landes sèches (Bourlet, 1980 ; Petit-Berghem, 1996, 2003). Sur le littoral, l'action desséchante du vent se traduit également par une déformation systématique des végétaux, ou *anémomorphoses* (Bournérias, Pomérol et Turquier, 1984). Le port dissymétrique « en drapeau » indique alors la direction du *vent biologiquement efficace*, pas nécessairement en accord avec la direction du vent dominant (Cantat, Savouret et Brunet, 2008).

Conclusion

L'analyse de la répartition des plantes effectuée d'après les travaux de Michel Provost nous a permis d'identifier et de spatialiser directement, de façon synthétique et rapide, les principales aires bioclimatiques bas-normandes. La cartographie ainsi obtenue est, sans surprise, en accord dans ses grandes lignes avec la géographie des précipitations qui constituent le principal paramètre de différenciation spatiale du climat de cette région. On retrouve ainsi une organisation transversale des bioclimats, particulièrement « humides » sur la partie occidentale et les hauteurs orientales de la région, contrastant avec une médiane aux conditions beaucoup plus « tempérées », associant des nuances « sub-humides » et « sub-sèches », en fonction du degré d'intensité de l'effet d'abri.

[12] Dans les basses vallées occupées par des marais (Cotentin, Sélune, Sée, Dives et Touques), l'altitude proche du niveau de base et l'encadrement par des hauteurs entraînent une pluviométrie peu abondante (autour de 800 mm/an en général).

[13] Ces marais occupent la partie aval d'un vaste hydrosystème (plus de 3500 Km²), bassin effondré ouvert sur la Baie des Veys (Cador, 2005).

Cependant, à cette échelle de travail, apparaissent également des milieux originaux où l'entrée climatique n'explique plus à elle seule le type de végétation rencontrée. Ici, des particularités géographiques entraînent sur des étendues significatives le développement de formations végétales dont la présence peut paraître paradoxale dans le contexte tempéré propre aux latitudes moyennes. Il s'agit notamment des vastes marais et des tourbières, milieux « baignant » littéralement dans l'eau car localisés proche du niveau de base (basses vallées des cours d'eau) et dans des dépressions mal drainées, révélateurs d'un bioclimat « hyper-humide ». A l'opposé, la mise en évidence d'une végétation xérophile dans les massifs dunaires et les landes littorales témoignent *de facto* du bioclimat « sec » de certaines portions côtières bas-normandes.

Au total, la diversité bioclimatique en Basse-Normandie traduit donc l'action conjointe des nuances locales du climat − ici pluviométriques − et des conditions édaphiques, elles mêmes dépendantes du contexte géologique, géomorphologique et topographique de chaque secteur. Bien entendu, cette cartographie régionale masque à échelle plus fine une diversité bien plus grande encore, comme il l'a été précédemment énoncé avec l'exemple d'espèces à affinités méditerranéennes au cœur des collines fraîches et très arrosées de Normandie. Mais ne s'agit-il pas plus dans ces cas de « microbioclimats » tant le rôle du dispositif pédo-topographique prime sur l'influence directe des entrées climatiques d'échelle régionale et même locale ?

Bibliographie

BOURLET Y., 1980 – Les landes de Bretagne septentrionales, étude de biogéographie végétale. *Norois*, n° 107, pp. 417-432

BOUNERIAS M., POMEROL CH., TURQUIER Y., 1984 − *La Manche du Havre à Avranches.* Guide naturaliste des côtes de France. Paris-Neuchâtel, Delachaux-Niestlé, 265 p.

BRUNET L., 1998 – *Approches biogéographiques, écologiques et biogéographiques de quelques observations naturalistes.* Université de Caen Basse-Normandie, Mémoire Géophen, 111 p.

BRUNET P., 2001 − *Inventaire régional des Paysages de Basse-Normandie*, DIREN, Conseil Régional de Basse-Normandie, 871 p.

CADOR JM., 1993 – *Eléments d'une géographie de l'eau en Basse-Normandie*. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, chapitre II « les ressources potentielles », pp. 97-148.

CADOR JM., 2005 – Les Pays hydrologiques de Basse-Normadie. *Actes des Journées Hydrosystèmes normands.* CNFG, Commission « Hydrosystèmes continentaux », Caen, pp. 1-21.

CANTAT O., 2005 : Normandie : terre de contrastes. Conséquences hydrologiques et environnementales d'un climat tempéré mais pas sans contrastes… *Journées Hydrosystèmes normands.* CNFG, Commission « Hydrosystèmes continentaux », pp. 22-42.

CANTAT O., 2006 − Les caprices du climat normand. La variabilité des températures et ses conséquences dans une région 'tempérée' non dénuée d'excès… *Actes des Journées de Climatologie de la Commission Climat et société : l'apport des géographes-climatologues,* Nice, pp. 89-110.

CANTAT O., COCHARD PO, 1998 – Topoclimats et refus biogéographiques thermoxérophiles : le cas des escarpements rocheux de la Suisse Normande. *Bulletin de l'AGF*, 1998-3, « Relief, sol, eau, homme », pp. 324-331

CANTAT O., BRUNET L., 2001 – Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, n° 622, pp. 579-596.

CANTAT O., BRUNET L., 2003 – L'originalité bioclimatique de l'escarpement rocheux de Rouvrou (Suisse Normande). *Sécheresse,* n°1, vol 14, pp. 15-21

CANTAT O., BRUNET L., COCHARD PO. 2003 – Un petit air de Méditerranée au cœur de la Normandie, réflexions sur le rôle des facteurs géographiques en climatologie d'échelle fine. *Actes du colloque de l'AIC*, Besançon, pp. 49-56.

CANTAT O., SAVOURET E., BRUNET L., 2008 : Des anémomorphoses végétales à contresens des vents dominants : de l'interprétation délicate d'un marqueur biologique. *Actes de l'Association Internationale de Climatologie*, colloque international de Montpellier « Climat et risques climatiques », vol. 21, pp. 165-171.

COCHARD PO., 1996 − *Etude de la répartition passée et actuelle du lézard vert (Lacerta Viridis) dans le département de l'Orne*. Univ Caen : Mémoire Géophen, 105 p.

COCHARD PO., 1997 − *Influence des facteurs géographiques locaux, naturels et anthropiques sur la répartition des espèces thermoxérophiles en Normandie.* Université de Caen basse-Normandie, Mémoire Géophen, 80 p.

DA LAGE A., METAILIE G., 2000 : *Dictionnaire de Biogéographie végétale.* CNRS Editions, Paris, 579 p.

DUBREUIL V., 1994 : La sécheresse dans la France de l'ouest : étude d'après les bilans hydriques et les données du satellite NOAA-AVHRR. Université de Rennes 2, 381 p. + annexes.

ESCOURROU G. : *Climats et types de temps en Normandie.* Thèse de Doctorat d'Etat, Paris : Champion, 1978 ; 1081 + 525 p.

FAO-UNESCO, 1962 : *Carte bioclimatique de la zone méditerranéenne*, Paris

ELHAÏ H., 1963 : *La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude géomorphologique.* Thèse, Paris, 625 p.

HUETZ DE LEMPS A, 1970 : *La végétation de la Terre.* Paris, Masson, 144 p.

HOUZARD G, 1995 : *Atlas de l'agriculture normande*, Presses de l'Université de Caen, Cahiers du CERVIR, n°19, 160 p.

LECOINTE A., PROVOST M., 1988 − *Etude de la végétation du Mont-Pinçon (Calvados).* Thèses, *Mém Soc Linnéenne de Normandie*, Nouvelle Série, Section botanique, Vol 3, 218p.

LIVORY A., 1998 − Des précisions sur la distribution de la Decticelle des alpages. *L'Agriope,* n°20, pp. 37-38.

PETIT-BERGHEM Y., 1996 − *Étude de la dynamique des milieux forestiers du littoral du Nord de la France*, Thèse de doctorat, Univ. des Sciences et Technologies de Lille, 473 p.

PETIT-BERGHEM Y., 2003 – Le déterminisme des landes atlantiques : quelle réalité ? *Cybergeo*, *Politique, Culture et représentation*, article 240, mis en ligne le 27 juin 2003.

PROVOST M., 1993 – *Atlas de répartition des plantes vasculaires de Basse-Normandie*, Presses de l'Université de Caen, Cahiers du CERVIR, n° 17, 570 p.

PROVOST M., 1998 – *La flore vasculaire de Basse-Normandie*, Presses de l'Université de Caen, cd rom.

TRZPIT JP., 1970 : Atlas de Normandie, *Article de présentation du climat normand.* Caen : Assoc. pour l'Atlas de Normandie, 1970 ; 3 planches (texte et cartes sur le climat).

TRZPIT JP., 1978 : La sécheresse en Basse-Normandie ; calamité accidentelle ou mal récurrent ? *Etudes Normandes,* n°1-2, pp. 55-74.

TRZPIT JP., 1996 : Gens de Basse-Normandie : et si l'eau vous était comptée ? *Norois*, n°16, pp. 9-22

TRZPIT JP., 1999 : Le vent, une composante fondamentale de l'environnement en milieu littoral : l'exemple du littoral normand. Caen, *Doc. MRSH*, 10, pp. 59-70.

VIGNEAU JP., 1997 : Le climat océanisé de la façade atlantique médiane de l'Europe. *Le climat, l'Eau et les Hommes*, ouvrage en l'honneur de Jean Mounier

PUBLICATION N°11

CANTAT O., BRUNET L., 2003 : **L'originalité bioclimatique de l'escarpement rocheux de Rouvrou (« Suisse Normande », France).**

Sécheresse, Science et Changements planétaires, n° 1, vol. 14, janvier-février-mars, pp. 15-21.

SECHERESSE

Rubrique ?
Sécheresse 2003 ; 14 (1) : 1–7

L'originalité bioclimatique de l'escarpement rocheux de Rouvrou (« Suisse normande », France)

Olivier Cantat[1]
Laurent Brunet[2]

[1] Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex, France.
Laboratoire Géophen, UMR-LETG-6554 – CNRS
<E-mail : cantat@geo.unicaen.fr>
[2] ? ?
Société Environnement Votre
76000 Rouen

Résumé

En Suisse normande, secteur bocager connu pour sa pluviosité et sa fraîcheur, certains escarpements rocheux sont paradoxalement peuplés par des espèces végétales et animales thermoxérophiles (genévrier), voire sub-méditerranéennes (lézard vert, criquet de Barbarie). L'originalité de ces cortèges floristiques et faunistiques traduit, en grande partie, l'existence à échelle très fine d'un biotope atypique – lié à la combinaison de facteurs géographiques régionaux, locaux et stationnels – susceptibles de créer une ambiance plus chaude et plus sèche nécessaire au maintien de ces espèces en Normandie. Ce secteur bénéficie d'une continentalisation des conditions atmosphériques liée à un double effet d'abri d'échelle sub-régionale (sous le vent des collines de Normandie) et locale (position de vallée), occasionnant moins d'humidité, et surtout plus de soleil et de chaleur durant la journée. Mais ces meilleures conditions locales ne sont pas suffisantes pour répondre aux exigences thermiques et xériques de ces espèces, sans quoi on observerait une répartition plus large de ces populations dont la présence reste ici très localisée. La « méridionalisation » indispensable du biotope s'opère sur certains escarpements, à l'échelle stationnelle, grâce aux particularités du dispositif pédo-topographique : l'exposition sud, la pente, les sols maigres et sombres amplifient l'assèchement et la surchauffe diurne de l'interface sol-air, offrant dès lors un « cadre de vie » possible pour ces espèces en dehors de leur aire principale de répartition.

Mots clés :

Summary

The bioclimatic originality of Rouvrou's rocky escarpment "Suisse Normande", France)

In spite of a cool and moist climate, some rocky escarpments of Suisse Normande present animals and plants which have thermophilous (juniper) and even sub-mediterranean affinities (green lizard, locust of barbary). These bio-indicators materialize very peculiar biotopes. The originality of these floristic and faunic suite is explained by local factors (topography, exposition, soil, vegetation) which make up for regional climatic condition and which offer an unexpected biogeographic refuge to these thermophilous and sub-mediterranean species. This area has the advantage of a continentalization of the atmospheric conditions because of a double shelter effect: sub-regional scale (under the wind of the Normandy hills) and local (valley). These facts induce less moisture and also more sunniness and warmth. But these better conditions are not enough for thermous and xerous demands, otherwise we would observe a wider distribution of these species which remain very localized and divided. The indispensable "southernalization" of the biotope for the life of these species outside their main distribution area occurs at stational scale, on certain escarpments, thanks to the particularity of the pedo-topographic system: southern exposition, slope, thin and dark soils amplify diurnal dryness and overheating at the soil-air interface. These factors offer thus compatible living conditions for these species outside their main distribution area.

Key-words:

En Normandie, la présence d'espèces thermoxérophiles (littéralement qui »aiment » la chaleur et la sécheresse) est particulièrement surprenante dans une région « réputée » pour sa fraîcheur et sa pluviosité. À partir de cette anomalie biogéographique, l'objet de cet article est de mieux connaître la climatologie effective à l'intérieur d'un secteur dont la diversité des conditions atmosphériques n'est que partiellement perçue par les stations de Météo France.

Problématique climatique et biogéographique

La Normandie appartient au climat océanisé de la façade atlantique médiane européenne [1], domaine globalement marqué par la fraîcheur des températures et une pluviométrie notable. À l'échelle régionale, en fonction principalement du relief, de l'exposition et de la provenance des masses d'air, il se produit une dégradation plus ou moins marquée des influences maritimes [2-4]. De nombreuses études ont mis ainsi en évidence la diversité spatiale et temporelle du climat normand, en accord avec les multiples combinaisons possibles entre les grandes unités paysagères et la variabilité des situations atmosphériques [5-9]. À conditions équivalentes de sol, la diversité biogéographique est assurée par des nuances climatiques liées pour l'essentiel à la topographie. À une échelle plus fine, l'observation met en évidence de véritables anomalies biogéographiques, c'est-à-dire la présence d'espèces en dehors de leur aire théorique de répartition. La survie de ces espèces dépend alors, en partie, de l'établissement de climats locaux (topoclimats et microclimats) très différents des conditions moyennes régionales qui ne peuvent pas, *a priori*, répondre à leurs exigences spécifiques en eau et en énergie. Des mesures expérimentales *in situ* permettent de quantifier l'originalité climatique de ces espaces marginaux non perceptibles par le réseau de Météo France dont ce n'est pas la vocation première.
Ainsi, en relation avec la diversité topographique et climatique locale, certains secteurs de Normandie constituent des terrains d'études remarquables pour le biogéographe car on y observe une diversité des biomes encore bien supérieure à celle présupposée par les seules cartes climatiques établies à l'échelle régionale. Tel est le cas pour la « Suisse normande ».

La Suisse normande : un « pays » de contrastes topographiques et climatiques

La complexité topographique de la Suisse normande trouve son origine dans la géologie (contact bassin sédimentaire-massif ancien), la tectonique récente (fort soulèvement au Plio Quaternaire) et l'érosion. La combinaison de ces éléments a façonné un milieu aux multiples facettes : « L'allure impressionnante des gorges de l'Orne, dans les granites ou les grès, donne à cette région un petit air de montagne » [10]. Ce sont les écrivains voyageurs du XIXe siècle, impressionnés par les formes de relief évoquant des paysages de montagne, qui ont donné le nom de « Suisse normande » à ce secteur du Bocage [11].

D'un point de vue climatique, la Suisse normande appartient à la frange nord de la subdivision « *contrastée du bocage* », espace collinaire s'étendant du Bocage virois au nord du Perche *(figure 1)*. Les hauteurs qui constituent l'essentiel de ce « pays » apparaissent très pluvieuses (1 000 à 1 200 mm/an) et fraîches (8 à 9 °C de moyenne annuelle). En revanche, il semblerait que les vallées soient beaucoup moins arrosées et plus tièdes, mais il n'existe pas de stations météorologiques précisément dans ces sites pour valider ces hypothèses.

Les caractères biogéographiques très singuliers de la Suisse normande

Au-delà de certaines espèces répandues, nombre d'autres sont en revanche inféodées à un type particulier de biotopes. La notion d'espèces indicatrices est souvent utilisée pour caractériser les particularités de ces sites atypiques. « L'espèce devient alors un descripteur de l'état du système

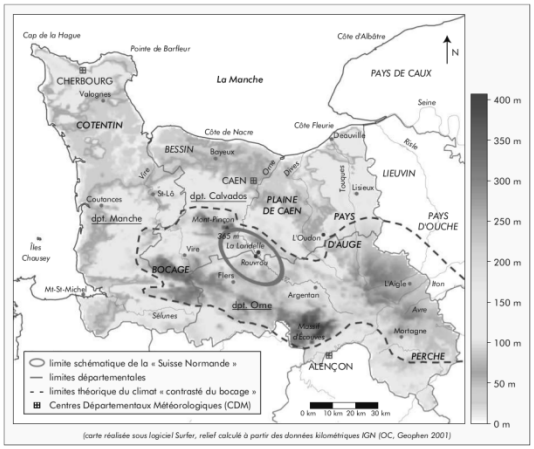


Figure 1. *Localisation et caractères géographiques principaux de la « Suisse normande » en Basse Normandie.*

écologique étudié, un témoin des caractéristiques environnementales qui lui permettent de vivre et de se multiplier, un bio-indicateur » [12]. Dans ce secteur bocager, la multiplicité des combinaisons naturelles (altitude, exposition, pente, nature des sols, etc.) est donc à l'origine d'une grande biodiversité [13], en relation avec un climat où l'échelle locale prend souvent le pas sur l'échelle régionale. « Les nuances d'un lieu à un autre sont telles qu'il n'est guère possible d'uniformiser des observations à quelques kilomètres d'intervalle », observait Gisèle Escourrou dans sa thèse consacrée au climat normand [3]. Dans les conditions les plus sévères (pluviosité, fraîcheur, vent, etc.), on observe des espèces révélatrices d'ambiances type basse montagne [14], comme par exemple la decticelle des alpages (*Metrioptera saussuriana*) au Mont-Pinçon [15, 16]. Ces hautes terres contrastent fortement avec les vallées à la remarquable précocité végétative, comme en témoigne par exemple la carte de mise à fleur des pommiers en Normandie [3].

Un « petit air » de Méditerranée en plein cœur d'un domaine océanique tempéré

À une vingtaine de kilomètres seulement au sud-est du Mont-Pinçon, une partie de l'escarpement de Rouvrou propose un milieu thermoxérique *(figure 2)*. Le long du versant sud, un inventaire phytogéographique a mis en évidence quatre ensembles distincts aux préférences écologiques contrastées *(figure 3)*. L'opposition est particulièrement nette entre le bord de la rivière Rouvre (affluent de l'Orne), humide et frais (saulaie-aulnaie, alliance de l'*alnion-glutinosae*) et la zone de bruyère sèche sur l'escarpement siliceux (alliance de l'*Ulici-Ericion cinereae*). Là, apparaissent en majorité des plantes thermoxérophiles telles que le genévrier (*Juniperis communis*), la spergule printanière (*Spergula morisonii*), voire méditerranéennes au sens large comme le catapode des rochers (*Umbilicus rupestris*). Les spectres de préférences écologiques pour les plantes vasculaires illustrent ces contrastes : sur l'escarpement, le taux de xérophiles atteint 63 %, contre 0 % le long de la Rouvre où, à l'opposé, les hygrophiles sont fortement présentes (43 %). Le caractère très singulier de cet escarpement est confirmé par la présence sur sa partie rocheuse d'espèces animales sub-méditerranéennes telles que le lézard vert (*Lacerta viridis*) ou le criquet de Barbarie (caloptène ochracé, *Calliptamus barbarus*) [16-18].

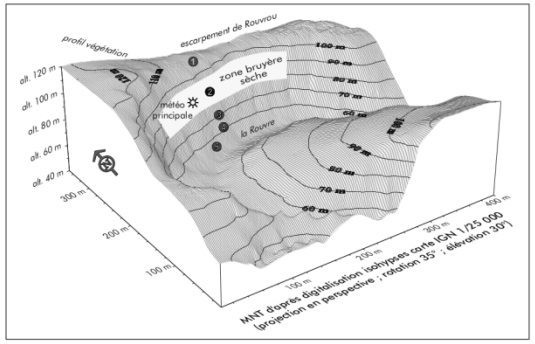


Figure 2. *Topographie du site de Rouvrou : position de la toposéquence étudiée.*

Hypothèses et moyens d'analyse

La présence d'espèces thermoxérophiles en Normandie suppose l'existence d'un secteur moins humide et surtout plus ensoleillé et plus chaud durant la « belle saison » que ne le laissent paraître les moyennes régionales de « référence ». En effet, pour mener à bien leur cycle de développement, ces végétaux et animaux doivent surtout être soumis à un certain cumul de chaleur et selon un certain rythme (thermopériodisme). Pour le lézard vert, par exemple, le facteur le plus limitant à la survie de l'espèce n'est pas le froid hivernal mais la chaleur estivale nécessaire à l'incubation de ses œufs [19]. Une caractérisation climatique du secteur s'impose. En l'absence de postes de mesures sur les sites d'observation, des campagnes expérimentales serviront de références. Il s'agira dans un premier temps de connaître le climat de la subdivision « vallée » du climat « contrasté du bocage ». Ensuite, comme ces bio-indicateurs ne sont pas présents dans tout l'espace des vallées de la Suisse normande [20], il faudra déterminer les facteurs géographiques locaux et stationnels qui amplifient l'assèchement et la surchauffe diurnes de l'interface sol-air, offrant dès lors un « cadre de vie » acceptable pour ces espèces en dehors de leur aire théorique de répartition.

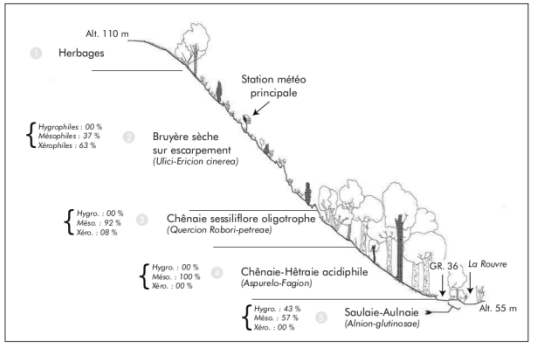


Figure 3. *Profil de la végétation : types de formations végétales et spectres de préférences écologiques (pour les plantes vasculaires).*

Des contraintes métrologiques et géographiques à respecter

• Détermination des caractères climatiques généraux du secteur

Pour disposer de données fiables et représentatives à l'échelle sub-régionale, la mise en place d'une station météorologique doit respecter les normes définies par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) : utilisation d'un matériel homologué par Météo France et choix d'un site respectant les contraintes d'implantation d'un poste officiel (surface plane, dégagée et engazonnée). Concrètement, une station automatique Pulsonic a fonctionné en continu d'avril à décembre 1997, à La Landelle, vallon herbeux situé à 1,5 kilomètre au nord-est de l'escarpement de Rouvrou. Durant cette période, la diversité des types de temps a permis d'extrapoler nos observations et de définir, dans ses grandes lignes, les principaux caractères climatiques « moyens » des vallées de Suisse normande [21].

• Détermination des caractères climatiques locaux et stationnels

Pour compléter cette approche « normalisée » et caractériser les conditions réelles supportées par les végétaux et les animaux, nous avons réalisé des mesures directement sur l'escarpement durant plusieurs semaines consécutives entre 1995 et 2001. L'étude s'est principalement attachée aux caractères thermiques du site, selon la position sur le versant (haut/bas, adret/ubac) et à plusieurs niveaux par rapport au sol (– 5, + 10 et + 180 cm). Le semestre « chaud » (avril-septembre) a retenu plus particulièrement notre attention car c'est durant cette période que la flore et la faune thermoxérophiles bénéficient des conditions climatiques nécessaires à leur maintien. Le gel pendant la « mauvaise saison » (octobre-mars) ne constitue pas ici un facteur limitant pour la survie de ces espèces.

Tableau I. Fréquence des types de temps anticycloniques en Normandie (moyenne 1951-1970, d'après Escourrou [3])

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
%	21	25	27	29	26	30	33	25	24	29	19	20

Résultats et discussion

Continentalisation » du climat des vallées de la Suisse normande

L'étude des précipitations et des températures sur le site de La Landelle, comparativement à toutes les stations du réseau de Météo France de Basse-Normandie, a mis en évidence la continentalisation des vallées de la Suisse normande [21]. Faits majeurs pour les espèces thermoxérophiles, par rapport aux hauteurs voisines, la réduction de la pluviométrie annuelle serait de l'ordre de 30 à 40 % et le gain thermique de 2 à 3 °C sur les températures maximales. Un double effet d'abri aérologique explique cette particularité climatique :

-
abri d'échelle sub-régionale, par effet de « fœhn » sous le vent des collines de Normandie : ce secteur profite de l'effet d'écran dû au relief et de la légère subsidence de l'air après le passage des flux pluvieux au-dessus des hauteurs du bocage virois (sud-ouest) ou du pré-bocage (nord-ouest) ;

-
abri d'échelle locale : le site de fond de vallée accroît la continentalisation grâce au plus fort confinement de la masse d'air (surtout sensible sur les températures extrêmes par temps clairs et calmes : maxima plus chauds, minima plus froids).

Les contrastes de température sont plus marqués durant l'été, grâce à un éclairement plus puissant (soleil plus haut et jour plus long) et une fréquence plus importante des temps clairs et calmes propices à l'expression des facteurs géographiques locaux *(tableau I)*.

L'originalité climatique des vallées (matérialisée par La Landelle) apparaît par comparaison avec les stations de Pierrefite-en-Cinglais (177 m) et du Gast (337 m) qui sont, elles, représentatives des collines moyennes ou massives qui constituent le Bocage normand *(tableau II)*.

Pour les températures maximales qui intéressent plus spécialement les thermophiles, l'excédent moyen des vallées oscille entre 1,6 et 3,4 °C, soit des valeurs nettement supérieures au gradient thermique vertical moyen de 0,6 °C par 100 mètres (qui induirait un écart de seulement 0,5 à 1,5 °C). Cet effet de site marqué est présent quel que soit le type de temps : la « surchauffe » moyenne varie de 2,6 °C par ciel couvert à 3,6 °C par temps clair comparativement au Gast. Inversement, lors des nuits claires et calmes, cette configuration topographique occasionne des inversions thermiques marquées pouvant atteindre 5 à 8 °C. Pour la pluviométrie, le déficit est particulièrement prononcé avec les hautes collines où se conjuguent l'ascendance orographique et l'exposition plus nette aux flux pluvieux (réduction de l'ordre de 40 % du cumul et du nombre de jours de pluie).

Mais ces « meilleures » conditions subrégionales ne sont pas suffisantes pour répondre aux exigences thermiques et xériques des espèces thermoxérophiles, sans quoi on observerait une répartition plus large dans les vallées de ces populations dont la présence reste limitée à des sites bien particuliers. Une approche à l'échelle stationnelle permet alors de mieux comprendre les facteurs et processus climatiques à l'origine de ces biotopes très atypiques dans notre région.

» Méridionalisation » du climat sur l'escarpement de Rouvrou

Dans le fond de vallée de la Rouvre les conditions climatiques sont très voisines de

Tableau II. Précipitations et températures sous abri en « Suisse normande » (en °C) entre mai et août 1997.

Caractéristiques		Précipitations (mm) mai-août 1997		T° moyenne mai-août 1997 (972 kJ/cm²/jour)		15 jours les plus ensoleillés (1501 kJ/cm²/jour)		15 jours les plus couverts (457 kJ/cm²/jour)	
Stations	Alt.	P (mm)	Nb jours P	T mini	T maxi	T mini	T maxi	T mini	T maxi
La Landelle	**75 m**	**258,5**	**48**	**11,0**	**22,5**	**7,3**	**23,3**	**13,0**	**19,0**
Pierrefite	177 m	372,2	64	11,3	20,9	8,4	21,3	12,7	17,9
Le Gast	337 m	426,8	77	11,2	19,1	9,0	19,7	11,3	16,4
Ecart Landelle/Pierrefite		– 30,5 %	– 25 %	– 0,3	+ 1,6	– 1,1	+ 2,0	+ 0,3	+ 1,1
Ecart Landelle/Le Gast		**– 39,4 %**	**– 37,7 %**	**– 0,2**	**+ 3,4**	**– 1,7**	**+ 3,6**	**+ 1,7**	**+ 2,6**

celles observées à La Landelle. La différenciation climatique s'opère le long de l'escarpement, les contrastes apparaissant particulièrement marqués sur les températures à l'interface sol-air.

• Analyse des précipitations

Les mesures pluviométriques effectuées sur le site même de Rouvrou ne montrent pas de différences significatives avec La Landelle, les deux sites bénéficiant globalement de plus faibles précipitations en raison d'un même effet d'abri. À cette échelle, la xéricité remarquable de certains biotopes n'est donc pas liée uniquement à des origines atmosphériques. La prise en compte des caractères géologiques, topographiques et édaphiques fournit une explication plus pertinente à cet assèchement local de l'interface air-sol : la présence d'une roche imperméable (schistes), de sols maigres ou inexistants et d'une forte pente (45°) limitent l'imprégnation et favorisent l'évacuation rapide des eaux de pluie vers le bas du versant. Moins d'énergie étant consommée pour l'évaporation, l'échauffement est de ce fait plus rapide et plus fort sur l'escarpement, ce qui accroît son assèchement. Il s'agit en quelque sorte d'une rétroaction positive dans le système formé par le sol, l'air et le climat.

• Analyse de la température de l'air sous abri

Quel que soit le type de temps, la zone de bruyère sèche est apparue plus chaude que le fond de vallée de la Rouvre. Un *topoclimat chaud* apparaît donc à l'intérieur d'une variante subrégionale elle-même plus chaude que le domaine plus large auquel elle appartient (climat « contrasté du bocage »). Par temps clair, en fin d'après-midi, la surchauffe sur l'escarpement atteint souvent 2 °C par rapport au fond de vallée, soit un excédent temporaire de 4 à 5 °C comparativement aux stations situées sur les hauteurs voisines !

Nos propos seront illustrés par les observations enregistrées entre le 15 et le 17 juin 2000 *(figure 4)*, période de trois jours consécutifs où se sont succédé les deux principaux types de temps représentatifs à cette saison : un épisode doux et nuageux (mais lumineux) et un épisode de temps clair et chaud. Les différences de température entre l'ubac et le long de l'adret s'expliquent par le changement des conditions d'éclairement, lié à l'exposition et à la couverture végétale qui imposent une modification continuelle du bilan radiatif, et donc du bilan thermique *(encadré 1)*. Pendant ces trois journées, la durée pendant laquelle la température a dépassé 26 °C s'est établie à 16,4 % sur l'escarpement, contre 11,5 % près de la Rouvre et 0 % sur l'ubac et les hautes collines environnantes.

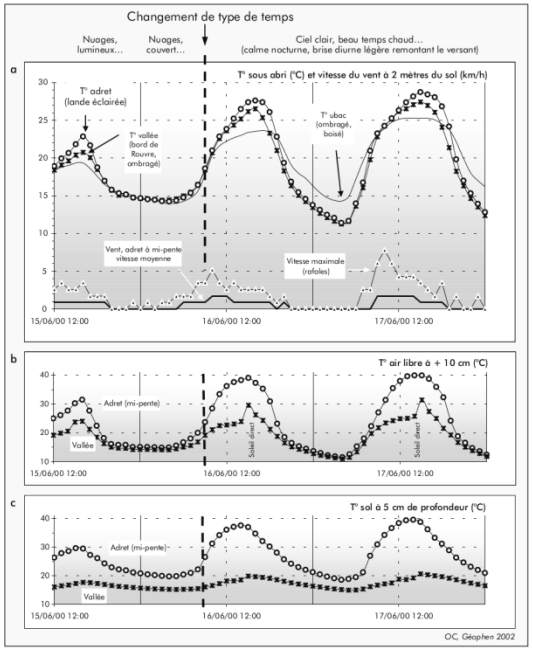


Figure 4. *Températures et vent le long de l'escarpement de Rouvrou (15-17 juin 2000).*

Encadré 1

Par temps nuageux, l'homogénéisation des conditions radiatives réduit les écarts de température sur l'ensemble du site. Cependant, de jour, l'adret se singularise quand même par une surchauffe notable liée à l'absorption du rayonnement solaire diffusé par les nuages et sa transformation en chaleur sensible (couleur sombre de la roche, sécheresse du milieu et concentration des rayons due à la topographie en forme d'amphithéâtre exposé au sud). En milieu d'après-midi, avec 23 °C, l'adret est 2 °C plus chaud que le fond de vallée (21 °C), lui-même 1,5° plus chaud que l'ubac (19,5 °C) resté à l'ombre. Dans la soirée, avec le coucher du soleil, les trois courbes se confondent et oscillent entre 14 et 15 °C.

Par temps clair, des contrastes thermiques marqués apparaissent et tendent principalement à isoler l'ubac de l'adret nettement plus chaud de jour (5 °C de plus vers 15 heures) et plus frais la nuit (3 °C de moins vers 4 heures du matin). Du début d'après-midi jusqu'en soirée, le fond de vallée en partie ombragé apparaît moins chaud que l'adret. La différence est sensible entre 17 et 20 heures jusqu'à 3 °C d'écart quand le soleil couchant n'atteint plus les bords de la Rouvre mais éclaire encore le versant.

• Analyse de la température à l'interface sol-air

Pour évaluer le potentiel climatique d'un biotope, le biogéographe « doit compléter l'étude des conditions climatiques générales et locales par une analyse très précise des microclimats » [22]. Les températures à l'interface sol-air sont encore plus significatives des différences stationnelles et permettent de mieux comprendre la présence d'espèces thermoxérophiles sur notre escarpement. En raison du confinement de l'air près du sol, les êtres vivants subissent des variations thermiques bien plus importantes que ne l'indiquent les relevés « sous abri » (l'effet de frein de la végétation et la rugosité du sol réduisent le brassage de l'air et favorisent l'établissement au contact du sol d'une couche microclimatique très influencée par la température du sol).

• La température à + 10 cm exprime l'importante surchauffe diurne au-dessus du sol *(figure 4b)*. L'adret présente fréquemment des températures supérieures à 40 °C en début d'après-midi, en raison du caractère dégagé du site et d'un substratum qui absorbe facilement le rayonnement solaire (conversion quasi totale de l'énergie radiative en chaleur sensible). Mais cette chaleur « pelliculaire » disparaît rapidement lorsque le soleil décline au-dessus de l'horizon (perte supérieure à 20 °C entre 15 et 20 heures). Les facteurs et processus à l'origine de cette évolution thermique sont précisés dans l'*encadré 2*. Dans le fond de vallée, l'échauffement diurne est limité par l'ombrage et l'humidité ambiante : la température a + 10 cm est de ce fait sensiblement la même que celle observée sous abri. Cependant, entre 15 et 16 heures notre site bénéficie de soleil direct, ce qui occasionne temporairement un « pic » de chaleur (gain de l'ordre de 5 °C). Cet exemple illustre le rôle de la densité et de la géométrie du couvert végétal, en association avec l'exposition du site et la position du soleil. Des « effets de clairière » peuvent expliquer la variété des espèces rencontrées dans un espace supposé homogène thermiquement.

• La température à 5 cm dans le sol met également en évidence l'intensité de la surchauffe diurne sur l'*adret*, comparativement au fond de vallée herbeux et ombragé beaucoup plus frais, à évolution lente et régulière *(figure 4c)*. Sur les bords de la Rouvre, la température dans le sol fluctue peu entre la nuit et le jour, de 15 à 20 °C. Le « pic » de chaleur par rayonnement direct est totalement amorti dès cette faible profondeur. La situation est très différente sur l'adret où le moindre rayon solaire, même diffus, est converti en chaleur (jusqu'à 40 °C en début d'après midi par temps clair). Le sol sec, peu épais et de couleur sombre explique cet échauffement rapide et intense très favorable aux espèces thermoxérophiles (sur la roche, des mesures de « contact » ont révélé des valeurs supérieures à 50 °C). Lorsque le soleil décline, la température chute moins rapidement que dans l'air libre et ne descend pas en dessous de 20 °C. La durée limitée de la phase nocturne à cette saison, et l'inertie du sol, même faible, permettent de conserver une bonne partie des apports calorifiques solaires si importants pour les thermophiles.

Ainsi, l'association des facteurs topographiques et édaphiques explique l'établissement des topoclimats et microclimats de l'escarpement de Rouvrou. Les données régionales de référence ne peuvent pas prendre en compte une partie des configurations climatiques possibles et parfois décisives pour l'implantation et le maintien d'espèces thermoxérophiles en Normandie. Pour appréhender la part du climat dans la présence de ces biotopes singuliers, il apparaît donc indispensable de travailler :

– sur une maille géographique fine, « sous abri » et dans des conditions normalisées pour définir l'originalité climatique d'un site (en comparant avec les références régionales), et au niveau de l'interface sol-air où se développe la vie ;

– sur un pas de temps court, de l'ordre de l'heure, pour faire apparaître notamment les thermopériodes (le cumul de chaleur est inaccessible à partir des seules valeurs minimales et maximales journalières communément utilisées en biogéographie).

Encadré 2

En matinée, la surchauffe des schistes tachetés (sombres) de l'escarpement occasionne la formation d'une mince couche chaude et le détachement cyclique de « bulles » d'air chaud dans l'air encore frais. Ce gradient vertical dans les très basses couches engendre une certaine turbulence et l'établissement progressif d'une brise montante (voir les pics de vitesse maximale du vent sur la *figure 4a*) ; après midi, le flux montant devient plus lent et régulier, avant de s'éteindre presque totalement à la nuit tombée quand les températures sont temporairement quasi identiques sur tout le secteur. La nuit, un écoulement en sens inverse s'établit alors, l'air frais plus dense formé le long de la pente descendant par gravité vers la Rouvre. Ce phénomène est difficilement perceptible par l'anémomètre placé à 2 mètres au-dessus du sol, mais il se matérialise par le mouvement très lent de diverses particules en suspension (pollens, poussières, etc.). Une inversion thermique s'établit alors souvent dans le fond de la vallée.

Conclusion

L'exemple de l'escarpement de Rouvrou a confirmé l'existence pressentie de facteurs locaux pouvant compenser les conditions climatiques d'échelle régionale et offrir dès lors un cadre de vie possible pour des espèces thermoxérophiles en Normandie. À échelle fine, le dispositif pédo-topographique est apparu essentiel pour expliquer l'excédent thermique et l'assèchement du milieu indispensables à ces espèces. Plus généralement, la compréhension de l'originalité biogéographique d'un secteur trouve une réponse dans une approche systémique du site concerné, indissociable de la connaissance de l'espace géographique. La complexité du système provient des interrelations à « géométrie variable » qui se produisent entre le sol, les plantes et l'atmosphère dont le comportement est très fluctuant sous nos latitudes. Au terme de cette étude, le climat apparaît donc comme un élément structurant de l'espace géographique mais aussi dépendant de celui-ci. La mesure expérimentale *in situ* permet de visualiser la diversité climatique aux échelles fines et de répondre, en partie, aux interrogations posées par la présence d'espèces en dehors de leur aire principale de répartition. La connaissance du « climat vécu » participe ainsi à une meilleure compréhension de la localisation et du fonctionnement des écosystèmes atypiques. Toutefois, il conviendra de ne pas oublier un paramètre interférant avec l'ordonnancement naturel : l'homme. En dehors des milieux guère accessibles et exploitables comme les escarpements rocheux, l'action anthropique modifie l'ensemble de l'environnement et rompt, entre autres, l'équilibre existant entre le sol, la végétation et le climat. Comme le rappelait Henri Elhaï, « *les paysages biogéographiques sont un compromis entre l'œuvre de la nature et l'action millénaire de l'homme* » [23]

Références

1. Vigneau J.P. Le climat océanisé de la façade atlantique médiane de l'Europe. In : *Le climat, l'Eau et les Hommes*, ouvrage en l'honneur de Jean Mounier. ?? : ??, 1997 : 227-44.

2. Planchon O. La notion d'échelle en climatologie : l'exemple des climats maritimes et côtiers en Europe. *Annales de Géographie* 1998 ; 602 : 363-80.

3. Escourrou G. *Climats et types de temps en Normandie*. Thèse de doctorat d'État. Paris : Champion, 1978 ; 1081 + 525 p.

4. Escourrou G. *Climat et Environnement. Les facteurs locaux du climat.* Paris : Masson, 1981 ; 184 p.

5. Atlas de Normandie *Article de présentation du climat normand*. Caen : Association pour l'Atlas de Normandie, 1970 ; 3 planches (texte et cartes sur le climat).

6. Cantat O. Variabilité et variation climatique en Normandie. *Sécheresse* 1995 ; 6 : 273-9.

7. Cantat O. La variabilité des saisons en Basse-Normandie : description et mécanismes essentiels. *Études Normandes* 1994 ; 3 : 85-100.

8. Trzpit JP. La sécheresse en Basse-Normandie ; calamité accidentelle ou mal récurrent. *Etudes Normandes* 1978 ; 1-2 : 55-74.

9. Trzpit JP. Le vent, une composante fondamentale de l'environnement en milieu littoral : l'exemple du littoral normand. Caen : *Doc. MRSH* (Caen) 1999 ; 10 : 59-70.

10. Battiau-Queney Y. *Le relief de la France. Coupes et croquis.* Paris : Masson géographie, 1993 ; 252 p.

11. Guide du Calvados. Paris : Editions Gallimard, 1996 ; 316 p.

12. Brunel E. Les Dichopodes (Diptères) sont-ils des indicateurs de milieu ? *Patrimoines Naturels* 1992 ; 13 : 71-6.

13. Provost M. *Atlas de répartition des plantes vasculaires de Basse-Normandie.* Caen : Press. Univ. Caen, 1993 ; 90 p., 237 pl.

14. Lecointe A, Provost M. *Étude de la végétation du Mont-Pinçon (Calvados).* Thèses, Mém Soc Linnéenne de Normandie, Nouvelle Série, Section botanique, 1988 ; Vol 3, 218 p.

15. Livory A. Des précisions sur la distribution de la Decticelle des alpages. *L'Agriope,* 1998 ; 20 : 37-8.

16. Brunel L. *Approches biogéographiques, écologiques et climatologiques de quelques observations naturalistes. Exemples en Normandie du Mont Pinçon et du Cul de Rouvre.* Univiversité de Caen, Mémoire Géophen, 1998 ; 111 p.

17. Cochard PO. *Etude de la répartition passée et actuelle du lézard vert (Lacerta viridis) dans le département de l'Orne.* Univiversité de Caen, Mémoire Géophen, 1996 ; 105 p.

18. Cochard PO. *Influence des facteurs géographiques locaux, naturels et anthropiques sur la répartition des espèces thermoxérophiles en Normandie.* Univiversité de Caen, Mémoire Géophen, 1997 ; 80 p.

19. Rykena S. Egg incubation time and northern distribution boundary in green lizard species (Lacerta s. str.) In Van Gelder JJ, Strijbosch H,Bergers PMJ eds. *Proc. of the 4th Ord. Gen. Melt. of the Societas Europaea Herpetologica.*, 1992 ; 339-42.

20. Cantat O, Cochard PO. Topoclimat et refuges biogéographiques thermoxérophiles : le cas des escarpements rocheux de la Suisse Normande. *Bull Assoc Géog Franç* 1998 ; 3 : 324-32.

21. Cantat O, Brunet L. Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie,* 2001 ; 622 : 579-96.

22. Huetz de Lemps A. *La végétation de la Terre.* Paris : Masson, 1970 ; 144 p.

23. Elhaï H. *Biogéographie.* Paris : Armand Colin, 1968 ; 406 p.

PUBLICATION N°12

CANTAT O., LE GOUEE P., BENSAID A., 2009 : **Rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques en Normandie**.

Actes des Journées de climatologie 2009, « Climat et relief ». CNFG, Commission « Climat et Société », pp. 81-100.

LE ROLE DE LA TOPOGRAPHIE ET DES SOLS DANS LA MODELISATION SPATIALE D'ECHELLE FINE DES BILANS HYDRIQUES

Olivier CANTAT, Patrick LE GOUEE, Abdelkrim BENSAID

Laboratoire Géophen, UMR 6554 CNRS LETG, Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix – BP 5186 – 14032 Caen cedex – France.
olivier.cantat@unicaen.fr

Résumé : Dans les régions à vocation agricole, le bilan hydrique matérialise les disponibilités en eau et en énergie dont les cultures ont besoin pour se développer. En sus des données climatiques de base (P et ETp), une connaissance très précise de la topographie (pente et orientation) et de la nature des sols (*via* leur réserve utile) est alors indispensable pour produire une cartographie à échelle fine valide. La modélisation présentée ici rend compte de la diversité spatiale du stress hydrique dans le Calvados à l'échelle de la parcelle. Les résultats diffèrent parfois assez sensiblement de ceux obtenus par les procédures « traditionnelles » (espace supposé plan et RU calée conventionnellement à 100 mm). Cette nouvelle lecture des contraintes hydriques, plus en accord avec les réalités du terrain, peut s'avérer utile pour les acteurs en charge de la gestion et de l'aménagement du territoire, mais aussi pour l'agriculteur puisque la fine résolution spatiale permet d'identifier les exploitations les plus affectées par le déficit en eau des sols agricoles.

Mots-clés : bilan hydrique, topographie, sol, modélisation spatiale, Calvados, Normandie.

*Notes aux lecteurs : 1) pour un meilleur confort de lecture, les documents reprographiés en nuances de gris dans la version « papier » de cet article sont présentés en couleur dans sa version informatique (voir CD-ROM inséré à la fin des Actes). 2) le symbole * suivant un mot ou un groupe de mots renvoie à un glossaire « technique » classé par ordre alphabétique en fin d'article.*

Introduction

De champs ouverts destinés à la grande culture (les *Campagnes*) en prairies vallonnées vouées à l'élevage (le *Bocage*), en passant par des espaces mixtes à dominantes de labours ou de prairies, les paysages agraires bas-normands présentent des visages bien différents, reflets de la multiplicité des combinaisons et interrelations entre le relief, la nature des sols et le climat, d'une part, l'Histoire et les politiques agricoles, d'autre part (figure 1).

Figure 1. La diversité agraire bas-normande – champs ouverts et prairies – résultat de l'action combinée de la nature et des hommes sur les paysages (photos d'après Brunet, 2001).

A l'échelle du Calvados (figure 2), département qui servira de cadre spatial à notre étude, ces principaux contrastes paysagers se retrouvent de la même manière et matérialisent l'existence de modes de production agricole très distincts. Ainsi, à quelques kilomètres d'intervalle, l'opposition est grande entre les systèmes céréaliers intensifs des *Campagnes de Caen* et de *Falaise* et, plus à l'Est, les systèmes d'élevage extensifs en tout herbe du *Pays d'Auge* et des *Marais de la Dives*. A l'Ouest du département, une agriculture tournée vers la polyculture-élevage opère la transition entre l'openfield et le secteur d'élevage intensif du *Bocage*. Pour tous ces systèmes, la qualité des productions végétales et animales est étroitement dépendante des conditions climatiques et pédologiques dont le bilan hydrique* peut être considéré comme un bon indicateur.

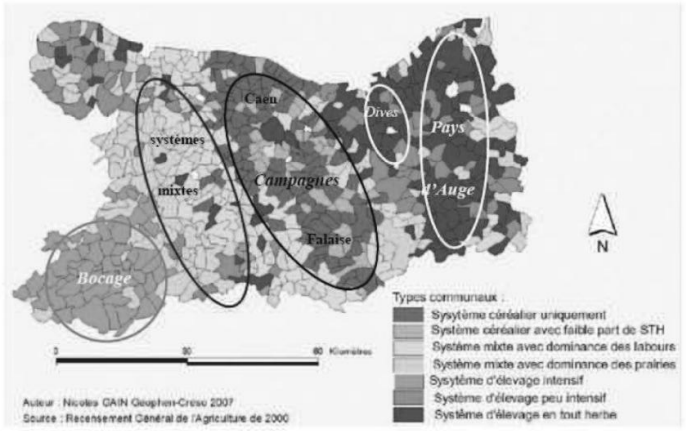


Figure 2. Cartographie communale des modes d'occupation du sol dans le département du Calvados (d'après Gain, 2007, modifié)

Dans un premier temps, à l'aide des données météorologiques départementales et de quelques références pédologiques, il sera possible de mettre en évidence la diversité des combinaisons d'origine naturelle qui déterminent en grande partie la répartition et la qualité des activités agricoles calvadosiennes. Ensuite, pour fournir des documents exploitables à échelle fine, il y aura nécessité de passer de cette approche ponctuelle (déterminée par le réseau de mesure) à une représentation surfacique, tout en garantissant la fiabilité de l'information…

Pour ce faire, la spatialisation d'échelle fine, objet central de cet article, s'appuiera sur une analyse approfondie du rôle de la topographie (pente et exposition) et des sols (réserve utile*). Il sera alors possible d'apprécier en sortie de modèle la diversité spatiale du stress hydrique, de localiser précisément les parcelles les plus touchées et par conséquent d'identifier les exploitations agricoles fortement affectées par la sécheresse des sols.

Telle est la finalité appliquée de cette recherche issue de la collaboration de géographes aux spécialités et compétences complémentaires en climatologie, pédologie et modélisation spatiale.

1. LE BILAN HYDRIQUE : UN BON INDICATEUR DES CONDITIONS BIO-PEDOCLIMATIQUES*

Le choix du bilan hydrique[1] pour évaluer les contraintes écologiques pesant sur les cultures s'explique par sa perception des relations entre l'atmosphère, le sol et les plantes beaucoup plus en phase avec les « réalités du terrain » que celle fournie par les diagrammes ombrothermiques, d'usage certes plus commun pour le géographe. De fait, le bilan hydrique traduit au plus juste les conditions de vie réelles supportées par les plantes[2], conditions qui déterminent leur production de biomasse.

Pour exprimer le jeu complexe des composantes énergétiques et hydriques agissant sur la biosphère, nous préférerons ici au terme usuel de *bioclimat* le néologisme de *bio-pédoclimat,* l'insertion du préfixe *pédo* ayant pour but de souligner de façon très explicite l'importance des réserves hydriques du sol. Dans cet article, le *bio-pédoclimat* représentera donc l'ensemble des ressources en énergie et en eau que l'atmosphère et le sol offrent aux plantes.

A partir de l'application sur la *Campagne de Caen* de ces deux modes de représentation graphique liant la plante à son environnement physique, puis d'une comparaison avec le *Bocage*, il sera possible de dégager les principaux acquis sur la connaissance régionale des bilans hydriques servant de base à leur spatialisation ultérieure à échelle fine.

[1] Pour une approche complète du concept de bilan hydrique, le lecteur pourra se reporter notamment à l'article de Lucien Turc et Jean-Paul Trzpit « Les bilans d'eau : un thème de recherche fondamental pour la climatologie écologique » (1985) ; pour son application à l'échelle régionale bas-normande, à deux articles de Jean-Paul Trzpit : « La sécheresse en Basse-Normandie : calamité accidentelle ou mal récurrent » (1978) et « Gens de Basse-Normandie : et si l'eau vous était comptée ? » (1996).

[2] Pour une lecture appliquée des bilans hydriques, il conviendrait de distinguer les cultures en fonction de leurs systèmes racinaires qui n'ont pas les mêmes capacités pour extraire l'eau du sol : « si la luzerne pousse son appareil racinaire à plus de 2 m, la pomme de terre ne franchit guère l'horizon des 60 cm » (Trzpit, 1978).

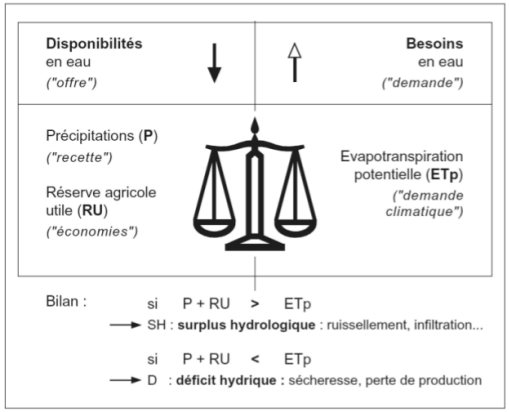


Figure 3. Les deux « plateaux » de la balance hydrique : un équilibre entre les disponibilités et les besoins en eau des plantes, régulé par la réserve agricole utile

1.1. Le bilan hydrique des espaces de « grandes cultures » de la *Campagne de Caen*

Au cœur de notre secteur d'étude, la station météorologique de Caen-Carpiquet fournit un exemple concret de la supériorité, à des fins agricoles, du bilan hydrique sur le diagramme ombrothermique (figure 4) : alors que ce dernier ne signale aucun déficit en eau – la courbe thermique étant toujours située sous celle des précipitations[3] – le bilan hydrique fait apparaître au contraire une période estivale durant laquelle l'eau vient systématiquement à manquer, nécessitant pour les agriculteurs le recours à une irrigation d'appoint pour assurer le meilleur rendement à leurs cultures[4].

Les atouts du bilan hydrique reposent pour partie sur la prise en compte de l'ensemble des facteurs atmosphériques responsables de l'évapotranspiration (rayonnement solaire, température, humidité et vent) alors que, par définition, le diagramme ombrothermique ne reflète indirectement que les seuls processus induits par température. Mais « le climat pris isolément ne permet pas de déboucher sur la compréhension pleine et entière du problème de l'eau lequel comporte d'autres facettes » (Trzpit, 1996).

L'autre point fort du bilan hydrique est l'intégration de l'influence du sol dont la réserve en eau peut compenser, pour un temps, le déficit pluvial[5]. A Caen, par exemple, la carence en

[3] D'après l'indice xérothermique du botaniste Henri Gaussen qui définit, pour les régions méditerranéennes, comme « sec » un mois pour lequel les précipitations sont inférieures à deux fois la valeur des températures moyennes (Pmm < 2T°C → sécheresse physiologique).

[4] D'après les agronomes, ce déficit (de l'ordre de 150 mm en année moyenne), serait responsable d'une perte de production végétale d'environ –25% sur la *Campagne de Caen* (Trzpit, 1996).

[5] Notons que, par souci de lisibilité des graphiques, les bilans hydriques présentés dans cet article ont été calculés selon une formule simplifiée : on considère ici que toute l'eau de la RU est mobilisable de la même façon par les racines, donc qu'il n'y a aucun frein à l'évapotranspiration entre la capacité au champ* (RU pleine) et le point de

eau ne devient effective qu'en été (P + RU < ETp en juin) bien que le bilan climatique soit négatif depuis le printemps (P < ETp dès avril).

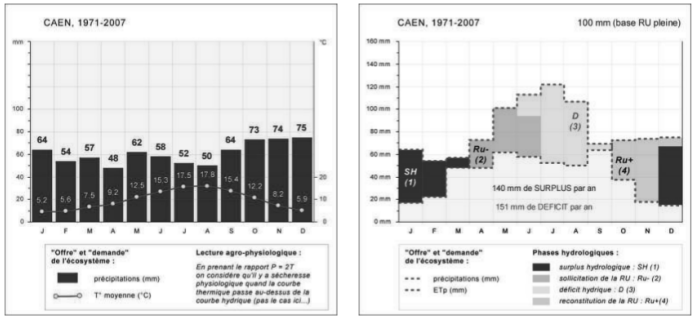


Figure 4. Diagramme ombrothermique (à gauche) et bilan hydrique (à droite) : deux visions différentes des problèmes liés à la ressource en eau des plantes (Caen, moyenne 1971-2007).

1.2. Le bilan hydrique des espaces herbagers des hauteurs du *Bocage*

En Normandie, le principal élément de différenciation climatique est la pluie, en relation avec le relief régional qui impose une augmentation remarquable des cumuls pluviométriques sur les sommets les plus exposés aux flux d'Ouest porteurs d'humidité (Trzpit, 1970). Certaines hauteurs au Sud-Ouest du Calvados reçoivent ainsi jusqu'à deux fois plus de précipitations (1300 mm/an) que les campagnes les plus abritées sous les collines du bocage (650 mm/an). *A contrario*, l'altitude somme toute modeste de ces reliefs (cf. figure 7) n'engendre pas d'effet très sensible sur les températures dont la moyenne annuelle est généralement comprise entre 9 et 11°C. Cette amplitude thermique est insuffisante pour engendrer des différences notoires du pouvoir évaporant des masses d'air : l'ETp Penman varie de 700 à 750 mm, de l'intérieur des terres vers le littoral soumis à des vents plus forts (Savouret et Cantat, 2008). En confrontant cette *demande* évapotranspiratoire potentielle assez homogène à une *offre* pluviométrique tout en contrastes, la comparaison de deux bilans hydriques représentatifs du *Bocage* et de la *Campagne* confirme de façon évidente l'existence de contextes bio-pédoclimatiques fort différents entre ces deux entités paysagères (figure 5).

Pour illustrer la situation du *Bocage*, la station de Coulouvray-Boisbenâtre[6] fournit un exemple très démonstratif : là pas de sécheresse (déficit hydrique D = 0 mm) mais au contraire des quantités d'eau disponible à l'écoulement remarquables (surplus hydrologiques SH = 675 mm) en raison d'une pluviométrie très abondante (P = 1354 mm).

flétrissement* (RU vide), c'est-à-dire au moment où la RU passe de la partie facilement utilisable (RFU) à la partie plus difficile d'accès pour la plante (réserve de survie RS).

[6] Coulouvray-Boisbenâtre (268 m alt.) est administrativement située dans la Manche mais juste en limite du Calvados (voir carte figure 6). Nous avons intégré cette station à notre étude car elle dispose d'une longue série de mesures climatiques dans un espace représentatif des collines du *Bocage*.

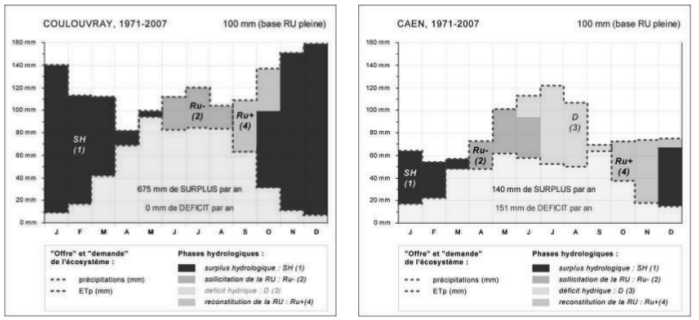


Figure 5. Comparaison des bilans hydriques de stations représentatives du *Bocage* (Coulouvray, à gauche) et des *Campagnes* (Caen, à droite) (moyenne 1971-2007)

La phase d'écoulement occupe ici près des deux tiers de l'année (d'octobre à mai), précédant un été durant lequel la ponction dans la réserve du sol suffit à équilibrer une demande évapotranspiratoire alors en léger excédent par rapport aux pluies. Au début de l'automne, la conjonction de précipitations à nouveau plus soutenues et de la baisse saisonnière de l'ETp entraîne une recharge en eau des sols rapide et un début d'écoulement très précoce (octobre), comparativement à Caen (décembre). Il va de soi que ce bilan hydrique représentatif des collines normandes conforte à l'envi l'imagerie traditionnelle véhiculée par la Normandie, région où « l'herbe foisonnante, le bocage serré deviennent l'expression concrète d'un climat tout pétri d'humidité » (Trzpit, 1978), stéréotype qui contraste avec les réalités moins souriantes pour l'agriculteur des « basses terres » qui, chaque été, subit un manque d'eau préjudiciable à ses cultures (D = 151 mm)…

1.3. Les correctifs imposés par les variations spatiales de la réserve utile des sols

Pour le calcul du bilan hydrique, en l'absence d'analyses pédologiques nombreuses et représentatives de la diversité régionale réelle, la réserve agricole utile du sol est fixée conventionnellement à 100 mm (cf. valeur généralement retenue à la suite des travaux de l'agronome américain Thornthwaite). Or, en fonction des contextes pédologiques locaux, cette valeur varie en fait couramment de moins de 50 mm à plus de 150 mm[7]. Cela n'est pas sans conséquence sur l'ampleur et la durée des phases de surplus hydrologiques ou de déficits hydriques, donc sur la vie des plantes. Sur les deux documents ci-dessous, la comparaison des positions et des dimensions des aplats de couleur – bleu foncé (surplus), vert (sollicitation de la RU), jaune (déficit) et bleu clair (reconstitution de la RU) – traduisent concrètement les conséquences des différences de capacité de deux « réservoirs » (150 et 50 mm) sur le déroulement saisonnier des quatre phases successives du bilan hydrique à Caen (figure 6).

[7] La valeur de RU dépend principalement de l'épaisseur, de la granulométrie, de la texture, de la pierrosité et de la teneur en humus des sols.

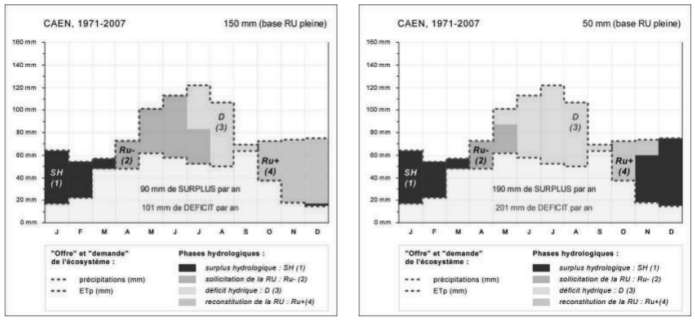


Figure 6. Rôle de la différence de réserve hydrique du sol dans la succession des quatre phases du bilan hydrique (Caen, RU de 150 et 50 mm, moyenne 1971-2007)

D'après cet exemple, au sein même de la « diagonale aride » du Calvados, les répercussions sur le monde agricole sont évidentes : en restituant plus d'eau et plus longtemps, les sols profonds et limoneux des bas plateaux au Nord-Ouest de l'agglomération caennaise limitent le stress hydrique des plantes et par voie de conséquence le recours à l'irrigation durant l'été ; inversement, en allant vers le sud-est du département, la présence de terres plus minces et caillouteuses entraîne un manque d'eau plus précoce (mai contre juillet) et marqué (201 mm contre 101 mm). A l'opposé, les ruissellements induits par les surplus hydrologiques hivernaux sont logiquement plus atténués dans les secteurs à forte capacité de rétention avec des sols qui jouent alors pleinement leur rôle d'éponge absorbante (90 mm contre 190 mm).

Au terme de cette première partie, les bilans hydriques de Caen et Coulouvray ont souligné l'existence d'une signature bio-pédoclimatique bien différenciée entre les deux principaux domaines agraires du Calvados (*Campagnes* et *Bocage*), mais aussi la présence plus inattendue de conditions de vie contrastées à l'intérieur même de ces ensembles, au gré de configurations pédologiques locales occasionnant des différences de réserve utile marquées. A l'instar de l'influence des sols, pour produire un document cartographique fiable à échelle fine, il est maintenant nécessaire de recenser puis d'intégrer au modèle de spatialisation tous les autres facteurs possibles agissant à l'échelle stationnelle sur les composantes du bilan hydrique.

2. DONNEES, OUTILS ET METHODES POUR LA MODELISATION A FINE RESOLUTION SPATIALE DES BILANS HYDRIQUES.

Dans la pratique, force est de constater que les réalités présentes sous la botte de l'agriculteur ou du simple jardinier sont quelquefois assez éloignées des résultats issus de l'établissement d'un bilan hydrique stationnel dûment quantifié. Cette constatation ne remet pas en cause les atouts de ce mode de représentation mais elle rappelle la complexité de fonctionnement à échelle fine d'un système dès lors que les conditions « vraies » s'éloignent des conditions servant usuellement de référence (site plan et disposant d'une réserve agricole

utile de 100 mm)[8]. Or la nature est souvent faite de creux et de bosses captant inégalement les rayons du Soleil, d'alternance de sols profonds et de sols maigres aux capacités hydriques contrastées, de nuances locales du climat à tendances plus sèches ou plus humides…

Autrement dit d'une multitude de combinaisons topographiques, pédologiques et climatiques constituant autant de causes possibles pour expliquer des changements parfois brutaux de la quantité d'eau réellement disponible dans le sol pour les plantes, ce dont ne peut rendre compte un bilan hydrique « standardisé », par conséquent très théorique… En amont du processus de calcul du bilan hydrique, chaque entité qui compose l'espace géographique doit donc être caractérisée par des données climatiques représentatives du site et, à l'échelle stationnelle, par une RU et un indice d'éclairement précis. En conséquence de quoi il apparaît que la pertinence de la spatialisation repose sur la triple connaissance i) du réseau de mesure climatique ; ii) de la nature des sols ; iii) de la topographie.

2.1. A propos des données climatiques disponibles…

Dans le calcul du bilan hydrique, le climat occupe une place essentielle puisqu'il commande les entrées (P) et les sorties (ETp) du système. Or ces données sont très sensibles aux facteurs géographiques locaux et il n'est donc pas possible, dans l'optique d'une cartographie à fine résolution spatiale, de se contenter d'un simple cadrage climatique par les données du poste de référence départemental (CDM). La première interrogation porte donc sur l'information disponible pour rendre compte de la diversité spatiale du climat à échelle fine.

Point positif, le Calvados présente un réseau de mesures relativement dense et représentatif des différents espaces qui constituent le département (figure 7 et figure 2). Pour la période actuelle, on ne dénombre pas moins de 16 postes pluviométriques, dont 14 assurent également des relevés thermométriques et 4 des mesures complémentaires de rayonnement solaire, d'humidité, d'évaporation et de vent, soit autant de variables permettant de connaître plus précisément la dimension climatique du bilan hydrique. La plus faible densité des données radiatives et évaporométriques ne s'avère pas spécialement pénalisante pour cette analyse à échelle fine car ces paramètres sont assez homogènes à l'échelle régionale, nous l'avons déjà signalé[9]. Pour assurer cohérence thématique et continuité géographique sur les bordures de la carte), les extrapolations spatiales s'appuieront également sur les stations météorologiques limitrophes, à savoir celles de la Seine-Maritime et de l'Eure à l'Est, de l'Orne au Sud et de la Manche à l'Ouest.

Au total, ce sont 27 postes pluviométriques, 21 postes thermiques et 5 postes évaporométriques qui fourniront les données de base pour la spatialisation du bilan hydrique et serviront ultérieurement de points de contrôle pour ajuster le modèle et en valider les résultats.

[8] De la même manière, les normes environnementales pour la classification d'un site en météorologie « lissent » la diversité climatique réelle présente à échelle fine (Leroy, 1999) ; en contrepartie, ces conditions normalisées ont l'avantage de fournir des données globalement représentatives à l'échelle de la région et comparables entre elles.

[9] La faible vigueur des reliefs n'individualise pas d'apports énergétiques très contrastés d'un point à un autre du département, mais également d'une période à une autre de l'année en raison du brassage quasi permanent des masses d'air propre à ce climat océanique régulièrement affecté par les perturbations des latitudes moyennes (Escourrou, 1978).

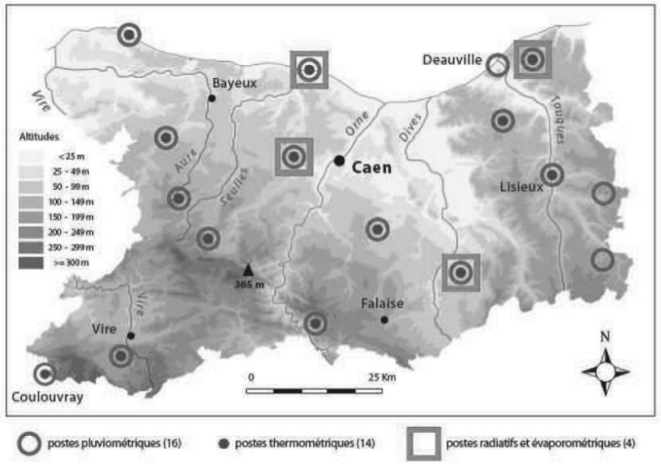


Figure 7. Relief du Calvados et réseau météorologique départemental actuel (d'après le MNT du Calvados et les informations de la Climathèque de Météo France).

2.2. A propos des données pédologiques disponibles…

Durant la saison végétative, sous un même climat, la diversité d'état d'avancement de la végétation reflète bien souvent l'influence des facteurs stationnels, au premier rang desquels figure la réserve utile des sols. De fait, avec l'exemple de Caen (figure 6), nous avons démontré précédemment à quel point le passage de la sécheresse atmosphérique saisonnière (P < ETp) à la sécheresse pédologique (P + RU < ETp) était étroitement dépendant du volume d'eau disponible dans le sol (RU). Disposer d'une information quantitative précise de la réserve utile, et cela en de très nombreux points de l'espace, apparaît donc comme une double condition essentielle pour envisager une représentation réaliste à échelle fine du bilan hydrique et par voie de conséquence en tirer des enseignements fiables quant aux contraintes réelles subies par les cultures.

Jusqu'il y a très peu de temps, comme sur l'essentiel du territoire national, l'information pédologique sur le Calvados était très fragmentaire, ce qui constituait un frein majeur à une spatialisation réaliste du bilan hydrique à échelle fine. Tout récemment, en 2008, l'établissement d'une carte des sols à l'échelle de la parcelle (Le Gouée, 2008) et la publication d'une étude exhaustive sur l'érosion des sols (Le Gouée, Delahaye, 2008)[10] ont

[10] Cette étude, issue d'un partenariat entre le Conseil général du Calvados, la Chambre d'agriculture du Calvados, la DiREN de Basse-Normandie et le laboratoire Géophen de l''Université de Caen Basse Normandie, avait comme principaux objectifs une meilleure connaissance des enjeux environnementaux induits par le phénomène d'érosion hydrique : i) identification de l'aléa érosion des sols ; ii) reconstitution des chemins d'eau et de l'organisation du réseau d'érosion.

constitué un gain d'informations unique en son genre pour accéder à une connaissance « intime » des variations spatiales des réserves agricoles utiles. Cette cartographie s'appuie sur quelque 7514 sondages pédologiques[11] (environ 1 tous les 40 hectares de SAU), représentant une épaisseur cumulée de plus de 3500 mètres et deux ans de terrain pour trois personnes[12]. Une typologie des relevés a permis de définir 90 sites représentatifs de la diversité pédologique dans le Calvados (figure 8). Les prélèvements effectués sur ces sites référents ont ensuite été analysés plus précisément en laboratoire afin de dégager quelques grandes propriétés (granulométrie, texture, pH, calcaire total, stabilité structurale…).

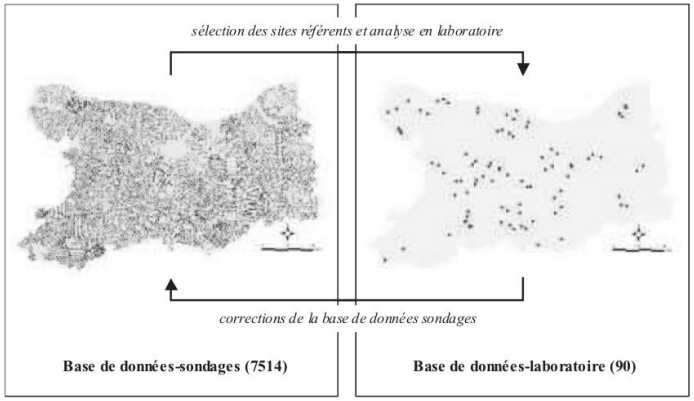


Figure 8. Localisation des 7514 échantillons (à gauche) et des 90 sites référents (à droite) pour la cartographie des sols (d'après Le Gouée et Delahaye, 2008, modifié)

Après corrections de la base de données-sondages, un traitement par interpolation a conduit à l'élaboration des premières maquettes au 1/25 000, puis à la conception de la carte finale des sols au 1/50 000. Le passage des points de sondage à une représentation spatialisée a été réalisé en procédant au tracé de nombreuses coupes représentatives des grands types de sol rencontrés sur le terrain et en appliquant quatre concepts fondamentaux de la généralisation cartographique : lithoséquence, toposéquence, bioséquence et chronoséquence[13].

La carte des réserves utiles maximale (figure 9) a été construite après l'extraction puis le traitement de trois couches d'informations :

- *texture de sol* (combinaison du pourcentage de sable, de limon et d'argile sur un ou plusieurs horizons) : réserves utiles maximales comprises entre 0,70 mm/cm pour les textures sableuses et 1,95 mm/cm pour les textures argilo-limoneuses (d'après Jamagne *et al*., 1977) ;

[11] Sondages pédologiques effectués à la tarière à main et/ou en profitant de tranchées de chantiers.

[12] Levées pédologiques réalisées par Patrick Le Gouée, Constance Canivet et Fanny Barré.

[13] Lithoséquence : influence des types de substrat sur la diversité des sols ; Toposéquence : rôle des conditions du site, de la pente et de l'exposition des versants ; Bioséquence : rôle des actions humaines passées et actuelles ; Chronoséquence : influence de l'âge des surfaces topographiques ou de l'âge des roches

- *épaisseur du sol* : profondeur entre 0 et 120 cm ;
- *charge caillouteuse du sol* : pourcentage d'éléments grossiers entre 0 et 70%.

La lame d'eau stockable dans le sol est estimée (Baize, 2000) en multipliant la valeur de réserve utile maximale correspondant à la texture (en mm/cm) par l'épaisseur de sol considéré (en cm), le tout diminué du pourcentage de pierrosité[14].

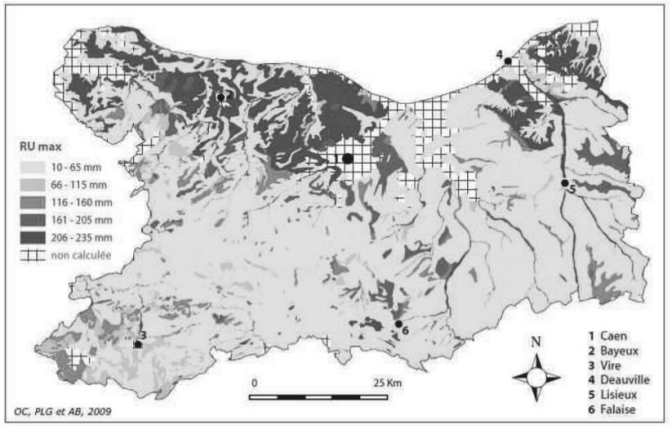


Figure 9. Réserve agricole utile maximale du sol dans le Calvados (d'après Le Gouée et Delahaye, 2008, modifiée)

Comparativement aux données généralement disponibles, le degré de précision et la finesse spatiale des informations issues de cette carte des sols constituent un acquis essentiel pour l'amélioration de nos connaissances sur la composante pédologique des bilans hydriques. Il en résulte très concrètement la possibilité de substituer aux 100 mm de réserve utile – valeur conventionnellement retenue dans la plupart des travaux cartographiques – des valeurs « vraies », ici comprises entre 10 et 235 mm, si bien qu'ultérieurement les cartes issues du modèle de spatialisation s'en trouveront d'autant plus représentatives de la réalité des conditions bio-pédoclimatiques départementales.

2.3. A propos des données topographiques disponibles…

La connaissance de la topographie de détail constitue le second volet majeur à prendre en compte pour obtenir une image fiable du bilan hydrique à l'échelle de la parcelle, *via* la détermination du rayonnement solaire global (dans la mesure où ce paramètre constitue le moteur principal des phénomènes évapotranspiratoires). Dans les stations météorologiques, pour des questions d'homogénéisation des conditions de mesures, le rayonnement solaire est mesuré sur un plan horizontal (Leroy, 1999). Or, en fonction de la pente et de l'exposition

[14] Pour la démonstration, prenons l'exemple d'un sol de texture argilo-limoneuse épais de 1 mètre et composé de 10% d'éléments grossiers : avec ces caractéristiques, la réserve agricole utile maximale sera d'environ 175 mm.
application numérique : RU max = (1,95 mm eau pour 1 cm sol) * 100 cm * (1 - 0,10) = 175,5 mm

d'un terrain, la quantité d'énergie solaire disponible par unité de surface au niveau du sol peut varier beaucoup d'un point à un autre (figure 10)[15]. Cela se traduit sur les versants par des contrastes importants entre les valeurs d'ETp « vraies » et celles « officielles » enregistrées par le réseau d'observation (valeurs à majorer sur les adrets ou au contraire à minorer sur les ubacs). Pour avoir une idée plus précise de la diversité spatiale des apports énergétiques, il est donc indispensable de disposer d'une information détaillée du relief.

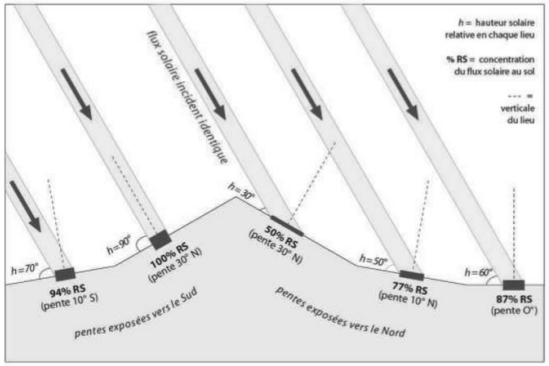


Figure 10. Comparaison de l'énergie solaire disponible au niveau du sol en fonction de la pente et de l'orientation (exemple au solstice d'été, à midi, par 49° de latitude Nord).

Depuis ces dernières années, grâce au développement de moyens de calcul très puissants et grâce à la création de Modèle Numérique d'Altitude (MNA) à fine résolution spatiale, il est possible d'intégrer la composante topographique locale dans le calcul du bilan hydrique. Nous avons utilisé un MNA d'une maille de 50 mètres de côté, soit un total de plus de 2,2 millions de points de grille pour couvrir l'ensemble du Calvados (environ 5700 km²). Le calcul du rayonnement solaire global (figure 11), étape intermédiaire avant le calcul final du bilan hydrique spatialisé, a été effectué à partir d'un algorithme développé par Rich et Fu notamment (Rich *et al.*, 1994 ; Fu et Rich, 2002)[16].

Les contrastes d'éclairement solaire, sources de potentiels évapotranspiratoires différenciés, sont logiquement plus marqués sur les secteurs à la topographie contrastée. Ainsi s'individualisent deux ensembles distincts : à l'Est du département, le plateau crayeux du *Pays d'Auge*, coupé en son centre par la large vallée de la Touques ; au Sud-Ouest, le *Bocage*,

[15] Sur ce graphique, à des fins démonstratives, nous avons représenté schématiquement une topographie symétrique composée de deux angles de pentes différents. Lorsque le soleil est au plus haut de l'année (solstice d'été), la concentration de l'énergie solaire oscille ici du simple au double de part et d'autre de la ligne de crête (100% pour le versant perpendiculaire aux rayons, et 50% pour le versant opposé regardant vers le Nord, en application de la « loi des sinus » : i = I sin h ; i = 100% x sin 30° = 100% x 0,5 = 50%).

[16] L'algorithme est intégré dans le logiciel ArcGis et accessible en utilisant la boite à outil spatial analyst/rayonnement solaire/Rayonnement solaire zonal. Sur les cartes des pentes et des expositions (obtenues à partir des coordonnées x,y et z), est appliqué un traitement permettant de connaître les composantes directes et diffuses du rayonnement solaire. Ces valeurs théoriques connues en chaque point de l'espace sont ensuite calées en fonction des valeurs mesurées dans les stations météorologiques.

avec des lignes de crêtes orientées Ouest-Est[17] qui favorisent des oppositions solaires très fortes d'un versant à l'autre et de ce fait des ambiances plus humides ou plus sèches aux conséquences parfois surprenantes[18]. En revanche, le caractère plan et faiblement incisé des plateaux s'étendant de Bayeux à Falaise assurent une assez grande homogénéité des apports solaires sur les *Campagnes* vouées à la céréaliculture intensive.

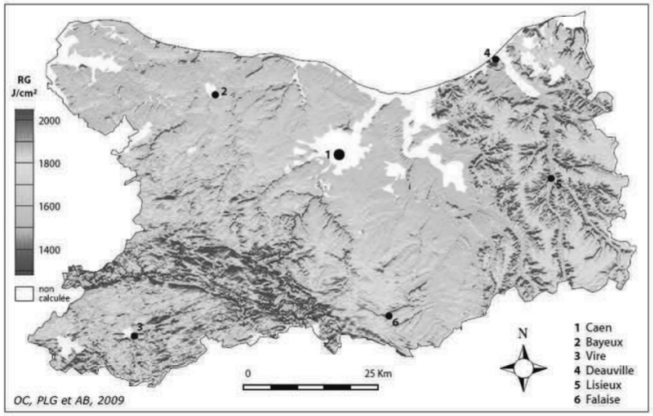


Figure 11. Rayonnement solaire global calculé en fonction de l'exposition et de la pente sur le Calvados (mois de juillet, moyenne 2003-2007)

Fort de la connaissance du rayonnement solaire global en tout point de la grille du MNA, l'ETp a été calculée à partir de la formule de Turc légèrement modifiée[19]. En effet, i) la température moyenne a été remplacée par la température maximale car, en période végétative, celle-ci reflète mieux la répartition géographique des masses chaudes et froides aux heures les plus évapotranspirantes de la journée[20] ; ii) le rayonnement solaire global mesuré sur une

[17] « le Synclinal bocain est l'axe structurant du relief bas-normand, constitué d'une charnière synclinale paléozoïque de 4 à 5 kilomètres de largeur, s'étirant de la région de Falaise à la frontière des deux départements du Calvados et de l'Orne, jusqu'à la Manche près de la côte. Les altitudes y sont parmi mes plus élevées de la région, voire de l'Ouest, avec 350 mètres en moyenne sur les sommets, altitudes qui témoignent de la surface d'aplanissement post-hercynienne » (Cador, 2005).

[18] Cf. présence d'espèces à affinités méditerranéennes en Suisse Normande (Cantat, Brunet, Cochard, 2003).

[19] Comme pour tous les travaux de spatialisation du bilan hydrique (cf. Météo France), la formule de Penman, bien que beaucoup plus précise, n'est pas utilisée car elle suppose la connaissance de très nombreux paramètres climatiques et environnementaux qu'il n'est possible de connaître qu'en très peu de points du territoire.

[20] Près du littoral, durant la saison végétative, la température de l'air dans la journée est généralement plus basse que dans les terres en raison des phénomènes de brise de mer qui limite l'échauffement, et inversement plus douce durant la nuit car la masse d'eau tempère le refroidissement. De ce fait, il nous semble que la moyenne des températures [1/2 (Tn +Tx)] masque l'organisation géographique réelle de la composante thermique des mécanismes évapotranspiratoires qui interviennent dans la journée.

Exemple des températures sur la *Campagne* (période végétale active, avril-septembre, moyenne 2003-2007) :

Littoral (Bernières-sur-mer) :	Tn = 11,2°C	Tx = 18,8°C	Tm = 16,0°C
Arrière-côte (Caen, 15 km de la mer) :	Tn = 10,6°C	Tx = 20,3°C	Tm = 15,5°C
Intérieur (Lieury, 40 km de la mer) :	Tn = 09,6°C	Tx = 21,3°C	Tm = 15,5°C

surface horizontale a été remplacé par celui précédemment calculé qui prend en compte les effets d'inclinaison et d'orientation des pentes pour déterminer la somme d'énergie réellement disponible.

$$ETp = k^* (Tx/(Tx+15))^* (Rg+50)$$

ETp = l'évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm)
k = une constante : 0,37 pour le mois de février et 0,40 pour les autres mois
Tx = la température moyenne maximale mensuelle de l'air, en °C
Rg = le rayonnement solaire global mensuel calculé (en calories par cm² de surface)

2.4. Le calcul du bilan hydrique à fine résolution spatiale

Pour le calcul du bilan hydrique, les trois paramètres d'entrée ont été échantillonnés sur une grille de 50 mètres de côté à partir : - pour *l'offre*, d'une extrapolation spatiale par krigeage des données pluviométriques fondées sur les stations météorologiques du réseau (27 postes) ; - pour *la demande*, d'une ETp calculée à partir des données astronomiques de la période considérée (hauteur solaire et durée du jour) et des caractéristiques topographiques du lieu (pente et exposition), calibrées à l'aide des données mesurées ; - pour *la réserve,* grâce aux valeurs de RU maximales issues de la carte détaillée des sols (Le Gouée, 2008).

Sur les bases théoriques du bilan hydrique simplifié (voir note de bas de page n°5), l'écriture d'un programme en Visual Basic a permis de procéder au calcul de façon rapide et automatique pour l'ensemble des points de la grille (figure 12). Puis, à l'aide de logiciels spécialisés (de types Surfer, ArcInfo…) il a été possible de représenter sous forme de cartes les données d'entrée du modèle (précipitations, P ; évapotranspiration potentielle, ETp) et les données élaborées en sortie de modèle (évapotranspiration réelle, ETr ; déficit hydrique, D ; surplus hydrologique, SH ; réserve utile du sol disponible, RU).

Figure 12. L'interface graphique du programme de calcul du bilan hydrique

→ l'écart moyen de Tm entre l'intérieur des terres et la côte s'établit à +0,5°C, donc il suppose *a priori* des conséquences pratiquement négligeables en terme d'activation évapotranspiratoire, alors qu'en retenant les Tx il s'élève à +2,5°C, ce qui accroit significativement le potentiel thermique pour le desséchement.

3. QUELQUES RESULTATS…

3.1. Exemple du rôle de la topographie dans la répartition de l'ETp

Les deux cartes ci-dessous illustrent les apports de l'intégration de la topographie d'échelle fine dans la connaissance des contrastes de la demande évapotranspiratoire, en relation directe avec les contrastes de rayonnement solaire induit par le relief et les températures. Si l'organisation d'ensemble est semblable (valeurs croissantes de la côte vers la partie la plus continentale du département, au sud-est), seule la carte s'appuyant sur le MNA est à même de révéler les particularités locales à l'intérieur des principaux ensembles, soulignant notamment des contrastes marqués dans les secteurs accidentés du *Bocage* et du *Pays d'Auge*. Ainsi, sur les ubacs et dans les fonds de vallées longuement ombragés, la demande atmosphérique est réduite couramment de 30 à 40% par rapport aux données fournies par les rares stations de référence (70 à 80 mm contre 110 à 120 mm « attendus »).

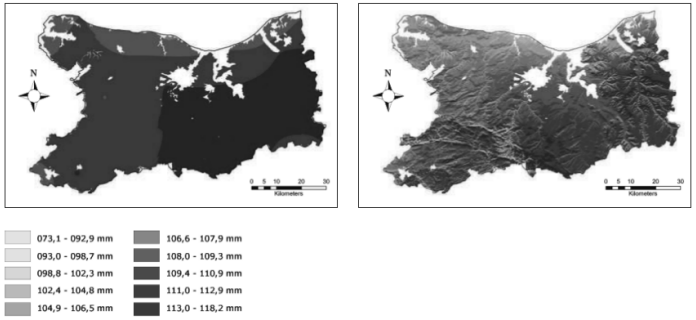


Figure 13. ETp dans le Calvados en juillet (moyenne 2003-2007) : ETp d'après une simple extrapolation spatiale, à gauche ; ETp à partir des données recalculées à l'aide du MNA, à droite (prise en compte de la pente et de l'exposition sur une grille de 50 mètres de côté).

3.2. Exemple du rôle de la réserve utile dans la répartition des déficits hydriques

En plus de la topographie d'échelle fine, l'adjonction des réserves utiles « vraies » dans le calcul du bilan hydrique module de façon parfois remarquable la répartition et l'intensité des stress hydriques vécus par les plantes, comparativement à l'image que peuvent donner les cartographies « traditionnelles » calées conventionnellement, faute de mieux, sur une RU de 100 mm (figure 14). Ainsi, en juillet, dans le Calvados, les faibles déficits sur les hauteurs pluvieuses du Bocage (carte de gauche) se trouvent mécaniquement amplifiée par la piètre réserve utile de sols généralement maigres et caillouteux propres à cette région du massif ancien (carte de droite). Inversement, malgré l'indigence des précipitations au regard de la demande atmosphérique, le stress hydrique dans les grands champs céréaliers de la *Campagne de Caen* est sensiblement atténué grâce à la profondeur des sols et à leur texture argilo-limoneuse.

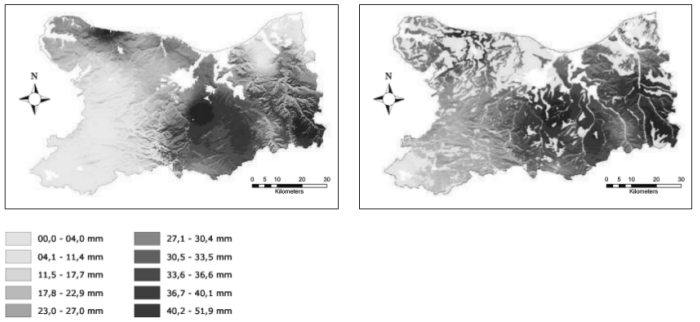


Figure 14. Déficit hydrique dans le Calvados en juillet (moyenne 2003-2007) : D d'après une extrapolation spatiale avec RU fixe de 100 mm, à gauche ; D avec une RU « vraie », à droite (valeurs de 0 à 235mm).

3.3. Application à l'échelle locale : l'exemple du Virois (SW du Calvados)

Un des intérêts de la modélisation à fine résolution spatiale du bilan hydrique est de pouvoir mettre en relation l'intensité des stress hydriques avec la répartition des systèmes de production agricole et le découpage des parcelles. A titre d'exemple, nous présentons ci-après un « zoom » sur la région du *Bocage Virois* exprimant le déficit hydrique moyen pour le mois de juin[21] (figure 15).

Cette cartographie permet d'apprécier à l'échelle de la parcelle la très forte variabilité spatiale du stress hydrique, avec des valeurs oscillant ici entre 0 et 70 mm. Ces contrastes hydriques peuvent avoir des répercussions importantes sur le fonctionnement de ces systèmes agricoles en cette période sensible de l'année (montaison du maïs, des graminées et des légumineuses comme le trèfle violet). Ainsi, à quelques centaines de mètres de distance, au gré de la topographie et des sols, le manque d'eau pour les cultures dans les parcelles de type 1 se fait déjà cruellement sentir (D > 50 mm, marron foncé) alors qu'au même moment la situation est sans contrainte majeure pour celles se développant dans des configurations de type 2 (jaune clair). Le constat est le même dans le cas des prairies (cf. parcelles 4 et 3). Bien évidemment, les conséquences de la sécheresse sur les paysages végétaux – et la baisse de production corrélative – sont à moduler dans le temps et dans l'espace selon le mode de développement et d'organisation du système racinaire des plantes considérées. En fonction des espèces, les racines peuvent aller « fouiller » une épaisseur variable de sol pour extraire l'eau et retarder ainsi la phase de stress hydrique (de l'ordre du mètre pour le maïs ou le colza mais généralement inférieure à 50 cm, voire 30 cm, pour certaines graminées).

[21] Ce secteur d'environ 18 Km² de surface (5 x 3,6 Km) est caractérisé par une agriculture tournée vers la polyculture-élevage (système mixte à base de cultures céréalières, de productions fourragères (maïs, prairies) et de productions laitières) et vers l'élevage intensif (productions fourragères pour l'alimentation des bovins destinés à la production laitière).

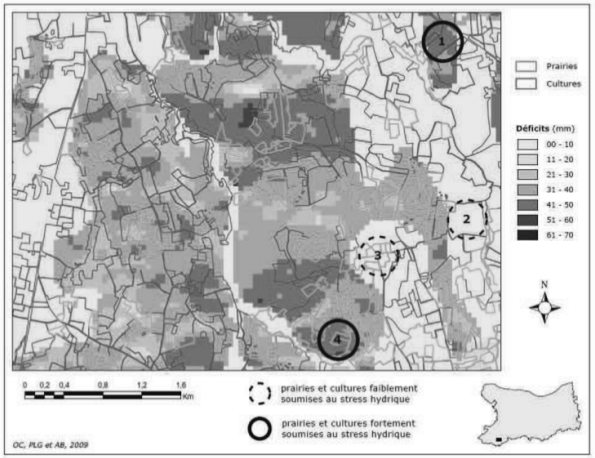


Figure 15. Déficits hydriques estimés dans le Virois à l'échelle de la parcelle, calculés à l'aide du bilan hydrique spatialisé (moyenne de juin 2003-2007)

Conclusion

Grâce à la prise en compte de la diversité des sols et du relief à l'échelle de la parcelle, le bilan hydrique spatialisé propose une nouvelle lecture des contraintes hydriques qui peut s'avérer utile pour les acteurs en charge de la gestion et de l'aménagement du territoire, mais aussi pour l'agriculteur puisque la finesse de résolution spatiale permet de localiser et d'identifier les exploitations les plus touchées par le déficit en eau des sols. Prochainement, les résultats seront encore affinés par la création d'une nouvelle couche d'informations (pondération des valeurs de RU en fonction des mouvements gravitaires de l'eau dans le versant) et par l'intégration d'un module de spatialisation « raisonnée » des précipitations (travaux en cours). Les données et outils utilisés dans cette étude pourront servir également à fournir des documents concernant d'autres thématiques environnementales, notamment celles concernant les inondations ou l'érosion des sols (cf. carte des surplus hydrologiques, carte de l'instabilité des sols…).

Dans l'optique d'un changement climatique apportant sur l'Ouest de la France moins d'eau et plus de chaleur durant la saison végétative (d'après les conclusions du GIEC, 2007), on assisterait à un accroissement des déficits hydriques sur le Calvados. Cela pose à moyen terme la question de la vulnérabilité des systèmes de production pour lesquels la sécheresse des sols agricoles sera la plus impactante. Plus largement, dans le cadre du *Développement durable,* cette étude souligne la nécessité de réfléchir dès aujourd'hui à des stratégies d'adaptation de l'agriculture bas-normande, française (?) pour atténuer les effets attendus du changement climatique. L'intérêt porté à cette action de recherche par les professionnels de

l'agriculture et par les gestionnaires territoriaux témoigne de la dimension très appliquée de ce travail en cours de réalisation.

Glossaire

Bilan hydrique : représente un bilan partiel du cycle de l'eau au centre duquel se place la satisfaction en eau des plantes (Pagney, 1988). Comme tout budget, il confronte des disponibilités et des besoins. Les disponibilités en eau sont constituées par les précipitations et la réserve utile du sol (RU). Les besoins correspondent à l'eau rejetée dans l'atmosphère par évapotranspiration. En l'absence d'information météorologique directe, les agronomes déduisent l'évapotranspiration potentielle à partir de calculs fondés sur la prise en compte de divers paramètres. La méthode la plus performante est celle développée par l'agronome américain H. L. Penman car elle intègre les différents facteurs climatiques qui activent ou tempèrent l'évapotranspiration (rayonnement solaire, température, déficit de saturation, vent) et les paramètres de la surface. En contrepartie, ce luxe de renseignements limite le nombre de postes où elle peut être calculée (pour pallier ce problème, Météo France propose depuis quelques années des « ETp point de grille » en substituant les données manquantes par celles des stations les plus proches).

Bioclimatique : → Bioclimat : « Ensemble des facteurs climatiques conditionnant les organismes vivants ou leurs communautés. *Note* : selon l'échelle d'étude considérée, un bioclimat peut contribuer à expliquer la présence locale d'une plante, la distribution régionale d'une espèce, ou la répartition mondiale des biomes… » (Da Lage et Métailié, 2000).

Bio-pédoclimatique : → Bio-pédoclimat : ressources en énergie et en eau que l'atmosphère et le sol offrent aux plantes. L'insertion du préfixe *pédo* dans le terme *bioclimat* a pour but de souligner de façon très explicite l'importance des réserves hydriques superficielles du sol dans l'approvisionnement en eau des plantes (nota : les autres besoins (CO_2, nutriments…) ne seront pas considérés ici comme des facteurs limitants).

Capacité au champ, Cc : quantité maximale d'eau que peut contenir un sol après ressuyage (équilibre entre les forces de rétention (pression capillaire, forces d'adhésion, etc.) et les forces de gravité).

Pédoclimatique : → pédoclimat : « La combinaison des 3 facteurs, température, humidité, aération, et ses variations saisonnières, constituent le pédoclimat, ou climat interne du sol. Le pédoclimat reflète en grande partie les conditions du climat général, notamment en ce qui concerne la température et l'humidité, mais il dépend largement aussi des propriétés physiques intrinsèques du sol : perméabilité, porosité, texture ; pour un même climat général, il existe de nombreux pédoclimats différents, qui, souvent, reflètent les facteurs de station (Duchaufour, 1991).

Point de flétrissement, Pf : limite inférieure de l'humidité d'un sol avec laquelle est compatible la vie des plantes (en dessous de cette valeur, les forces de succion des racines sont insuffisantes pour extraire l'eau du sol quelle que soit la demande atmosphérique).

Réserve agricole Utile, RU : « la réserve utile est, pour une plante donnée, l'eau disponible entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent » (Amat, 2002). Elle correspond à la lame d'eau piégée temporairement par le sol, puis restituée graduellement à la végétation par l'intermédiaire des racines. La valeur de la RU dépend de la nature des sols (épaisseur, granulométrie, teneur en humus et pierrosité).

Sécheresse pédologique : « c'est la conséquence d'une sécheresse atmosphérique assez forte et/ou assez prolongée » (Lambert, 1996).

Bibliographie

AMAT JP., DORIZE L., LE CŒUR C., 2002 – *Eléments de géographie physique*, partie 3 *Biogéographie*. Rosny, Editions Bréal, pp. 281-410.

BAIZE D., 2000 – *Guide des analyses en pédologie. Techniques et pratiques*. INRA Editions. 257 p.

BROCHET P., GERBIER N., 1974 – *L'évapotranspiration. Aspects agrométéorologique. Evaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle*. Monographie Météorologie Nationale, n°65, Paris, 65 p.

BRUNET P., 2001 – *Inventaire régional des Paysages de Basse-Normandie.* DIREN, Conseil Régional de Basse-Normandie, 871 p.

CADOR JM., 2005 – Les Pays hydrologiques de Basse-Normadie. *Actes des Journées Hydrosystèmes normands,* CNFG, Commission « Hydrosystèmes continentaux », Caen, pp. 1-21.

CANTAT O., BRUNET L., 2001 – Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, 622, pp. 579-596.

CANTAT O., BRUNET L., 2003 – L'originalité bioclimatique de l'escarpement rocheux de Rouvrou (Suisse Normande). *Sécheresse,* 1, vol. 14, pp. 15-21.

CANTAT O., BRUNET L., COCHARD PO. 2003 – Un petit air de Méditerranée au cœur de la Normandie, réflexions sur le rôle des facteurs géographiques en climatologie d'échelle fine. *Actes du colloque de l'AIC*, Besançon, pp. 49-56.

DA LAGE A., METAILIE G., 2000 – *Dictionnaire de Biogéographie végétale.* CNRS Editions, Paris, 579 p.

DUCHAUFOUR P., 1991 – *Pédologie. Sol, végétation, environnement.* Masson, Paris, Milan, Barcelone, Bonn, 3ème édition, 289 p.

ESCOURROU G., 1978 – *Climats et types de temps en Normandie.* Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, Champion, 1081 p. + 525 p.

GAIN N., 2007 – Les rotations culturales et la gestion des intercultures dans le département du Calvados : de la production de données à leur intégration dans le modèle environnemental SCALES. Mémoire de Master 1, UFR de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 193 p.

GIEC, 2007 – www.ipcc.ch, rapport 2007 du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) [créé en 1988 par l'OMM et l'ONU, composé d'environ 2000 experts issus de 170 pays].

HOUZARD G, 1995 – *Atlas de l'agriculture normande*, Presses de l'Université de Caen, Cahiers du CERVIR, n°19, 160 p.

JAMAGNE M., BETREMIEUX R., BEGON J.C., MORIN A., 1977 – Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *Bull. Techn. Infor*., 324-325, pp. 627-641.

LAMBERT R., 1996 – *Géographie du cycle de l'eau*. Toulouse, Presse Universitaire du Mirail, 439 p.

LECARPENTIER C., 1975 – L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *Annales de Géographie,* 463-464, pp. 257-274, pp 385-414.

LE GOUEE P., 2008 – *Représentation cartographique des grands types de sols du Calvados.* Conseil général du Calvados, Chambre d'agriculture du Calvados, DIREN de Basse-Normandie. Poster au 1/50000 (levées au 1/25000).

LE GOUEE P., DELAHAYE D., 2008 – *Modélisation et cartographie de l'aléa érosion des sols et des espaces de ruissellement dans le Calvados.* Rapport d'étude, Conseil général du Calvados, Chambre d'agriculture du Calvados, DIREN de Basse-Normandie et AUP, 240 p.

LEROY M., 1999 : Classification d'un site. *Note technique*, n° 35, Météo France, 14 p.

PAGNEY P., 1988 – Climats et cours d'eau de France, Paris, Masson, 248 p.

PROVOST M., 1993 – *Atlas de répartition des plantes vasculaires de Basse-Normandie*. Presses de l'Université de Caen, Cahiers du CERVIR, 17, 570 p.

RICH P.M, DUBAYAH R., HETRICK W.A., SAVING S.C., 1994 – Using viewshed models to calculate intercepted solar radiation: applications in ecology. *American Society for Photogrammetric and Remote Sensing*, Technical papers, pp. 524-529.

FU P., ET RICH P.M, 2002 – A geometric solar radiation model with application in agriculture and forestry. *Computers and Electronics in Agricultur*e, 37, pp. 25-35.

SAVOURET E, CANTAT O., 2008 – Identification et spatialisation des bioclimats bas-normands à partir d'un inventaire de la flore vasculaire régionale. *Actes des Journées de Climatologie de la Commission Climat et société : Climat et Végétation,* Nantes, pp. 29-43.

TRZPIT JP., 1970 – Atlas de Normandie, *Article de présentation du climat normand.* Caen, Association pour l'Atlas de Normandie (3 planches et texte sur le climat).

TRZPIT JP., 1978 – La sécheresse en Basse-Normandie : calamité accidentelle ou mal récurrent ? *Etudes Normandes,* 1-2, pp. 55-74.

TRZPIT JP., 1996 – Gens de Basse-Normandie : et si l'eau vous était comptée ? *Norois*, 16, pp. 9-22.

TURC L., TRZPIT JP, 1985 – Les bilans d'eau : un thème de recherche fondamental pour la climatologie écologique. *Physio-Géo,* 12, pp. 41-57.

PUBLICATION N°13

LAMY C., CANTAT O., LE GOUEE P., DUBREUIL V., BENSAID A., LEMERCIER B., SAVOURET E., 2012 : ***Sécheresse et réserve en eau des sols*.**

Partie 3, chapitre 8 de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions* », pp. 195-215.

Sécheresse et réserve en eau des sols

Chloé Lamy, Olivier Cantat, Patrick Le Gouée, Vincent Dubreuil, Abdelkrim Bensaid, Blandine Lemercier, Edwige Savouret

Points marquants

Une connaissance très précise de la réserve utile des sols permet d'accéder à une cartographie fiable et à un suivi des disponibilités en eau dans le sol à l'échelle fine. Les résultats diffèrent parfois assez sensiblement de ceux obtenus par les procédures traditionnelles qui, par défaut d'informations existantes, considèrent l'espace comme plan et affectent à la réserve utile du sol une valeur conventionnelle de 100 ou 125 mm, selon les auteurs. Or, une étude approfondie sur la Bretagne et le Calvados montre des valeurs variant de 10 à 270 mm. Le suivi des réserves en eau des sols est présenté ici à partir de deux études (sur la Bretagne et le Calvados) dont les approches diffèrent en fonction des données climatologiques et pédologiques utilisées.

Les phénomènes de sécheresses sont étudiés en Bretagne de 1950 à 2100 à partir de bilans hydriques stationnels et spatialisés. Les projections climatiques, issues du modèle ARPEGE-Climat de Météo France dans le cas du scénario A1B, sont utilisées en données d'entrée des modèles de bilans hydriques. Ces bilans mettent en évidence une augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses au cours du XXIe siècle, ainsi qu'un retard d'un mois de la recharge automnale sur 50 ans. Cette évolution n'est pas homogène puisque l'augmentation de l'intensité des sécheresses serait faible, jusque dans les années 2050, par rapport à l'intensité attendue au cours de la seconde moitié du XXIe siècle.

L'étude sur le Calvados, faite à une échelle plus fine, est particulièrement utile pour les acteurs en charge de la gestion et de l'aménagement du territoire mais aussi pour l'agriculteur. Une simulation des conditions pédoclimatiques à l'horizon 2100 met en lumière de nouvelles contraintes à venir pour le Grand Ouest de la France (plus de sécheresses estivales). Pour ces régions rurales, cela pose à moyen terme la question de la vulnérabilité des systèmes de production agricole face à la sécheresse accrue des sols durant la saison végétale.

Dans le cadre du *développement durable,* les deux exemples présentés ici soulignent la nécessité de réfléchir dès aujourd'hui à des stratégies d'adaptation de l'agriculture pour atténuer les effets attendus du changement climatique.

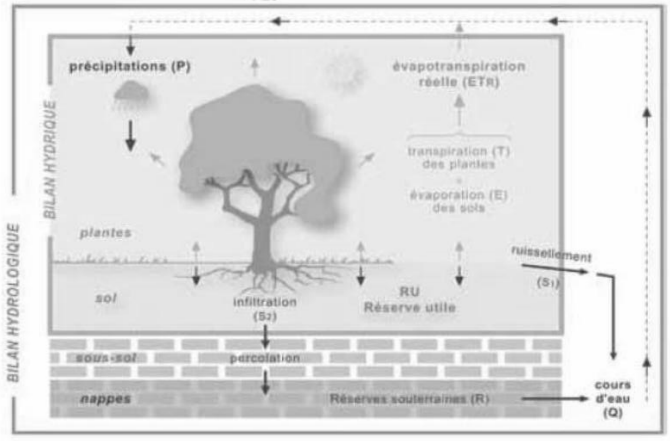
Le sol, compartiment essentiel du cycle de l'eau, et de la production agricole

La place du sol dans le cycle de l'eau

Le cheminement de l'eau entre l'atmosphère et la Terre (sous forme de précipitations) avant son retour dans l'atmosphère (par évaporation) s'organise dans le cadre du cycle de l'eau. La figure 1 présente de façon simplifiée le cycle de l'eau dans la nature (bilan hydrologique, cadre bleu) et précise les composantes d'un bilan partiel à caractère agro-climatique de cette eau (bilan hydrique, cadre vert).

De part ses caractéristiques variables d'un lieu à un autre (épaisseur, texture, charge en cailloux, teneur en matière organique…), le sol joue un rôle essentiel dans les processus de transfert et de biotransformation, à l'origine de la diversité des paysages. Ainsi, quand les sols sont saturés (réserve en eau égale à la RU) ou les pluies trop violentes, l'excédent de précipitations (P), comparé à la demande évapo-transpiratoire (ET), constitue le surplus hydrologique (S). Une part de ce surplus est un vecteur important de l'érosion des sols par ruissellement de surface (S1) ; l'autre partie s'infiltre et percole en profondeur à travers la porosité du sol et du sous-sol (S2), contribuant ainsi à la recharge des nappes d'eau souterraines (R) qui interviennent directement dans l'alimentation des cours d'eau (Q).

Figure 1 : Bilan hydrologique (cycle complet de l'eau) et bilan hydrique (cycle partiel de l'eau, ne prenant pas en compte les réserves en eau profondes mais seulement celles du sol, que l'on considère seules comme en interaction directe avec la plante, appelée réserve utile ou RU)



Le bilan hydrique : un outil pour déterminer la quantité d'eau présente dans le sol

Grâce à sa description complète des relations entre l'atmosphère, le sol et les plantes, le bilan hydrique permet de calculer la quantité d'eau présente dans le sol et constitue de ce fait un bon indicateur pour évaluer les contraintes pédoclimatiques pesant sur les cultures. Le bilan hydrique consiste en la comparaison de la lame d'eau tombée à la surface d'un territoire (bassin versant…) *i. e.* les précipitations, et les différentes formes de transfert de cette eau par évapotranspiration, écoulement, infiltration et alimentation des nappes souterraines. Si on considère le sol comme une éponge, une fraction de l'eau retenue par celle-ci entretient l'évaporation physique des surfaces humides (E) et la transpiration des végétaux (T), le tout constituant l'évapotranspiration réelle (ETR). Cette eau, directement mobilisable par l'atmosphère et les plantes, correspond à la réserve hydrique (RH) contenue dans la réserve utile (RU), élément fondamental dans le calcul du bilan hydrique dont l'équation fondamentale est :

$$P = ETR + S +/- RH$$

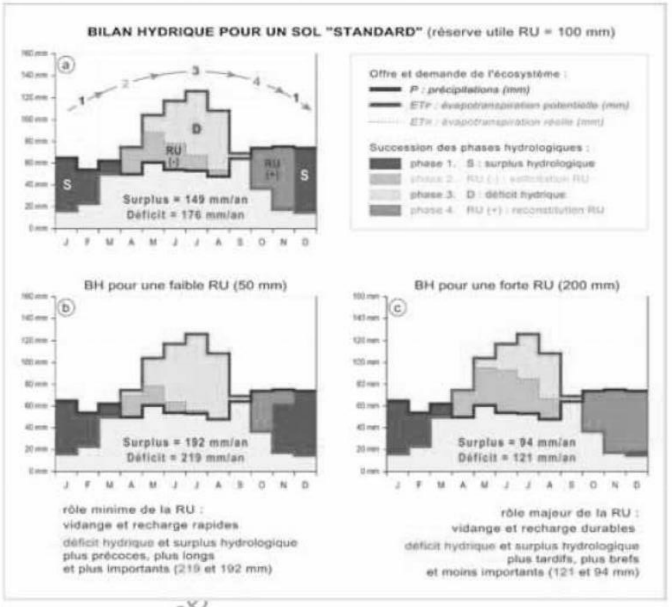
P : les précipitations (mm) ; ETR : l'évapotranspiration réelle (mm) ; S : le surplus hydrologique, composé par le ruissellement S1 et l'infiltration profonde S2 (mm) ; RH : état de la réserve hydrique (mm).

L'évapotranspiration potentielle correspond à la somme de l'évaporation du sol et de la transpiration de la végétation en un lieu donné si la disponibilité de l'eau est non limitée, elle ne dépend donc que des facteurs climatiques contrairement à l'évapotranspiration réelle déterminée par le climat et la teneur en eau des sols (Mounier, 1965, Dubreuil, 1994). L'évolution de la réserve en eau est calculée par décroissance logarithmique (Thornthwaite and Mather, 1976), ce qui traduit la difficulté des végétaux à capter les derniers millimètres d'eau dans les sols.

Sur la figure 2, en fonction des entrées pluviométriques (P), des pertes évapotranspiratoires potentielles (ETP) et de la réserve utile du sol (RU), on peut lire la succession des quatre phases du bilan hydrique sous climat tempéré océanique. L'ampleur des phases de surplus (en bleu foncé) et de déficits (en jaune) est alors pondérée par la capacité de la RU, le sol absorbant en automne les premiers excédents d'eau (P > ETP, bleu clair) et les restituant au printemps quand les précipitations ne sont plus suffisantes pour satisfaire la demande des plantes et de l'atmosphère (P < ETP, vert).

© Presses Universitaires de Rennes

Figure 2 : Bilan hydrique mensuel sur la Plaine de Caen pour la période 1971-2010 pour trois sols de capacités hydriques contrastées (RU de 50, 100 et 200 mm)



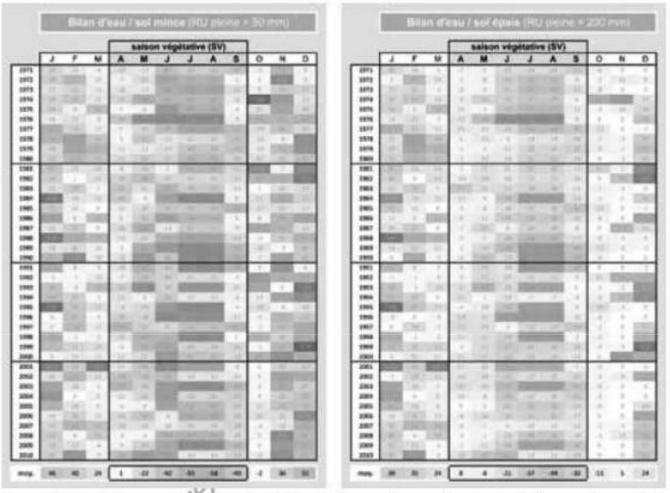
En l'absence d'analyse pédologique, la réserve agricole utile du sol est souvent fixée conventionnellement à 100 mm ou 125 mm, selon les auteurs. Sur la partie méridionale de la Plaine de Caen, par exemple, le bilan hydrique fait apparaître ici une période estivale durant laquelle l'eau vient systématiquement à manquer, nécessitant pour les agriculteurs le recours à une irrigation d'appoint (Trzpit, 1996) pour assurer le meilleur rendement à leurs cultures (Figure 2a). Mais sur le terrain la situation est très différente d'un secteur à un autre car la RU peut varier couramment de moins de 50 mm pour les sols squelettiques et caillouteux (Figure 2b), à plus de 200 mm pour les terres limono-argileuses et profondes (Figure 2c). Ces différences ne sont pas sans conséquences sur la quantité et la qualité des productions agricoles pour des exploitations soumises pourtant à un même climat.

Un bilan hydrique fortement influencé par la disponibilité en eau des sols

Dans les faits, la situation en année moyenne présentée ci-dessus est marquée par une forte variabilité interannuelle (Figure 3). Cette caractéristique du

climat tempéré océanique de l'ouest de la France est à l'origine de situations parfois préoccupantes, voire dramatiques, en raison des excès d'eau disponible à l'écoulement (cf. ruissellement et inondations de janvier 1995 ; asphyxie possible des systèmes racinaires) et de déficits hydriques durables et prononcés en pleine saison agricole (cf. sécheresse de l'été 1976). Les sols à forte réserve utile limitent alors les conséquences négatives des excès du climat.

Figure 3 : Variabilité interannuelle du bilan d'eau sur la Plaine de Caen entre 1971 et 2010



Les surplus hydrologiques (en bleu) et les déficits hydriques (en rouge) ont été calculés pour deux sols de capacités hydriques contrastées (50 et 200 mm).

Cette chronique du bilan d'eau laisse apparaître des blocs de mois aux caractères certes un peu moins extrêmes mais dont les conséquences peuvent être aussi très préjudiciables pour les plantes pérennes en raison de la succession d'épisodes excédentaires ou déficitaires sur plusieurs années consécutives (cf. souffrance des arbres à la suite des trois étés « secs » de 1989 à 1991). Elle permet d'imaginer les problèmes posés aux agriculteurs par cette variabilité climatique. L'intégration des données climatiques simulées sur le XXIe siècle pour la Bretagne puis le Calvados va maintenant permettre de préciser les contraintes hydriques à venir pour ces régions et l'intérêt de travailler avec une réserve utile « réelle ».

Approche stationnelle du suivi des sécheresses en Bretagne de 1950 à 2100

Les bilans hydriques peuvent être utilisés de manière stationnelle ou spatialisée, ce qui permet de présenter l'évolution quantitative de l'eau dans les sols à l'échelle d'une année pour une ville ou un territoire. Ces deux utilisations sont présentées ici pour mettre en évidence les phénomènes de sécheresse en Bretagne. Des bilans hydriques stationnels ont d'abord été calculés pour Rennes et Brest. Puis, un bilan hydrique spatialisé a été réalisé pour apprécier les variations spatiales d'intensité des sécheresses. Les données climatiques utilisées pour cette étude proviennent de l'INRA AGROCLIM, où elles ont été estimées à partir du modèle ARPEGE-Climat pour le scénario A1B du GIEC. Pour étudier les sécheresses, on s'intéresse en particulier au déficit d'évaporation, différence entre l'évapotranspiration potentielle et réelle (Dubreuil, 1997), qui traduit ainsi la quantité d'eau qu'il manque dans le système sol-atmosphère pour assurer une bonne croissance de la végétation en place.

Photographie 1 : Marais asséché, Presqu'île de Rhuys (Chloé Lamy le 11 juin 2011)

Le bilan hydrique stationnel a été calculé au pas de temps mensuel pour les stations de Rennes-St Jacques et Brest-Guipavas. Les données d'entrée sont les précipitations (P), les températures minimales et maximales (Tn et Tx), l'humidité relative, la vitesse du vent et le rayonnement. Les données observées proviennent de la publithèque de Météo France, tandis que les données modélisées sont issues du modèle ARPEGE-Climat à 50 km pour le scénario A1B du GIEC. Les données modélisées à 50 km ont été désagrégées par la méthode

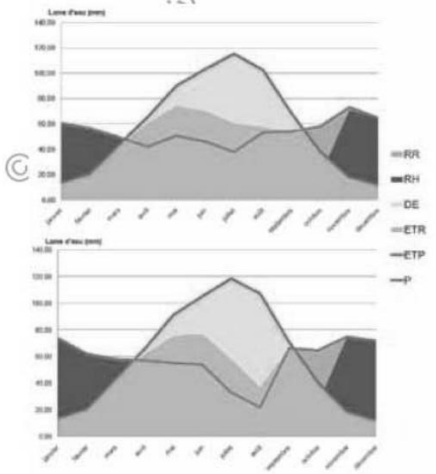
quantile-quantile conditionnelle pour être plus cohérentes localement pour une station donnée (Déqué, 2007 et 2009). En outre, afin d'avoir des jeux de données comparables, des facteurs de correction mensuels ont été appliqués sur les températures, l'humidité relative et le vent, réduisant l'écart sur l'ETP à 2,3 % et sur le déficit d'évaporation à 4 % (Tableau 1). Ces variables permettent de calculer une évapotranspiration potentielle (ETP) Penman-Monteith telle que recommandée par la *Food and Agriculture Organization* (Allen *et al.*, 1998). La taille de la réserve utile (RU) a été fixée à 125 mm, qui est la taille moyenne des réserves utiles en Bretagne (Mounier, 1965 ; Dubreuil, 1994).

Tableau 1 : Différences entre les données modélisées (mod) et observées (obs) à Rennes St Jacques

	obs	mod	écart	%
Tn	7,0	6,8	-0,2	
Tx	15,5	15,9	0,4	
P	647,6	691,7	44,1	6,8
ETP	690,7	706,2	15,5	2,3
ETR	520,7	529,1	8,4	1,6
DE	150,3	157,4	7,1	4,2

Tn et Tx : température minimale et maximale (°C) ; P : précipitations (mm) ; ETP : évapotranspiration potentielle (mm) ; ETR : évapotranspiration réelle (mm) ; DE : déficit d'évaporation (mm). Moyennes 1951-1980.

Figure 4 : Bilan hydrique fait à partir des données observées (haut) et modélisées (bas) sur la période 1951-1980 pour Rennes St Jacques

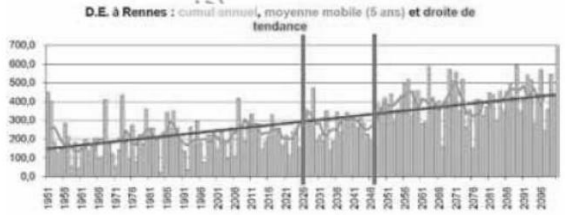


RR : reconstitution de la réserve utile, RH : surplus hydrologique, en mm.

Deux bilans hydriques ont été réalisés pour la station de Rennes à partir des données climatiques observées et modélisées (Figure 4). Ces deux bilans, globalement similaires, mettent en évidence le bon fonctionnement du modèle qui traduit de manière assez cohérente le climat rennais (Lamy et Dubreuil, 2011). Cependant, on note un biais sec persistant au mois d'août du fait de précipitations estivales sous-estimées par le modèle, qui devra être pris en compte lors de l'interprétation des bilans hydriques réalisés sur d'autres périodes. D'après ces deux bilans hydriques, le déficit d'évaporation moyen observé sur la période 1951-1980 est de 150 mm contre 157 mm pour le déficit modélisé, ce qui permet de valider les données modélisées sur la période actuelle. Suite à cette observation, une analyse en continu sur le XXIe siècle a été effectuée.

L'évolution du déficit à Rennes, d'après le modèle ARPEGE-Climat et le scénario A1B, révèle ainsi une augmentation de l'intensité des sécheresses au cours du XXIe siècle avec deux dates de ruptures (en bleu sur la figure 5) qui découpent la série en trois périodes : jusque dans les années 2020 le déficit augmenterait de 4,5 mm tous les dix ans, prolongeant les observations actuelles (Dubreuil *et al.*, 1998), puis il y aurait une période de stagnation d'une vingtaine d'années, suivie d'une nouvelle période d'augmentation de l'ordre de 8 mm tous les dix ans. Les sécheresses gagneraient ainsi en intensité au cours du XXIe siècle avec un doublement du déficit d'évaporation médian après les années 2050.

Figure 5 : Évolution du déficit d'évaporation (D.E.) modélisé à Rennes de 1950 à 2100 (modèle ARPEGE-Climat, Scénario A1B)



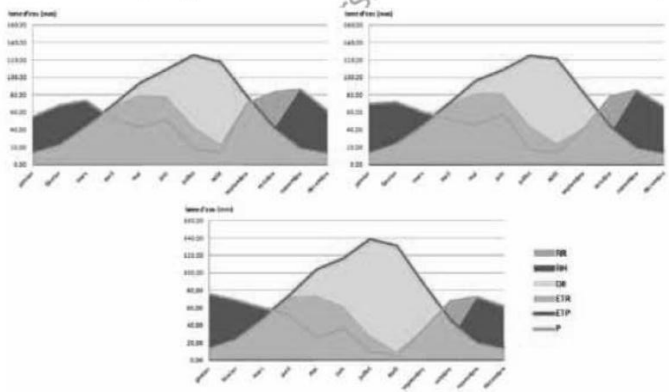
Des bilans hydriques moyens, basés sur des périodes de vingt ans encadrant les dates de rupture vues précédemment, ont été réalisés pour les stations de Rennes (Figure 6) et Brest. Les résultats mettent en évidence l'intensité du déficit d'évaporation qui atteint son maximum *a priori* en juillet, la situation au mois d'août n'étant pas interprétable du fait du biais sec du modèle climatique.

Le déficit d'évaporation augmente au cours du XXIe siècle à Rennes (Figure 6), en raison d'une augmentation de l'évapotranspiration potentielle et de la diminution des précipitations. Le déficit d'évaporation moyen serait de 226 mm dans les années 2020 et atteindrait 368 mm (plus que le déficit de 1976!) dans les années 2070, traduisant une augmentation de l'intensité des sécheresses.

Avec un déficit moyen de 368 mm, les sécheresses exceptionnelles d'aujourd'hui deviendraient communes dans les années 2070. L'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle atteindrait 770 mm à l'horizon 2050 et 820 mm dans les années 2070, ce qui est similaire à celle connue actuellement à Lyon et Cognac respectivement, toutes choses égales par ailleurs. Les pluies automnales plus intenses permettraient un remplissage complet de la réserve utile au mois de novembre. Ces résultats sont à modérer du fait du biais estival qui augmente artificiellement le déficit d'évaporation et l'évapotranspiration annuels.

À Brest le déficit d'évaporation évolue différemment du fait d'un climat plus océanique que pour Rennes. Les températures plus douces et les précipitations plus importantes entraînent un déficit d'évaporation plus faible, mais qui connaît également une augmentation au cours du siècle. On passe ainsi d'un déficit inférieur à 100 mm jusque dans les années 2050, qui atteindrait près de 200 mm à l'horizon 2070 (intensité observée actuellement à Rennes, toutes choses égales par ailleurs). Les fortes précipitations automnales et hivernales ont pour conséquence une bonne recharge de la réserve hydrique dès le mois d'octobre jusque dans les années 2020. Sur la seconde moitié du XXIe siècle, cette recharge perd en efficacité et il faut attendre le mois de novembre pour que les réserves hydriques soient remplies à 100 %.

Figure 6 : Bilans hydriques à Rennes d'après le modèle climatique ARPEGE-Climat et le scénario A1B (haut-gauche : 2007-2026; haut-droit : 2027-2046; bas : 2047-2066)



Au-delà des valeurs moyennes, il est intéressant d'observer les fréquences des sécheresses les plus intenses, comme l'ont été celles de 1976 et 1989 qui ont eu des conséquences importantes sur l'économie bretonne, notamment sur l'agriculture. La sécheresse de 1989 a été plus importante que celle de 1976 à Rennes avec des valeurs de déficit d'évaporation de 400 mm et 300 mm respectivement.

Le tableau 2 présente ainsi la probabilité d'occurrence de sécheresses d'intensité égales à celle de 1976 et 1989 pour Rennes et Brest. À Brest les sécheresses de 1976 et 1989 ont été un peu moins intenses qu'à Rennes, ce qui explique que le pourcentage d'apparition soit nul sur la période 1971-2000. Le tableau 2 met ainsi en évidence l'augmentation de la fréquence des sécheresses de type 1976 et 1989 pour les deux villes bretonnes. Des événements de sécheresse aussi intenses que ceux connus à Rennes en 1976 et 1989, assez rares actuellement, deviendraient donc communs sur une majeure partie du territoire breton à la fin du XXIe siècle.

Tableau 2 : Pourcentage d'années où les sécheresses peuvent atteindre l'intensité des sécheresses de 1976 et 1989 pour les périodes 1971-2000 (observé et modélisé), 2027-2046 et 2047-2066

	D.E. > 300 mm (Sécheresse de type 1976 à Rennes)		D.E. > 400 mm (Sécheresse de type 1989 à Rennes)	
	Brest	Rennes	Brest	Rennes
1971-2000 *observé*	0 %	10 %	0 %	3 %
1971-2000 *modélisé*	0 %	13 %	0 %	3 %
2027-2046	3 %	30 %	0 %	3 %
2047-2066	7 %	60 %	3 %	30 %

Approche spatialisée du bilan hydrique en Bretagne au cours du XXIe siècle

Suite à l'analyse stationnelle du bilan hydrique, le même bilan hydrique a été appliqué sur tout le territoire breton. Les données climatiques utilisées proviennent du modèle ARPEGE-Climat v4 (Météo France) et du scénario A1B. La méthode de régionalisation étant différente de celle utilisée pour les données stationnelles, le biais sec estival est moins important pour le bilan hydrique spatialisé. La réserve utile n'est plus fixée à 125 mm, mais basée sur la carte des sols fournie par l'UMR SAS (INRA, Agrocampus Ouest, programme Sols de Bretagne) (Figure 7). Celle-ci met en évidence la diversité de taille de réserve utile des sols bretons, avec des sols profonds (RU supérieure à 200 mm) au nord et à l'est et peu profonds à l'ouest (RU inférieure à 100 mm).

Des cartes de déficit d'évaporation (D.E.) ont ainsi été produites pour deux années moyennes, permettant de cerner la situation au milieu (2021-2040) et à la fin (2061-2080) du XXIe siècle (Figure 8). Au milieu du XXIe siècle le déficit d'évaporation varie de 100 mm à 250 mm en Bretagne, tandis que sur la seconde moitié du siècle il varie de 150 à 500 mm. Cette augmentation nette du déficit d'évaporation à l'échelle de la région confirme les tendances observées avec les bilans hydriques stationnels à savoir que les événements de sécheresse gagneront en intensité au cours du XXIe siècle.

© Presses Universitaires de Rennes

Figure 7 : Carte de la réserve utile des sols bretons (Sols de Bretagne, Agrocampus Ouest)

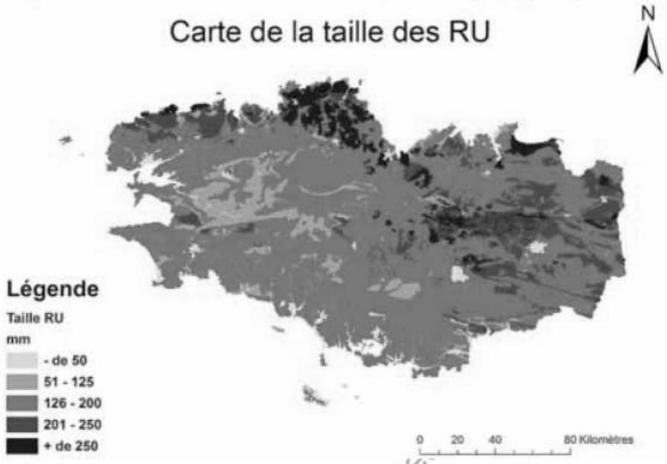
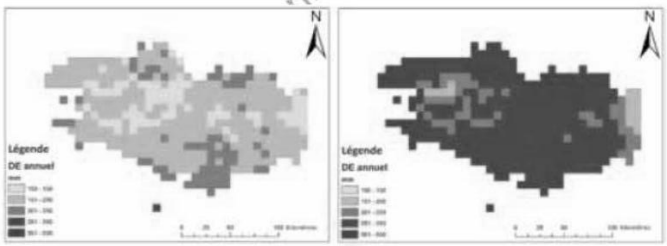


Figure 8 : Cartes du déficit d'évaporation en Bretagne pour deux années moyennes du milieu (haut) et de la fin (bas) du XXIe siècle, d'après le modèle ARPEGE-Climat v4 et le scénario A1B

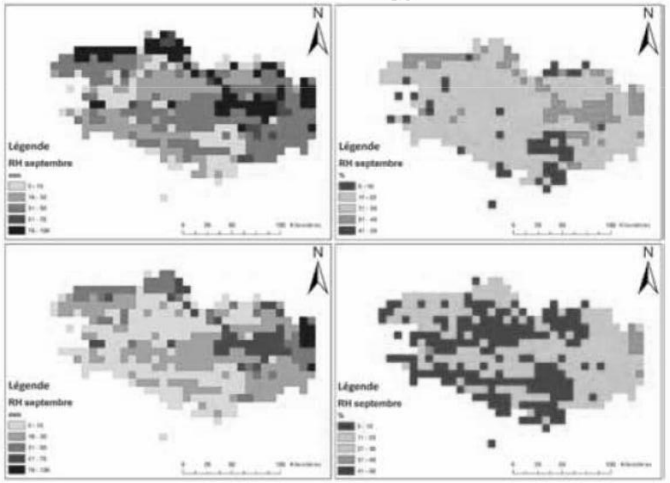


Pour approfondir cette étude, des cartes d'état de la réserve hydrique au plus fort de l'été ont été réalisées pour le milieu et la fin du XXIe siècle. Les cartes présentées en figure 9 (colonne gauche) illustrent ainsi la quantité d'eau restant dans les sols au mois de septembre au milieu et à la fin du XXIe siècle, mois où la réserve hydrique est à son minimum en France. On voit ainsi que l'assèchement estival gagne en intensité au cours du XXIe siècle, avec un remplissage moyen compris entre 16 et 50 mm jusque dans les années 2050, contre une moyenne de 0 à 30 mm au cours de la seconde moitié du XXIe siècle. Les sols profonds,

situés au nord et à l'est de la Bretagne, qui ont une grande réserve utile, arrivent à conserver un bilan hydrique plus favorable que les sols voisins.

Cette représentation de l'assèchement des réservoirs hydriques des sols à la sortie de l'été peut être complétée par une information de taux de remplissage de ces mêmes réservoirs à la fin de l'été (Figure 9, colonne droite). Cela permet de mettre en évidence que les sols profonds, jusqu'au milieu du XXIe siècle, bénéficient de taux de remplissage supérieurs à 30 % quand le reste de la région présente un taux de remplissage des réserves des sols entre 10 et 30 %. Cela s'explique par la profondeur de ces sols qui entraîne un ralentissement de l'assèchement estival par évapotranspiration. En revanche, pour la fin du XXIe siècle, les sols profonds ne se distinguent plus du reste du territoire breton et partout le taux moyen de remplissage des réservoirs hydriques est compris entre 0 et 20 %. Cela laisse supposer que les sécheresses seraient devenues trop intenses pour que les sols à grande réserve utile puissent conserver un fort taux d'humidité.

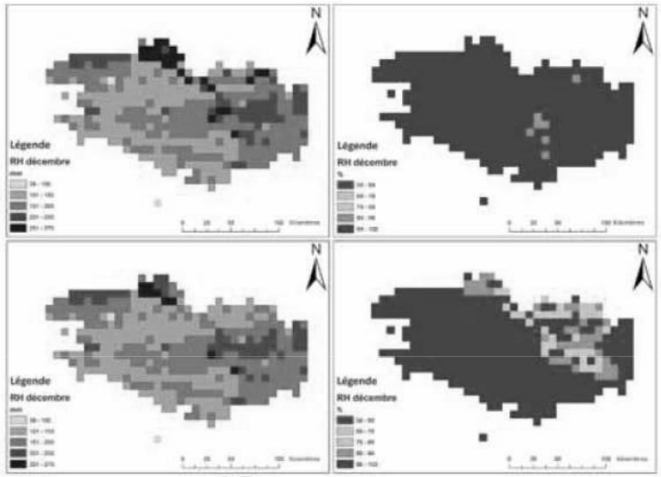
Figure 9 : État de la réserve hydrique au mois de septembre en mm (colonne de gauche) et en taux de remplissage en % (colonne de droite) de deux années moyennes du milieu (haut) et de la fin (bas) du XXIe siècle, d'après le modèle ARPEGE-Climat v4 et le scénario A1B



Le suivi du déficit d'évaporation annuel et du remplissage des réserves hydriques à la fin de l'été permet de mettre en évidence l'intensité croissante des phénomènes de sécheresse au cours du XXIe siècle, qui peut s'expliquer par la répartition des précipitations à l'échelle de l'année, qui tendent à diminuer en période estivale et à augmenter durant l'automne et l'hiver. De fait, l'assèche-

ment de plus en plus sévère des réservoirs hydriques des sols à la fin de l'été peut éventuellement être compensé par des pluies plus importantes sur la période automnale, favorisant ainsi leur recharge.

Figure 10 : État de la réserve hydrique au mois de décembre en mm (colonne de gauche) et en taux de remplissage en % (colonne de droite) de deux années moyennes du milieu (haut) et de la fin (bas) du XXIe siècle, d'après le modèle ARPEGE-v4 et le scénario A1B



Cependant, les bilans hydriques de Brest ont mis en évidence une perte d'efficacité de la recharge automnale qui se décale d'un mois en 50 ans. Cette évolution est visible sur les cartes d'état (en mm) et de taux de remplissage (en %) des réserves hydriques réalisées pour le mois de décembre (Figure 10). La situation au milieu du XXIe siècle révèle ainsi un remplissage des réservoirs hydriques complet sur 98 % du territoire. Sur la seconde moitié du XXIe siècle la recharge automnale apparaît moins générale puisque 20 % des sols du territoire breton ne sont pas rechargés complètement. Les sols concernés sont des sols à grande réserve utile, qui mettent plus de temps à se recharger. En résumé, la recharge automnale des sols profonds est efficace dès le mois de décembre jusqu'en 2050, mais, à la fin du XXIe siècle, ces sols sont plus sévèrement asséchés à la sortie de l'été, ce qui a pour effet de retarder l'efficacité de la recharge automnale d'un mois. Or, un remplissage complet des réserves hydriques au cours de l'hiver permet d'éviter des phénomènes de sécheresse précoces et intenses comme ce fut le cas de la sécheresse du printemps-été 1976 qui suivait un hiver 1975-1976 peu arrosé. Cela permet également la recharge des nappes d'eau souterraines, une partie du surplus hydrologique s'infiltrant et percolant alors en profondeur à travers le sol et le sous-sol (Figure 1). Ces événements de sécheresse hivernale restent encore rares à l'heure actuelle, mais les faibles taux de remplissage des réserves hydriques en décembre à la fin du XXIe siècle laissent penser que ce risque encore épisodique, pourrait devenir structurel dans les années 2080. En contrepartie, l'absence de recharge complète des sols entraînant corrélativement la disparition du surplus hydrologique, on observerait pour ces secteurs une réduction des phénomènes érosifs par ruissellement de surface.

Approche pédologique du suivi des réserves en eau des sols dans le Calvados, pour appréhender les effets du changement climatique sur l'agriculture

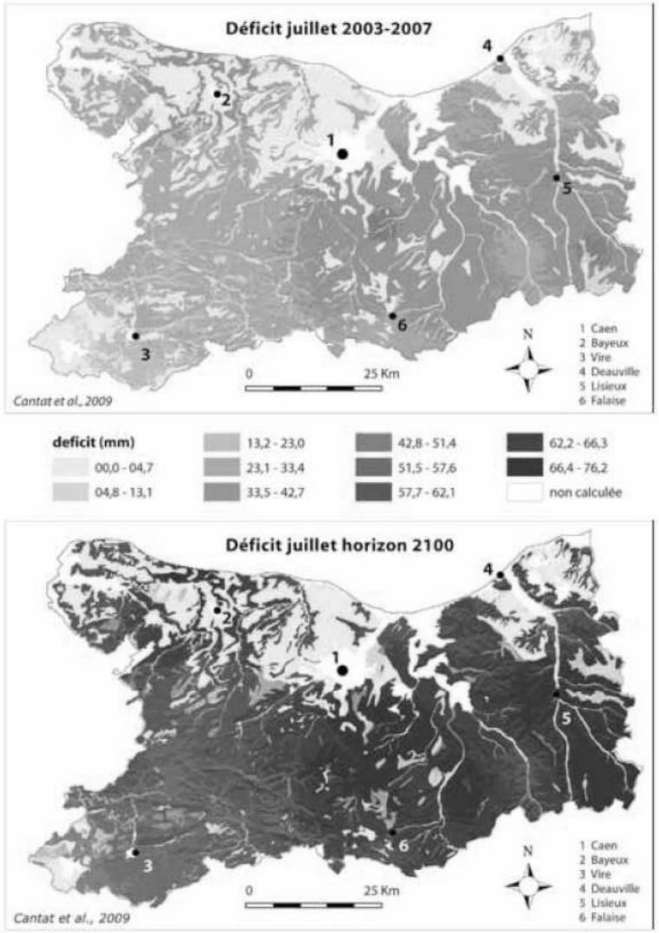
La sécheresse des sols en juillet dans le Calvados : situation actuelle et future

La multitude des combinaisons topographiques, pédologiques et climatiques constitue autant de causes possibles pour expliquer de forts contrastes locaux de la quantité d'eau réellement disponible dans le sol pour les plantes. Chaque entité qui compose l'espace géographique doit donc être caractérisée par des données climatiques et une réserve utile maximale représentatives de chaque site. La cartographie résultante (Figures 11 et 12) s'appuie sur la spatialisation des observations du réseau de mesures Météo France pour les principales données climatiques (précipitations, température, rayonnement solaire, évapotranspiration potentielle) puis sur l'intégration au modèle de calcul du bilan hydrique des données topographiques (pente et exposition) et édaphiques (RU variant de 10 à 235 mm) pour obtenir une image des plus réalistes de la quantité d'eau disponible dans le sol à tout moment (Cantat *et al.*, 2009). Les données simulées pour la fin du XXIe siècle (modèle ARPEGE-Climat, scénario A1B) permettent de comparer les situations actuelles et futures.

Si l'on considère les espaces de champs ouverts destinés à la grande culture céréalière (diagonale Bayeux, Caen, Falaise), bien que le climat y soit sensiblement identique, les différences de RU occasionnent des contrastes très marqués dans le déficit hydrique estival (Figure 11), fait essentiel pour l'agriculteur mais dont ne pouvait pas rendre compte une cartographie calée sur une RU uniforme de 100 mm. Au nord-ouest de Caen, les sols profonds et limoneux atténuent la sécheresse des sols (de 0 à 10 mm) alors qu'au sud-est de la capitale régionale le stress hydrique est déjà beaucoup plus présent (de 20 à 40 mm) en raison de la piètre RU de sols généralement minces et caillouteux, nécessitant le recours à l'irrigation pour ne pas pénaliser la production de matière végétale. Cette carte met également en évidence la situation paradoxale du Bocage : si les précipitations généralement plus abondantes sur ces hauteurs sont un atout pour la conservation des herbages en été, en revanche la faible RU des sols entraîne au total un déficit hydrique notable, conduisant certaines années (cf. 1976, 2011) à importer du fourrage pour pallier le dessèchement des prairies. Nous sommes donc parfois bien loin de l'image traditionnelle véhiculée par les collines de Normandie,

région où « l'herbe foisonnante, le bocage serré deviennent l'expression concrète d'un climat tout pétri d'humidité »… (Trzpit, 1978).

Figure 11 : Cartes du déficit hydrique estival du Calvados; moyenne 2003-2007 (à gauche) et horizon 2100 (à droite)



Dans l'optique d'un changement climatique apportant sur l'Ouest de la France moins d'eau et plus de chaleur durant la saison végétative (GIEC, 2007), on assisterait donc logiquement à un accroissement des déficits hydriques estivaux, ce dont rend compte la simulation réalisée sur le Calvados à l'horizon 2100. La partition de l'espace géographique serait alors encore plus tranchée qu'actuellement, avec une aggravation notoire de la sécheresse des sols dans tous les secteurs à faible réserve utile maximale, contrairement aux « bonnes terres » qui conserveraient une même faible contrainte hydrique.

La sécheresse des sols en juin dans le Virois : situation actuelle et à l'horizon 2100

Un des intérêts de la modélisation à haute résolution spatiale est de pouvoir mettre en relation l'intensité des stress hydriques avec la répartition des systèmes de production agricole et le découpage des parcelles. À titre d'exemple, voici un zoom sur la région du Bocage Virois exprimant le déficit hydrique moyen des sols pour le mois de juin (Figure 12). Ce secteur est caractérisé par une agriculture tournée vers la polyculture-élevage (système mixte à base de cultures céréalières, de productions fourragères (maïs, prairies) et de productions laitières) et vers l'élevage intensif (productions fourragères pour l'alimentation des bovins destinés à la production laitière).

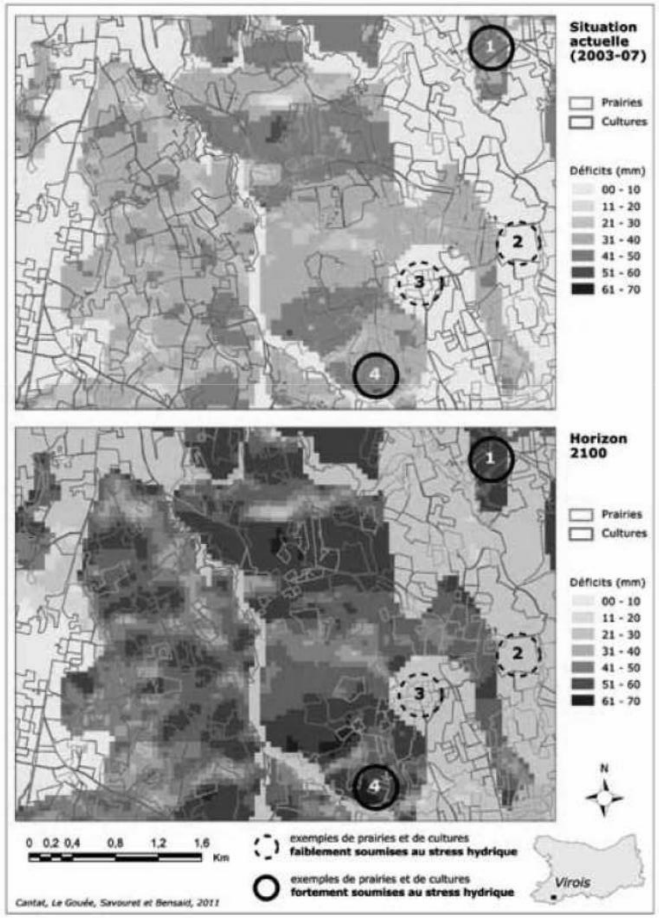
La carte permet d'apprécier la très forte variabilité spatiale du stress hydrique au début de l'été (de 0 à 70 mm) et d'identifier les parcelles concernées. Ces contrastes hydriques peuvent avoir des répercussions importantes sur le fonctionnement des systèmes agricoles en cette période sensible de l'année (montaison du maïs, des graminées et des légumineuses comme le trèfle violet). Ainsi, à quelques centaines de mètres de distance, au gré de la topographie et des sols, le manque d'eau pour les cultures dans les parcelles de type 1 se fait déjà cruellement sentir (marron foncé) alors qu'au même moment la situation est sans contrainte majeure pour celles se développant dans des configurations de type 2 (jaune clair). Le constat est le même pour les prairies (parcelles 3 et 4). Notons toutefois que les conséquences de la sécheresse sur les écosystèmes – et la baisse de production corrélative – sont à moduler dans le temps et dans l'espace selon le mode de développement et d'organisation du système racinaire des plantes considérées.

La prospective à l'horizon 2100 traduit là encore une aggravation sensible des conditions pédoclimatiques, ce qui pose à moyen terme la question de la vulnérabilité des systèmes de production agricoles vis-à-vis de la sécheresse des sols (Le Gouée *et al.*, 2010a). En croisant la carte des déficits hydriques pour 2100 avec celle des systèmes de production agricole, il est possible d'envisager la résilience de ces systèmes sur la base des itinéraires techniques actuels : en systèmes céréaliers, nette opposition entre les exploitations méridionales relativement épargnées et celles confrontées à des déficits hydriques importants susceptibles d'impacter les rendements ; pour les systèmes mixtes et d'élevage, conséquences encore plus significatives compte tenu des fortes intensités de déficit hydrique et de la nature

© Presses universitaires de Rennes

des couverts végétaux (maïs fourrage en sec et prairie à graminées). L'économie agricole départementale devrait être d'autant plus affectée que ces systèmes couvrent aujourd'hui près de 80 % de la SAU du Calvados (Le Gouée *et al.*, 2010b)…

Figure 12 : Cartes haute résolution du déficit en eau des sols du Virois (sud-ouest du Calvados) : moyenne juin 2003-2007 et l'horizon 2100



Conclusion

Les données du modèle ARPEGE-Climat permettent de simuler de façon réaliste le bilan hydrique actuel, ce qui autorise l'utilisation de ce type de bilan pour les scénarios jusqu'à la fin de ce siècle. L'étude des sécheresses à Brest, Rennes et Caen révèle une augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses au cours du XXIe siècle. Ces augmentations apparaissent plus modérées sur la première moitié du XXIe siècle et seraient plus intenses sur la seconde moitié du XXIe siècle. Des événements secs de type 1976 ou 1989, rares actuellement, deviendraient plus communs. Ces tendances sont confirmées par les bilans hydriques régionalisés, qui permettent en outre la mise en évidence du faible remplissage des sols à grande réserve utile sur la seconde moitié du XXIe siècle. Ces sols, qui présentent une forte inertie, mettront ainsi plus de temps à se recharger au cours de l'automne, entraînant des taux de remplissage en décembre inférieurs à 100 % sur 1/5e du territoire breton dans les années 2080. Ces résultats devront être complétés par une prise en compte de l'occupation du sol, qui permettrait de cerner la vulnérabilité de l'agriculture.

Ce genre d'études, du fait de sa prise en compte de la diversité des sols à une échelle fine, propose un bilan hydrique spatialisé particulièrement utile aux acteurs locaux et aux agriculteurs. En effet, en offrant une nouvelle lecture des contraintes hydriques du territoire, les résultats ainsi obtenus sont utiles à la gestion et l'aménagement du territoire ainsi que pour l'agriculture à travers l'identification des exploitations les plus touchées par les déficits en eau des sols. Dans le cadre du *Développement durable*, cette étude soulève également la question de l'adaptabilité socio-économique des exploitations agricoles face au changement climatique.

© Presses universitaires de Rennes

Augmentation du gaz carbonique dans l'atmosphère : les plantes réagissent!

L'augmentation continue du gaz carbonique (CO_2) dans l'atmosphère influe directement sur les conditions climatiques en augmentant le *forçage radiatif*, c'est-à-dire la part de l'énergie reçue par le système terre vis-à-vis de l'énergie perdue. Cela provoque le réchauffement atmosphérique (le traditionnel « effet de serre ») et l'augmentation de l'évapotranspiration, qui dépend notamment de la température. Cette augmentation du CO_2 influe également sur le système climatique à travers ses effets sur la physiologie des plantes. Cette influence est appelée *forçage physiologique* (Betts *et al.*, 2007) : la fermeture relative des stomates de nombreux végétaux avec l'augmentation de la concentration en CO_2, augmente l'efficience de l'eau (même production de biomasse pour moins d'eau consommée), donc réduit la transpiration, et laisse ainsi plus d'eau dans les sols. Cet effet est particulièrement important pour la plupart des plantes et tous les arbres (dites plantes dites en C3) et plus faible pour les cultures comme le maïs (plantes dites en C4).

Ce forçage, connu des physiologistes, les a conduit à intégrer ce facteur lors de la simulation de l'effet du changement climatique sur les principales espèces en France (Brisson, 2010). Brisson propose ainsi un facteur correctif pour le calcul de l'évapotranspiration de référence (ET0) qui prend en compte l'effet de cette augmentation du CO_2. Cette correction n'est pas anecdotique : pour un taux de CO_2 de 370 ppm et un ET0 initial de 500 mm, l'ET0 passe à une valeur de 426 mm avec un doublement de CO_2, soit une baisse de 15 % de l'ET0. L'augmentation du CO_2 pourrait ainsi conduire paradoxalement à une augmentation ou à une moins grande diminution de l'eau stockée dans les sols, et de l'eau disponible pour la recharge des nappes et pour l'écoulement.

Cependant la complexité des processus mis en jeu par le changement climatique ne s'arrête pas là : cet effet ne s'exprime pas en tout temps ; Lorsque le sol est sec et ne peut pas répondre à la demande évaporatoire, l'évapotranspiration réelle est alors inférieure à ET0, et contrôlée non pas par cette valeur d'ET0, mais par la quantité d'eau contenue dans le sol, comme cela est montré dans cet ouvrage par exemple par Lamy et Lemercier. Dans les sols irrigués par contre ce processus va jouer à plein. Cette complexité est illustrée ici par des effets de régulation liés à des rétroactions négatives (c'est-à-dire contre-balançant un processus en jeu). Dans d'autres cas il y aura au contraire des effets de synergie.

L'importance de ce forçage physiologique sur les ressources en eau à l'échelle de bassins versants doit encore être évaluée (Huntington, 2008). Gedney *et al.* (2006) ont récemment montré une augmentation de l'écoulement des fleuves au niveau mondial pendant le xxe siècle, malgré l'augmentation des prélèvements par l'homme. L'explication donnée à cela, à travers un modèle de processus, est en grande partie l'effet du forçage physiologique. Nous présentons ci-dessous 2 illustrations régionales de ce forçage physiologique. La première montre les conséquences de cet effet sur l'évapotranspiration, cumulée sur la saison chaude (d'avril à fin septembre) pour 3 sites contrastés. On constate un effacement de l'effet du changement climatique sur l'ET0, qui reste stable dans le futur.

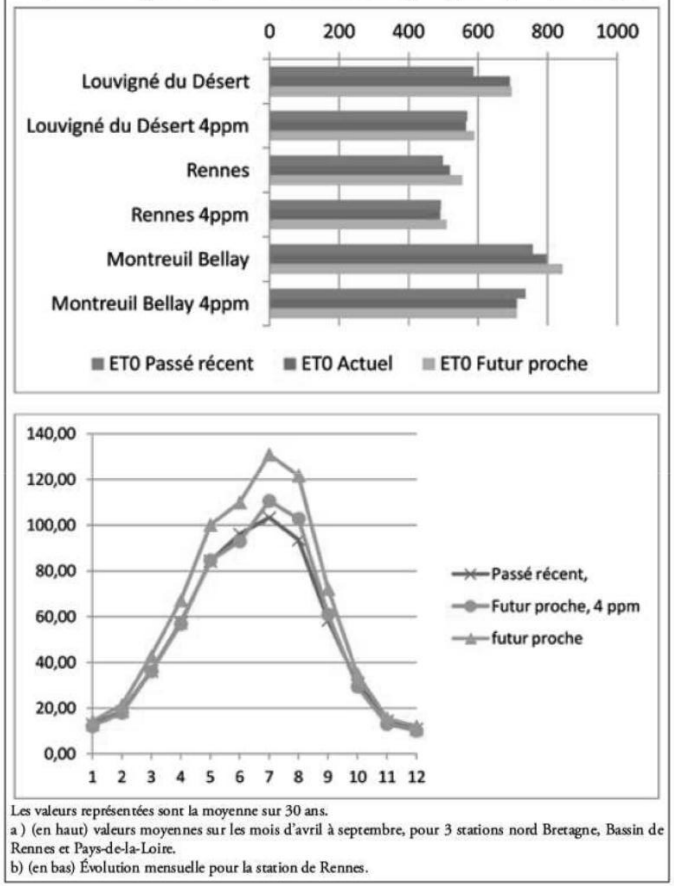
La seconde montre de façon plus détaillée, mois par mois, sur une station, l'effet du forçage physiologique sur l'évapotranspiration de référence (ET0), dans le futur proche.

CHLOÉ LAMY, OLIVIER CANTAT, PATRICK LE GOUÉE, VINCENT DUBREUIL, ABDELKRIM BENSAID, BLANDINE LEMERCIER, EDWIGE SAVOURET

Figure 13 : Méthode pour la cartographie à l'échelle fine des variations de la réserve en eau du sol

Méthode détaillée, *in* « Le rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques », *CNFG*, 2009, p. 81-100 [http://thema.univ-fcomte.fr/IMG/pdf/7_Olivier_Cantar.pdf].

Figures : Évolution dans le futur proche de l'évapotranspiration de référence calculée d'une part selon la formule de Penman Monteith (futur proche), et d'autre part selon la formule ajoutant l'influence du CO_2 sur ET0 pour un accroissement du CO_2 de 4 ppm/an (futur proche, 4 ppm)



Les valeurs représentées sont la moyenne sur 30 ans.
a) (en haut) valeurs moyennes sur les mois d'avril à septembre, pour 3 stations nord Bretagne, Bassin de Rennes et Pays-de-la-Loire.
b) (en bas) Évolution mensuelle pour la station de Rennes.

© Presses universitaires de Rennes

PUBLICATION N°14

LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., GOULET A., DELAHAYE D., 2011 ***SCALES: An Original Model to Diagnose Soil Erosion Hazard and Assess the Impact of Climate Change on Its Evolution***.

Chapter 12, *Soil Erosion Studies*. InTech Publisher, pp. 227-252.

12

SCALES: An Original Model to Diagnose Soil Erosion Hazard and Assess the Impact of Climate Change on Its Evolution

Patrick Le Gouée, Olivier Cantat, Abdelkrim Bensaid, Alexis Goulet and Daniel Delahaye
University of Caen Basse-Normandie, France

1. Introduction

In that they regulate the water supply, determine air quality, are an essential component of the biodiversity of environments, support biomass production, and are a factor in maintaining and developing populations, soils perform environmental, productive and societal functions which take part in maintaining the fragile balance of territories (EEA, 2008). Therefore, soils constitute a natural heritage which has to be sustainably managed at a local as well as global level. There is now an international consensus on this statement, as human-caused soil degradation has accelerated and taken on more diversified manifestations across the world over the past fifty years.

In Europe, water erosion of soils is seen as one of the main forms of degradation of arable land. The surface of European soil affected by erosion is estimated to be around 12%. From continental to local levels, territorial agencies need to avail of geo-referenced information to Fig.ht against or prevent soil erosion. The aim in particular is to map the areas most affected or likely to be affected, in order to formulate restorative or preventative measures (*Gobin* et al., 2004). Besides, in the current context dominated by a global warming which will in the mid and long term disrupt the natural components of habitats, it seems necessary to provide the representatives of civil society with new elements which facilitate rationalized anticipation of future evolutions and of consequences in terms of land management.

To that end, erosion risk maps are essential documents. They are the result in particular of the production of semi-quantitative erosion models such as PSIAC (PSIAC, 1968; Hadley et al., 1985), FSM (Verstraeten et al., 2003; de Vente et al., 2005), EHU (Stocking and Elwell, 1973), CORINE (EEA, 1992) or even INRA (Le Bissonnais and Daroussin, 2001) and PESERA (Kirkby et al., 2003).

Whereas all the semi-quantitative models can be characterized by their simplicity and their high application potential to global spatial and temporal scales, their degree of accuracy does not allow the mapping of erosion problems at local level. To overcome this difficulty, we have developed the SCALES model (Le Gouée et al., 2010). SCALES is a model which offers similarities with semi-quantitative models as regards structure of model, holistic positioning, and strong reproducibility potential, but also with physical and empirical models because of the great accuracy of the data used and of their spatial representation.

After having shown the operational capability of SCALES at the scale of the Calvados department (Le Gouée et al., 2008) which represents 5,500 km² (Fig. 1), we then focused our efforts on adapting this model to produce a diagnosis of the erosion hazard at seasonal and monthly scales (Stepkow, 2008). That approach enabled us most recently to offer a prospective insight into the effects of climate change in the distant future (scenario A1B of the IPCC for 2100) on the evolution of soil erosion hazard in Normandy (Goulet, 2010).

Fig. 1. The regional council of Basse-Normandie. A: Catchment of the Branche. B: Catchment of the Lingèvres.

2. The SCALES model

2.1 Background

SCALES provides a mapping of soil erosion hazard which offer local land managers spatialized data at regional scale while having high accuracy on the local scale. As a result, hazard assessment is carried out on erosion source areas identified by elementary spatial units such as agricultural parcels.

In many European regions, agricultural land is structured visually and physically by the juxtaposition of these parcels. Each of these units is an erosion system whose activation depends less on near environment than on the distinct features of each parcel. By mapping the hazard at the scale parcel, the aim is to provide land management organizations with data so as to rationalize the Fig.ht against erosion hazard not at catchment area scale, but directly at source area level.

Taking into account anthropic activity in assessing hazard means resorting to the concept of agricultural practices as opposed to that of land cover, unlike all others erosion models at regional scale. The idea here is to re-contextualize hazard by looking at agricultural practices strongly structured along annual cycles (duration and management of intercrop) and multiannual cycles (crop rotation).

Initial, intermediate and final data from the model needs to be implemented as numeric geo-referred informations, usable with GIS and presented at different spatial resolutions showing the main agricultural, administrative and hydrological divisions of the area.

Since diagnostic of erosion hazard is based on data susceptible to change on a short or medium time, the model needs to be designed in order to easily generate data and hazard level updates. This perspective will then offer the possibility to develop an exploratory approach aiming to measure the positive or negative effects of a climatic tendency or a planned change in agricultural practices.

The SCALES approach can be reproduced where such agricultural practices as descrubed above occur and where the climate is a mild maritime one. In Europe, the application of the model can be carried out all along the Oceanic façade from the N-W of Spain until the South of England.

2.2 The SCALES model characteristics

SCALES is displayed as a regional scale applicable model keeping high precision and high quality of information at local scale. This tool allows us to produce in a short time a diagnostic of erosion hazard using high resolution data coming from accurate data. This diagnostic is specific to arable lands. It cannot be proposed in context of "natural" vegetation such as woods or forests or for urbanized areas. SCALES is also designed to be accessible to a wide range of companies dealing with questions of environmental relevance. Furthermore, this model also displays the possibility to aggregate hazard data with administrative or hydrological units like municipality and elementary catchment, in order to adapt the diagnostic to intervention scales of local land managers.

2.2.1 Basic statements

SCALES is a tree form model based on the use of GIS in order to map the potential sensibility of areas and soil erosion hazard. Potential sensibility of areas represents the first fundamental concept of the model. This concept aims to precise if the studied area is able to generate erosive runoff when we integrate both erodibility of soils, land-use and topography. The computational model is therefore a global indicator.
Erosion hazard defines the probability of appearance of soil erosion by water when potential sensibility and rainfall erosivity are put together. The rainfall erosivity depends on meteoric conditions. The latter will be higher during wet years and lower during dry years. We thus estimate a mean of rainfall erosivity based on rainfall data originating from pluri-annual period. Therefore, the erosion hazard has to be considered as a mean hazard.
The factors of evaluation of soil erosion hazard (soil erosion, agricultural practices, topography and rainfall erosivity) are displayed by the input data which can be of quantitative or qualitative relevance. Each factor is defined by one or several types of input data. All data types are converted in measurable data which in turn will express levels of pressure on the erosive runoff trigger. Some input data are combined in order to obtain combined data which generate also level pressure. Levels of pressure from combined data will lead to the estimation of level of hazard.

2.2.2 Parameters and input data

The choice of input data (Fig. 2) in the view of characterizing factors of evaluation of erosion hazard result from well-established scientific concepts in the literature, expert opinions and by conclusions originating from numerous personal observations for two years in the Department of Calvados (Le Gouée et al., 2008).
In order to estimate the soil erodibility, we selected and considered the structual instability as input data. This characteristic corresponds to the soils sensibility to degradation of its superficial structure by rainfalls. The degradation by water can be explained by the different physical and physico-chemical mechanisms among which we can cite: bursting, mechanical disaggregation, disaggregation by differential blow, and the chemical spread. Mechanical disaggregation due to the impact of rain drops constitute, in the temperate regions influenced by the ocean, the main mechanism acting on the soil crusting.

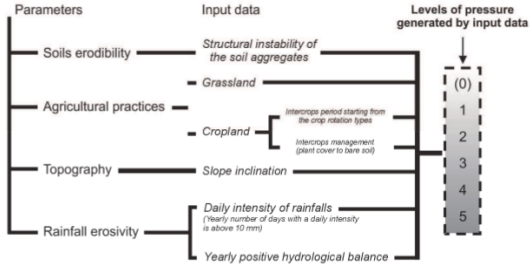


Fig. 2. Types of parameters and input data and levels of pressure concerning soil erosion

Soil erodibility

However, one must be aware that the sensibility of the soil to erosion is not always correlated with the soil crusting notion and a fortiori to the soil characteristics which lead to this phenomenon. In case of heavy rainfalls combined with water-saturated soils we will observe the establishment of a runoff on soils with stable structure able to transport heavy aggregates or stony load. This case will be integrated to the model when we will show input data relative to rainfall erosivity factors.

Agricultural practices

In temperate regions, soil erosion is linked to agricultural land. We can observe this erosion when soils are not protected by a permanent or well-developed plant cover. At this stage, a first distinction must be established between areas entirely and durably covered by agricultural vegetation i.e., permanent grassland and orchard, and the ones dedicated to crops. In the first case, water erosion remains absente or very anecdotic. In the second case, the risk to soil erosion is closely linked to the agricultural practices and their temporality.
The choice between crops or grassland and the technical management of cultivated parcels is integrated within the framework of logics of management of the farms fixed over several years. The assessment of the pressure generated by the agriculture on erosion hazard fulfills these logics. This is the reason why we prefer talking about agricultural practices more than land cover: the first term refers to the impact of agriculture at a multiannual scale when the second refers to plant covers (grassland, cereal crops, fodder crops) at a given moment. As we explained about rainfall erosivity, the role of agricultural practices on erosion is finally estimated by a mean pressure level characterizing the global erosive impact of technical practices during agricultural cycles. Therefore, the soil erosion hazard is an indicator of the soil degradation at multiannual scale.
The impact of agricultural practices in the modeling is established out of 3 types of input data. The first type of input data is related with the presence or absence of plant cover. A distinction is made between the areas characterized by permanent plant cover (grassland or orchards) and cultivated areas.

For the latter, another type of data aims to precise the profile of crop rotation. It allows us to gather information about the duration of the crop rotations and of the duration of the intercrop periods. This intercrop period data is essential for the application of SCALES because it specifies the amount of time during which the soil is directly subjected to the erosive action by the rainfalls. When the intercrop period is persisting, the risk of soil erosion increases. The mean duration of intercrop period has been chosen to estimate erosive pressure levels due to agricultural practices.
For cultivated lands, a third type of input data is used. It is related to intercrop management. This management is indeed leading to very different soil erosion responses whether keeping a bare soil or establishing temporary plant cover such as temporary crops or ray-grass. The duration and terms of intercrop management are linked to the types of crop rotations. The diversity of observed situations during the rotation cycle is integrated in the form of erosive pressure levels calculated for "intercrop period" and "intercrop management" input data.

Topography

The role of topography in the assessment of erosion hazard is expressed through the selection of only one type of input data which is slope inclination. Possibilities of runoff of the non-infiltrated water are depending on the slope at every point of space. These possibilities increase rapidly as soon as the slopes are strong.

Rainfall erosivity

Rain is the main factor of soil erosion by water. Its capacity to damage the soils depends on rainfall intensity, on volume of precipitations and on the hydrological response of the soil to rainfalls. This led us to propose two types of input data.
The first type defines the rainfalls ability to erode the soil based on its intensity. Among the indicators usually employed, we chose to considerate the yearly number of days with a Daily Intensity is above 10 mm (Fig. 2). Data comes from records of local meteorological stations of Météo France network.
The second type of data results from the response of the soils to the rainfalls. It refers to the concept of yearly positive hydrological balance and is given by applying the methods of hydrous budget. The positive hydrological balance is regarded as available water either for drainage or runoff. Data are resulting from the combination of potential evapotranspiration, rainfalls and available water content. If it is difficult to estimate the part of drainage and runoff, we can recognize that the risk of runoff increases with an increase of positive hydrological balance. These data are calculated at monthly scale and then cumulated to obtain results at yearly scale. The data used are means of climatic period. The main problem encountered to get this type of data comes from the methods implemented to gather accurate and reliable data about available water content. This problem is solved since it has been decided to start a wide program of soil mapping over the Calvados.

2.2.3 Steps of the modeling

The first step aims to convert all input data into erosive pressure levels (Fig. 3). 6 levels of pressure had been specified, from 0 to 5. Level 0 indicates absence of pressure and level 5 refers to a very high pressure level.
Some types of input data have only 5 levels. In this case, there is no level 0. This applies to "intercrop period", "daily intensity of rainfalls", "intercrop management" and, "yearly

positive hydrological balance" types. Regardless of their characteristics, these four types of data generate favorable conditions for triggering soil erosion. Therefore, even with very short intercrop periods, soils will always be exposed to the erosive effect of the rain. Also, in spite of protecting practices during intercrop period such as implantation of plant cover, the time required by the plants to grow gives a period during which the bare soil stays unprotected from erosion agents. Concerning rainfall erosivity, the weather conditions of a mild maritime climate rule out the absence of rainy events during the intercrop period, that is to say between September and April.
Level 0 has been affected to "grassland" and "slopes" input data. The presence of a permanent plant cover such as grassland always protects soil from erosion, even if it is common to observe some runoff on permanent grassland. Parcels dedicated to orchard culture are also included in this category. For slopes, the level 0 refers to topography with surface gradient lower than 1%. In that case, the slope does not cause the surface water to flow, preventing all possibilities of soil erosion by water.
The second step consists of combining the pressure levels of input data following an additive approach (Fig. 3). Between two types of input data, every combination is conceivable. Summations are included in an interval from 0 to 10. These values are subsequently classed in the following categories: ≤ 2, 3-4, 5-6, 7-8 and 9-10. Each category is then reclassified into simple value equivalent to a combined level of erosive pressure. Combined levels can later be combined again with other input data or other combined levels. In any case, the combination and simplification process remains the same.

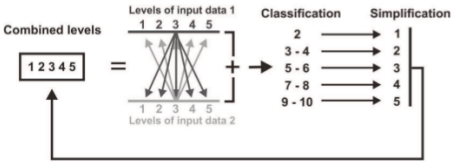


Fig. 3. Levels of erosive pressure and combination procedure in the SCALES model

The third step leads to the estimation of hazard levels. It implies to know the structure of the model (Fig. 4). SCALES is a tree form model, which means that input data are organized in a hierarchy according to their influence on the genesis of erosive runoff. Arguments in favor of this organization are the same as those previously exposed about the choice of input data. Therefore we can notice that the "intercrop period" type for example has a lower impact on triggering erosive runoff than the "slope" type, which has itself a lower impact than "structural instability".
Even if this organization differs from a weighting using coefficients, the classification of input data associated with additive approach make good case for this idea. The weighting occurs at every combination until the final hazard level. The weight of input data is always divided by two during the first combination, and then divided by two again with the next combination. According to this way of operating, we notice that the impact of pressure level of input data on final hazard is decreasing significantly when input data are lowered in the proposed hierarchy.

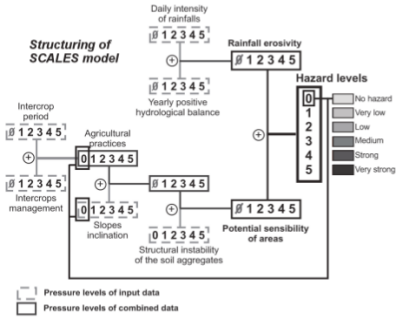


Fig. 4. Defining hazard levels using SCALES model

The SCALES model incorporates specific cases that don't follow the general rule. The level 0 of combined data, referring to agricultural practices for permanent grassland and orchards and the level 0 of "slope" type when gradient is lower than 1 %, are automatically excluded from the treatments. These levels are directly converted into level 0 of erosion hazard. This conversion does not require the agricultural areas to fulfill these two conditions.

2.2.4 Integration and aggregation of SCALES data

SCALES is a large-scale assessment model intended for mapping soil erosion hazard at the finest level of organization of the agricultural area. It supposes an integration of input data at parcel unit scale. Their area can exceed a few hectares but are generally lower than this unit of reference. This scale seems to be the better scale to determine the spatial context of soil erosion in Basse-Normandie. The layer of parcel units exists in the form of a vectorized and geo-referred database and such data came from the Inventory of Common Agricultural Politics given by the agricultural administration. Data inform on the land cover types in 2006 (source: Rpg_anonyme_014_AUP_2006). The parcels are classified in the three following: Grassland and arboriculture parcels (26,500 parcels, 111,000 ha) Temporary grassland parcels (13,200 parcels, 99,600 ha) and Crop parcels (25,800 parcels, 154,400 ha).
The integration of data in the parcel units requires beforehand a mapping of input data under raster format. We used the principle of allocating for each parcel unit and for each input data type, only one mode. When parcel unit holds several modes, we chose using a decision rule, to select the spatially most dominant mode. The application of the dominance rule has been carried out using the module *Spatial Analyst* in ESRI ® ArcView Gis 9.2. Obtained maps concerning the rainfall erosivity, the potential sensibility of areas and the soil erosion hazard are vector maps. Those are transformed to raster format for incorporating the output data in larger vector units as administrative units (approximately 800 ha) or as hydrologic units (approximately 2,000 ha).

2.3 Data processing

2.3.1 Topography

To calculate slopes inclination, we used Digital elevation Model of Calvados with a grid resolution of 20 X 20 m. The high resolution of DEM is essential because it allows us to carry out a topographical analysis of a very high degree of accuracy. Claessens et al. (2005) shows that DEM resolutions influence the slope inclination distribution: the coarser resolutions underline a larger contribution of lower slope angles (smoothing the effect on the landscape topographical representation). This report is in particular validated while comparing 50 m and 25 m DEMs. For Calvados, slope values result from the local cell-to-cell slope, rather than using a smoothing multiple cell windows, as done in major GIS procedures. Slopes were classified into six classes. Their limits were defined starting from values determined by statistics treatments of the cell slopes (classification according to the geometric progression method) and values coming from the literature (Le Bissonnais et al., 2002). In contrast to the latter, the slopes larger than 15% have been regrouped in one class because of the absence of major dissected relief.
The classes selected are as follows: [0-1%[; [1-2%[; [2-5%[; [5-10%[; [10-15%[; >=15%.
Those are respectively corresponding to the levels of pressure 0, 1, 2, 3, 4, 5.

2.3.2 Climate

Rainfalls are regarded as the average factor of water erosion. It is allowed that the amount and the intensity of rains characterize the rainfall erosivity. Climate data comes from records of local meteorological stations of Météo France network. Insofar as the number of stations decreases with the lengthening of rains recording period, we decided to limit the reference period to 15 years (1991-2004) to be able to profit from a solid network of meteorological stations. This is composed of 22 stations located inside the Calvados and 19 stations located in periphery of this one. The main climatic data used are daily rainfalls.
Variables selected to appreciate the erosivity are (1) the yearly number of days with a Daily Intensity is above 10 mm (DI10) according to De Bruyn et al. (2001) and (2) the Yearly Positive Hydrological Balance (YPHB). This last variable at the same time allows us to take into account the amount of rains and the available water content (AWC) of soils. Let us recall that one of the major causes of erosion in Basse-Normandie is due to the saturation of soil. Also, we have to calculate beforehand the AWCs starting from the soil database presented further. Concerning the first variable, data of stations were interpolated by kriging method. In order to avoid interpolation errors related to the edge effect, we integrated data of the stations located just at outside of Calvados.
Classes are the following.
For DI10: < 20; [20-25[; [25-32[; [32-40[; >=40
For YPHB: <150 mm; [150-250 mm[; [250-350 mm[; [350-450 mm[; >=450 mm
Those are respectively comparable with the levels of pressure 1, 2, 3, 4, 5.

2.3.3 Agricultural practices

In order to define the agricultural practices (Fig. 5), we had recourse to the data of the Agricultural census for 2000 realized at holding scale (source: Agricultural administration). 21 variables have been retained to evaluate the agricultural specialties of the 4844 holdings of the Calvados. They relate to socio-demographic characteristics of agricultural households, to juridical statute and economic dimension of the farms and to production systems (Dobremez and Bousset, 1996).

Adapted statistical treatments allowed us to draw up a typology of dairy farm (9 types) and non-dairy farm (13 types). A statistic aggregation (by summation) has been realized in order to assign them to the small administrative units (municipality scale). That led to the characterization of repartition profiles of different farm types for each municipality of Calvados which counts 706 of them. The following stage consisted in operating an Ascending Hierarchical Cluster followed by K-means method in order to reach a typology of farms (12 types) according to type repartition profiles (Bermond, 2004). Each type refers to modes of farm management, and to specific agricultural practices. A local farmer practice survey has been carried out in this direction, which enable us to produce our own data.

After selecting a sample of municipalities for each farm type, we interviewed the farmers about soil work methods used, plot localization and farm characteristics. This investigation showed that types of farm had notably evolved between 2000 and 2007. Thus, interviews have been used to update the 12 types of farm and to specify the current agricultural practices. This procedure has been applied to the sampled administrative units and, by extrapolation, generalized with all municipalities. Knowledge of crop rotations and management of intercrops allowed us to determine various modes concerning these agricultural input data of the SCALES model.

For crop rotations, the types are: winter crops, dominance of winter crop, balance winter crops/ spring crops, dominance of spring crops, spring crops. The passage of the first to the last type represents insofar the lengthening of the period during which soil is not protected. The duration of this period is in this way lower than 4 months for rotations based on winter crops and reaches a duration of 7 months in case of a succession of spring crops.

Those are respectively comparable with the levels of pressure 1, 2, 3, 4, 5.

Regarding the management of intercrops numerous publications underline the influence of different practices on soil erosion risks (Auzet, 1987; Martin, 1997; Martin 1999; Baumhardt and Jones, 2002; Le Bissonnais et al., 2002; Lipiec et al., 2006; Strudley et al., 2008). Therefore the creation of a temporal plant cover like oilseedrape or mustard, in the period between two crops, will effectively protect the soil against run-off erosion. This measure will be less effective in case the crop partially covers the soil like for example rye (concept of scarce plant cover). One also considers that the wheat stubble correspond to this concept. With the absence of a temporal crop, soil tillage will permit to temporally reduce the erosion risk because of a better infiltration and a higher soil roughness. More the tillage operations are deeper, more effective are infiltration and soil roughness against soil erosion. The most unfavorable condition occurs when there is no tillage during the intercrop period remaining the soil bare. These different practices between crops or their absence (plant cover, scarce plant cover, deep ploughing, superficial ploughing, bare soil) are respectively comparable with the levels of pressure 1, 2, 3, 4, 5. The level 0 corresponds at the grassland and arboriculture areas.

2.3.4 Soils

To achieve the aim of a fine diagnosis of soil erosion hazard, it was necessary to have a sufficiently precise soil database. It was not conceivable to exploit the Soil Geographical Database of France at scale 1 : 1 000 000. The regional BDSol-250 on a 1 : 250 000 scale (source INRA) does not exist. So we decided to create our own data.

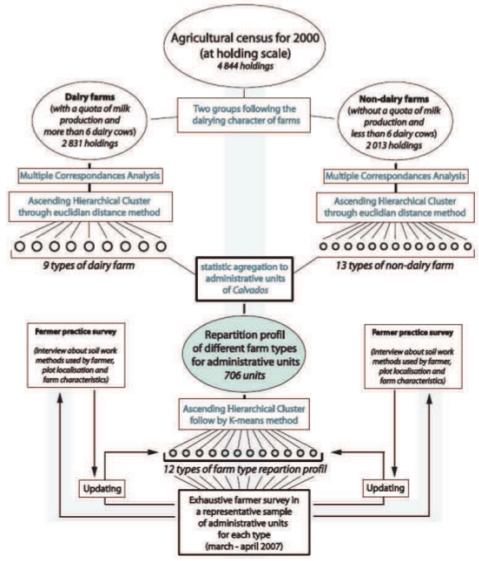


Fig. 5. Procedure for characterizing the agricultural practices in Calvados

During two years, we carried out nearly 8000 soil boreholes, which represent one borehole per 40 ha of agricultural land. Pedogenesis, soil thickness, coarse fragments, texture and hydromorphy have been registered. Data and Progressive knowledge of the soil landscape allowed us to produce a first soil map on which we selected 150 representative soil boreholes. Physical (granulometry, structural instability of surface horizon), hydrologic (AWC taking into account per cent of coarse fragments) and chemical properties have been determined. Structural instability has been evaluated starting from the INRA test of structural stability carried out on aggregates (Le Bissonnais and Le Souder, 1995).

Consequently, the soil features do not come from the application of the pedotransfer rules. This analytical step has been led us to finalize a global soil map on a 1 : 50 000 scale, to suggest at the same scale a map of soil structural instability, to propose another map in connection with spatial distribution of available water content of the soil, and, finally, combining the latter with interpolated rainfall data, to define the yearly positive hydrological balance. Classes of structural instability of the soil aggregates come from a

small adaptation of MWD (medium weight diameter of aggregates) classes found by Le Bissonnais and Le Souder (1995). This adaptation is based on the formation of two classes instead of one, which was initially provided for aggregates with a size larger than 2mm. For MWD of aggregate: > 3.5 mm; [3.5-2 mm[; [2-1.3 mm[; [1.3-0.8 mm[0.8-0.4 mm[; =<0.4 mm. Those are respectively comparable with the structural instability levels 0, 1, 2, 3, 4, 5.

2.4 Results

Combination of potential sensitivity of areas to erosion and rainfall erosivity in a "normal" climatic context leads to evaluation and mapping of mean erosion hazard (Fig. 6a). This document highlights of the existence of all levels of hazard. Level 0 shows parcels promoted with permanent grassland or orchards and/or with a slope lower than 1%. These parcels represent 1600 km² of agricultural surface (42 %). They are localized by the form of coherent spatial units in the north-west and center-east of the territory.

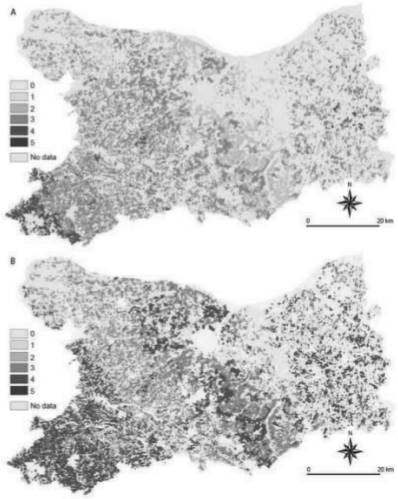


Fig. 6. Soil erosion hazard in Calvados at parcel scale (A) for a normal climatic contex, (B) for a rainy year

Levels 1 and 2 of soil erosion hazard cover more than 500 km² of agricultural surface (13 %). It is located in majority in the central part of the Calvados along a North/South axis. Level 3 is

the most represented since it covers 1400 km² (37%) of agricultural surface. It is located south-west of the department and locally in the East. The fourth level is the only one representing important hazard since the level 5 is absent. The affected parcels cover a surface of 100 km² (2,6%). They are essentially gathered at the extreme south-west of Calvados.

The assessment of the soil erosion hazard for a rainy year (2001, + 15% compared to the "normal" 1970-2000) has been achieved in order to study the potential impact of the rainfall conditions supporting high erosivity (Fig. 6b). Results are particularly interesting because they show that agricultural surfaces affected by a level 4 (strong hazard) extended more than 800 km² compared to a year with "normal" climatic conditions. The most affected areas are South-West, the central North/South axis and secondarly the eastern part of the territory. This brings us to considerate that Calvados is a department presenting a strong predisposition for the genesis of soil erosion by water, erosion which express itself as soon as climatic conditions induce strong erosivity.

Finer representation with zoom effect of levels of hazard at the scale of parcel unit reveals the occurrence of a mosaic of colors expressing very frequent spatial disjunction at local scale about erosion hazard (Fig. 7C). The rapid and brutal spatial variations of physic properties of the area associated with the interpenetration of grassland and crops parcels contribute to the strong heterogeneity of the results at local scale. The precision of input data of the model SCALES allows to obtain this type of conclusion. It also comes to the idea that the management of this issue assumes in priority an approach at the scale of a parcel or a group of parcels.

The aggregation of soil erosion hazard data at administrative and hydrologic scales (Fig. 7A-B) shows a significant loss of information when the basic scale is given up (Fig. 7C). SCALES model loses quickly its interest but can become a communication tool about the question of soil erosion.

3. Adaptation of the SCALES model at seasonal and monthly scales

The SCALES model leads to the production of soil erosion hazard levels on a very precise spatial scale and for region-size territories. However, the results enable at best to compare median annual situations in a normal climatic context and during years with rainfalls higher than the normal climatic context. Yet, these are tendencies that hide an intra-annual variability of the erosion hazard, which shall be necessary to evaluate in order to take into account the quick change of climate conditions and of the surface state of cultivated soils. The next step is hence about an adaptation of the initial model in order to be able to evaluate the erosion hazard on seasonal and monthly scales.

3.1 Data with intra-annual variability

The data of the initial model characterized by an intra-annual variability correspond to agricultural practices and to climatic and pedoclimatic parameters (rainfalls and yearly positive hydrological balance). The modalities of the yearly repartition of the daily high intensity rainfalls and precipitations' volumes will affect the variability of the rain erosivity during months and seasons. As well, the agricultural practices associated to climatic conditions will affect the rate of plant covering and its evolution. Yet, the plant covering of a bare soil strongly intervenes on the probability of soil erosion by water. The adaptation of the SCALES model needs to get the monthly and seasonal data about 1° rates of plant covering and their evolution for cultivated parcels and 2° rain erosivity conditions.

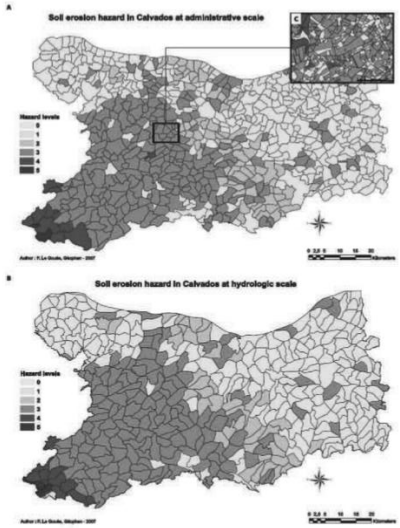


Fig. 7. Aggregation of the soil erosion hazard data: (A) at the administrative scale (municipality); (B) at the hydrologic scale; (C) significant deterioration of results from the parcel scale to the administrative scale due to aggregation procedure

3.1.1 Plant covering

The plant covering on cultivated areas can be estimated by the foliar surface of plants. In French regions with temperate climate, it is very difficult to get reliable data about monthly rates of plant covering and their intra-annual evolution. The data that we show (Fig. 8) have been sent by the Technical Institute for Plants specialized in the agronomic research (ARVALIS – Institut Technique du Végétal), a Calvados-based and nationally recognized organism. These data concern the principal plants cultivated annually or in intercrop periods, in Normandy.

Fig. 8 enables to show on a monthly scale three types of evolution for the plant covering by plants in crop areas. A first type gathers the plants characterized by a poor rate of plant covering at the end of the first month of growth and then by a very quick and totally covering rate at the end of the second month. This type concerns maize silage and ray grass. The following type refers to rapeseed and mustard. The rate of plant covering is very

important at the end of the first month of growth and reaches 100% at the end of the second month. Finally, the third type is slightly different from the two others as it needs 4 months of growth to get a rate of plant covering of 50% and then 6 months for a complete rate. Cereals correspond to this type.

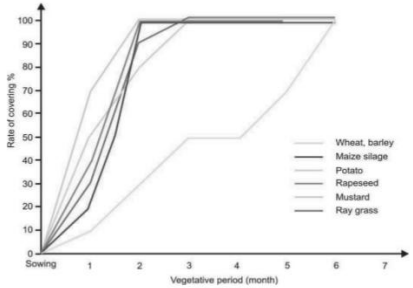


Fig. 8. rate of covering according to the vegetative period of various cultures (Arvalis)

A first adaptation of the SCALES model consisted then in replacing the initial data "intercrop period" and "intercrops management" by the data "rate of plant covering".
The monthly classes selected are as follows: >90%; [90-70%[; [70-50%[; [50-30%[; [30-10%[; <=10%. Those are respectively corresponding to the levels of pressure 0, 1, 2, 3, 4, 5.

3.1.2 Climate

The data of the initial model that characterized the rainfall erosivity have been conserved. Concerning the number of days when the rainfall intensity is above 10 mm, we made an average monthly counting for the 1991-2004 period starting from the network of meteorological stations presented previously. For the average monthly positive hydrological balance, we used the monthly data of hydrous budget reports used in the initial version of the SCALES model.
Monthly classes are the following.
For DI10: =1; =2;=3;=4; >=5
For YPHB: <30 mm; [30-60 mm[; [60-90 mm[; [90-120 mm[; >=120 mm
Those are respectively comparable with the levels of pressure 1, 2, 3, 4, 5.

3.1.3 From monthly data to seasonal data

In order to estimate the soil erosion hazard at seasonal scale, we calculated, for the initial data rate of plant covering, DI10 and YPHB, the average of values of the months that characterized each season. Thus, the value relative to the spring results from the average of values obtained for March, April and May. The values of June, July and August provide the summer value ; the ones from September, October and November give the autumnal value and the ones from December, January and February are the winter value. Thus, the monthly

classes presented previously are reused to estimate the seasonal levels of pressure for the initial data that showed an intra-annual variability.

3.2 Application to the Branche catchment

The monthly and seasonal approach of the SCALES model has been tested in Basse-Normandie, on a catchment scale (Fig. 1A).

3.2.1 Study area

Localized in the French department of the Manche, the Branche catchment covers 1100 hectares and is a part of the Vire catchment, a larger hydrological area of 1270 km². The uphill of the test zone shows an undulating relief resulting of many small valleys. The slopes are between 1% and 5%. The downhill is marked by deeper steeply sided settings of the rivers. The slopes are more abrupt, between 5 and 15%. The study area is situated in the Armorican block, formed by Precambrian schist and sandstones. Umbric leptosols and cambisols cover the major parts of the slopes and gleysols can be found in the valleys bottoms. Their thickness varies from 40 cm to 120 cm. The local climate is characterized by abundant annual rainfalls, around 950 and 1000 mm.
The average size of the farms is 100 ha. The local agriculture shows a system of intensive pastures with a high proportion of ploughings dominated by spring crops. The grass surfaces represent 60% of the agricultural land. Crop and wheat respectively occupy 53% and 36% of the cultivated areas.

3.2.2 Acquisition of input data

To calculate slopes inclination, we used Digital elevation Model of Manche with a grid resolution of 50 X 50 m. The climate data start from the Torteval-Quesnay station, based 15 km East from our site. As for the general model, we collected the daily data for the 1991-2004 period. These data were used for mapping the soil erosion hazard on monthly, seasonal and annual scales within the framework of an average climatic year. The data related to the agricultural practices result from a survey carried out among farmers who exploited catchment lands between 2005 and 2008. Those were used to map the annual hazard. For the other temporal scales, the hazard was estimated from agricultural data from the 2007-august 2008 period. Finally, the soil data (structural stability, available water content) were obtained from soil boreholes according to a density of 1 hole for 10 ha about agricultural area and from laboratory analysis concerning the structural instability of the superficial horizons. The spatial units of integration of the SCALES data correspond to the agricultural parcels.

3.2.3 Results

The monthly maps obtained for the September 2007-august 2008 period primarily reveal a significant intra-annual variability of the soil erosion hazard (Fig. 9).
One note a first sequence, between September and October, characterized by quite a low hazard on the majority of the cultivated parcels (approximately 300 hectares). The surfaces with medium level represent 2% of the catchment area. During this period, the erosivity is low because of nonexistent or very low hydrological surplus and insofar as the plant covering is relatively important because of the presence of fast-growing temporary crop (mustard) and wheat stubble.

A second sequence goes from November to January, which is different because of the levels of soil erosion hazard increase, with maximum levels in December. During this month, the parcels associated to a high soil erosion hazard represent 7% of the agricultural surfaces. December combines bare soils after the maize silage with abundant hydrological surplus and more numerous daily rainfalls exceeding 10 mm.
The third sequence goes from February to Match. Its marks a fall of the hazard levels on all the cultivated parcels because of an increase of the rate of plant covering and an important decrease of hydrological surplus.
The fourth period corresponds to April and May. We can notice higher hazard levels than in the previous period. The razing of temporary crops comes with the soil baring of the parcels used for maize production. In addition, this culture has a slow plant covering during the beginning of its growth, which leads to a prolonged exposition to intense rainfalls for the soil. Nevertheless, in spite of a large increase of bare soils, the erosivity is low because the hydrological surplus are nil and the repetition of daily rainfalls that exceed 10 mm are very low.
The last period, from June to August, is characterized by the lowest hazard levels that don't change during those three months. This can be explained by a nonexistent or low erosivity and a complete plant covering for the cultivated parcels.
At seasonal scale, the temporal variability of levels of soil erosion hazard, observed at monthly scale, is significantly smoothed (Fig. 10). However, the evolution in time of the soil erosion hazard intensity remains sensible. Winter appears as the period in which hazard levels are the highest. Yet they don't exceed the average level. This level concerns 32% of the agricultural area in the test zone.

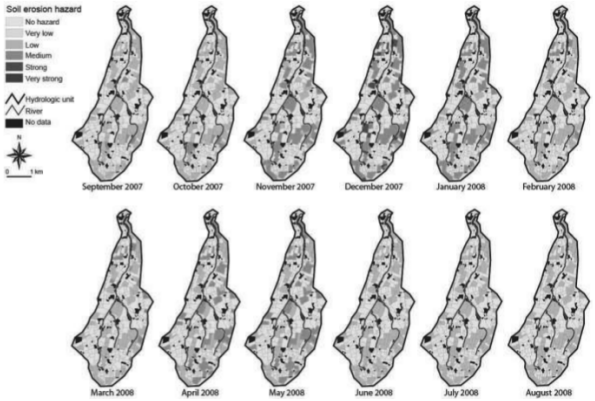


Fig. 9. Maps of soil erosion hazard at monthly scale.

Autumn comes at the second rank for the soil erosion's most favorable seasons, before spring. The low hazard level is observed in the main parts of the cultivated parcels. But the medium hazard is still highly represented as it concerns 12% of the agricultural surfaces. During summer, no cultivated parcel exceeds a low hazard level.

3.3 Discussions

The initial conception of SCALES enables us to consider an adaptation of the model to succeed in the mapping the soil erosion hazard at intra-annual time scales. The evolutionary character of the model proves that we can go from a static temporal vision of the soil erosion hazard within the framework of an annual approach to a dynamic point of view starting from monthly and seasonal representation of the hazard.

When we compare the monthly and seasonal data of the soil erosion hazard with the annual data (Fig. 11), we first notice that the initial version of the SCALES model doesn't enable to perceive the intra-annual variability of the hazard. In addition, the reading of the seasonal and annual hazards shows that the annual values are overestimated. Insofar as the input data of the initial model have changed, the results' comparison therefore appears to be delicate. However, we notice that the modularity of the SCALES model enables us to display the erosion hazard at different temporal scales and to get highly complementary results.

The adaptation of SCALES allows us to take into account the temporal as well as spatial variability of input data concerning climate and agricultural practices. Hence, for instance, the monthly erosive pressure of agricultural practices will move spatially from year to year according to the crop rotations decided by the farmer. Hazard levels will act in like manner. Thus, SCALES can be considered as a model which is spatially and temporally dynamic.

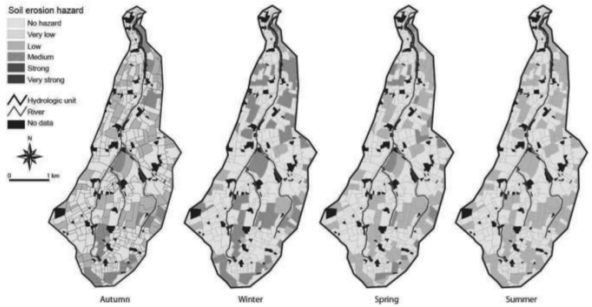


Fig. 10. Maps of soil erosion hazard at seasonal scale.

The monthly and seasonal approach of the soil erosion hazard needs to have local and precise information about agricultural practices. In addition, the characterization of the soil proprieties has to be based on field and laboratory data in a high spatial resolution. In these

conditions, it is not possible to carry out a monthly mapping of the hazard erosion for territories that exceed several hundred or thousand of km². This work must be limited to areas recognized as sensitive through the initial model's representation of the hazard or by the intermediary of the land managers' knowledge.

4. SCALES, a model to consider the climate change impact on soil erosion by water

The structure and modularity of SCALES allows us to plan its use at long-term scale. This approach has been set as part of study of the impact of the climate change on the soil erosion hazard. We tried to compare at a monthly scale the present levels of hazard with those forecasted for the year 2100 based on a case study carried out in Normandy (Fig. 1B).

4.1 Study area

The study area is located in the north-west of Calvados. The catchment called the Lingèvre covers an area of 15 km². It is part of the Seulles, a larger catchment covering an area of 450 km² in the western part of the French department. The Lingèvres is located on a transition zone between the Armorican block upstream and the Paris basin downstream. At the periphery of the catchment, more particularly upstream, some thick patches of aeolian silt (loess) over clay and limestone formations from Secondary and Tertiary.

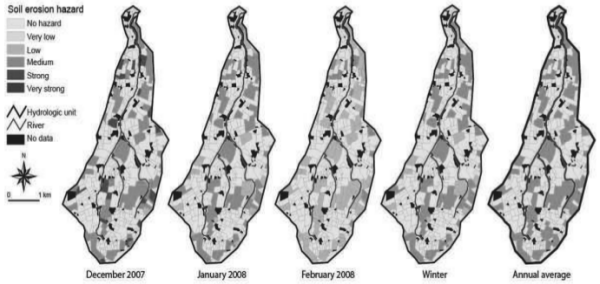


Fig. 11. Maps of soil erosion hazard at various temporal scales.

Slopes are generally gentle, especially on the higher parts reaching 130 meters high. The difference of height with the outlet is about 80 meters at the north of the basin. Slopes are increasing downstream of the Lingèvres.

Soils are predominantly hydromorphic. At the basin's periphery, on the higher slopes, we notice the presence of moderately to strongly redoxic silty luvic cambisols which thickness exceeds 1 meter. 70% of the Lingèvre's slopes are made of thin (40 cm) clayey redoxic soils. Umbric an rendzic leptosols less than 40 cm thick are sporadically localized. Gleysols are located in valley bottoms.

The climatic context is similar to the one described in the previous case study. Rainfall is quite constant all year long with an increase in autumn and winter. The annual accumulation of rain is around 950 mm.
Agriculture combines cereal crops, fodder crops, and bovine breeding gathered in huge farms intensively exploited. Grassland cover half of the agricultural land of the catchment. These are almost always permanent grassland. Crops are covering an area equivalent to the one of the grassland. Arable lands are fairly divided between spring crops (maize silage) and winter crops (wheat).

4.2 SCALES data for the current period and for 2100

4.2.1 Data for the current period

The digital elevation model of Calvados at 20 m scale was used to estimate the slopes of the Lingèvres. The local climatic data comes from the same weather station than the one mentioned in the case study of the Branche catchment. This weather station is located 5 km from the Lingèvres. The identification of the agricultural parcel network and agricultural practices was based on field work. The data collected covers the period from September 2009 to august 2010. The soil data used for calculation of available water content and hydrous budget were extracted from the database related to the 1/50000 map of Calvados soils described in the first part of this document. Additional survey with soil boreholes also allowed refining the spatial resolution of pedological characteristics of the Lingèvres. Therefore the structural instability of the catchment's soils was deducted from already existing administrative data and from 18 additional analysis on representative of the soils and agricultural practices diversity. Input data of the model and their treatment at monthly and seasonal scale for an average climatic year had been integrated in elementary spatial units represented by agricultural parcels.

4.2.2 Input data for a forecast of the soil erosion hazard to 2100

The agricultural and climatic data represent the two types of data that show a temporal variability. Nowadays, works relating to climate change allow us to have pieces of information that make consensus in the scientific community of climatologists for a distant future (GIEC, 2007a). Unfortunately, we cannot say the same for agricultural practices as the agricultural evolution depends at the same time on its interaction with climate, political choices and the socio-economic situation. Yet, it is not possible to precise with certainty what will be local agriculture in a distant future because we know little if nothing about the agricultural consequences of these interactions, political choices and socio-economic characteristics by 2100. So, our projection of the erosion hazard in 2100 leans on data from the GIEC that reproduce by default the current agricultural situation.
To characterize the Norman climatic context by 2100, we used and adapted the GIEC's simulation data (GIEC, 2007a) concerning the A1B scenario (Cantat et al., 2009). These ones reveal a annual increase of temperatures in Normandy on the order of 2.8° C from now to 2100 (Fig. 12A) with a global warming being more intense during summer (+ 3.2° C). With regard to rainfalls, the annual accumulations would remain stable, which would nevertheless hide differentiated seasonal behaviors: +9% during winter and -21% during summer (Fig. 12B). All these data were used to determine the conditions of rainfall erosivity in 2100.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
A. Temperature (°C)	2.5	2.5	2.5	2.6	2.8	3.1	3.3	3.2	3.1	2.8	2.7	2.5	2.8
B. Rainfall (%)	9	9	9	4	-6	-20	-23	-20	-6	4	8	9	-2

Fig. 12. Regional climatic projections at horizon 2100 starting from scenario A1B concerning temperatures (A) and rainfalls (B)

4.3 Results

4.3.1 Soil erosion hazard for the current period

In order to show the most interesting results, our comments will concern more specifically on the period that goes from September to February in which the temporal variability of the erosion hazard is the highest. The monthly mapping of the hazard according to the current climatic data shows that the cultivated parcels are characterized by a susceptibility to the soil erosion by water which is medium or high (Fig. 13).
In September, the hazard levels are quite low or medium. At this time, the available water contents in the soils are not refilled, which postpone the presence of hydrological surplus. In addition, the plan covering is assured by corn and wheat stubbles.
In October and November, the average level of the soil erosion hazard concerns nearly 90% of the cultivated parcels. The increase of the soil susceptibility to erosion results from the bare soil of areas ensilaged and sowed with wheat. This can also be explained by the appearance of the first poor hydrological surplus.
The soil erosion hazard reaches its highest level in December and January. It becomes important for half the cultivated parcels. If the rate of plant covering is not very different from the previous period, the erosivity has increased due to important hydrological surplus and to the increase of days in which rainfalls exceed 10 mm.
In February, the susceptibility to erosion comes back to medium on the catchment's uphill border and quite poor elsewhere. This is explained by a better plan covering and land use and by a significant decrease of the amount of days in which the rainfalls intensity is exceeding 10 mm.

4.3.2 Forecasts for 2100

The projection of the soil erosion hazard for September shows levels that are similar to those found for the current period (Fig. 14). In October, we notice that in 2100 the cultivated areas concerned by the low and very low hazard increase and that parcels characterized by a high hazard vanish. The reduction of the susceptibility of cultivated surfaces to soil erosion could be explained by a huge decrease of summer rainfalls (-21%). This would lead to a delay in the filling of available water contents and thus to differ until November for the beginning of the first hydrological positive balance.
For November, the projection highlights a reinforcement of medium and high levels of the erosion hazard. The tendency would be even more marked in December. The parcels characterized by a high hazard would represent 90% of the cultivated areas. The increase of the susceptibility fo the catchment to soil erosion would be discernable until February. The strong hazard would still be present and the medium hazard would concern more than 80% of the cultivated areas.
Comparing the foreseen climatic data for 2100 with the ones from our period of reference (1991-2004), we noticed that 1994 was a very comparable year to the climatic projection of

2100. Knowing the frequency of occurrence of the 1994 climatic conditions, it leads us to the conclusion that the hazard levels obtained for an average year by 2100 would correspond to a current period's year whose occurrence periodicity is 4 years.

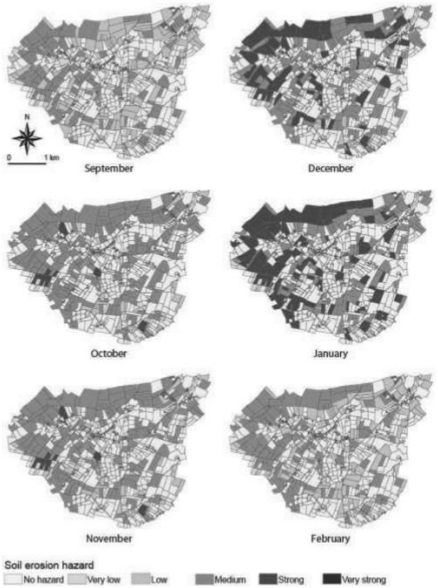


Fig. 13. Maps of soil erosion hazard in current climatic context at monthly scale.

4.4 Discussions

The climate change which has been observed in Europe from the pre-industrial to the current period resulted in an increase of temperatures in the order of 1°C and in a modification of rainfall distribution: +10% to +40% in Northern Europe during the 20th century and -20% in the South (EEA, 2008). On a world scale, we may not evade a climate warming in the order of 2 to 3°C by 2100 (Séguin, 2010).

Available data of the climate change effects on soils are very insufficient in European countries (EEA, 2008). However, according to some work, It seems that this leads to an

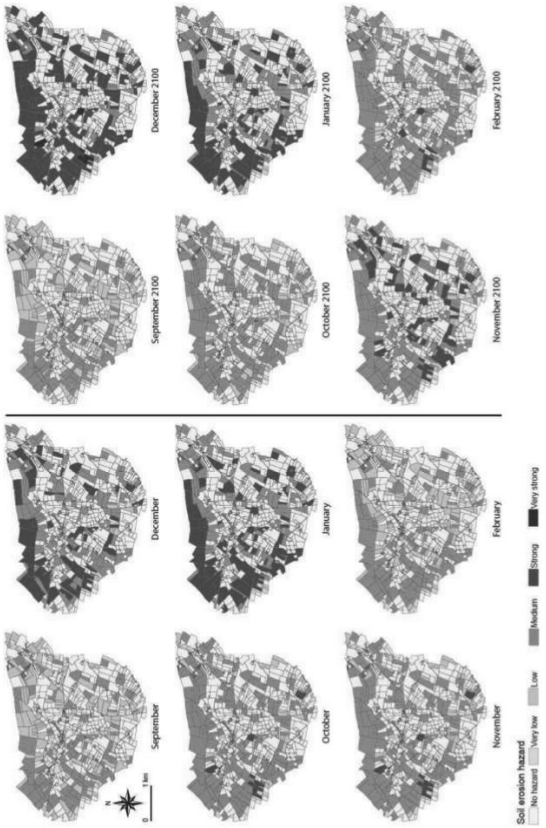


Fig. 14. Soil erosion hazard for current period and for 2100 at monthly scale.

increase of soils sensitiveness to erosion by water in Northern European areas on account of an increase of the rainfall frequency and intensity (Boardman, 1990; Boardman and Favis-Mortlock, 1993).
Nevertheless, this increase could be minimized under the influence of a modification of the vegetative cycles in the natural and cultivated areas (Ellis et al., 1990 ; Wheeler et al., 1993). We thus notice a significant progress of phenology in Europe (Séguin, 2010). In addition, a CO_2 multiplication by 2 at the end of the 21st century may lead to a 20 to 30% increase of photosynthesis (Séguin, 2010). The sensitiveness to erosion may even be lowered by conservative agricultural practices (Hulme et al., 1993; Zhang et al., 2009)
However, it is impossible to foresee the agricultural practices evolution for the 21st century because we know well yet the interactions between climate change and agricultural practices. Besides, agriculture depends on political direction and socio-economic contexts. In these conditions, it is not totally unrealistic to consider the climate change impact on the soils sensitiveness on erosion if we base on the current agricultural practices. This choice may also be justified by the fact that, in Europe, agricultural production systems are characterized by a large geographic stability (Seguin, 2010). In addition, the results we obtained deserve to be well examined.
Our work shows that the increase of erosive pressure on the cultivated soils which is forecast for an average year by 2100 would correspond to a scenario which the current frequency is one out of four. The fragility of cultivated soils may therefore be more important and more continuous over time. Although these results for a normal year are given, we must not forget that the climatic variability in a distant future may have consequences as harmful as the deep-rooted trend. Besides, it should be reminded that two climatically similar years may reach different erosive solutions (Favis-Mortlock and Boardman, 1995).
SCALES model helps to propose high spatial and temporal resolution custom-built scenarios of the climate change impact on the evolution of soils sensibility to erosion by water by 2100. Nevertheless, these data can only be produced on a local scale. However, our work is in the spirit of the European Environment Agency which reminds us the necessity to develop tools to assess the impact of climate change on soils (EEA, 2008).

5. Conclusions

Soil erosion is a major and growing cause of soil deterioration in many European countries. The main issue is that we must no longer consider soil as a renewable natural resource. Whatever the scale of intervention, the territorial structures need to have spatially spread information in order to overcome or prevent soil erosion. In this regard, maps of erosion hazard constitute essential documents.
Our goal was multiple when we developed SCALES model. Firstly, the point was to prove that it was reasonable to foresee a regional scale model and map while we have detailed local scale data. Then, we wanted to limit the model applicability to the European oceanic areas which are marked by a mutual pedoclimatic situation and a territorial dividing into agricultural parcels. Besides, our idea was to consider the soil erosion hazard within these parcels which are area sources: assuming that in this geographic context the erosion is more controlled by agricultural units rather than the environment where they dwell. We eventually had to take into consideration the weight of agricultural practices through their temporality when we assessed this hazard.

After we proved SCALES was operational in Calvados, we contemplated editing the model in order to achieve an assessment of the erosion hazard within intra-annual time scales. SCALES progressive nature allows us to consider this model as spatially and temporally dynamic. However, the required investment for produce the data in order to decline the model at the monthly and seasonal scales does not allow us to establish a mapping of the soil erosion hazard on a regional level. Consequently, this fine temporal approach must be held for sectors with strong environmental stake.
If SCALES can be used in a predictive approach, its structuring and its modularity also give opportunities within a prospective framework. It is what we did, in Basse-Normandie, concerning the topic of the impact of the climate change on the evolution of the cultivated soils susceptibility to erosion by water. In average year at horizon 2100, the results of this new application show that the levels of soil erosion hazard would be comparable with those currently obtained within the one year framework rainy of which the probability of return is once every 4 years. One would thus witness a reinforcement of the soil erosion hazard in average year.
We now wish to look further into the prospective application of SCALES starting from the studies which present, in comparable areas, the scenarios of agricultural practices evolution in a near future and a future distance. Our first results and the aim which we propose are altogether in the spirit of the recommendations of the GIEC (2007b) and the European Environment Agency which reminds us the necessity to develop tools to assess the impact of climate change on soils.

6. Acknowledgements

The author would like to thank the program PSDR GO CLIMASTER and his director Philippe Mérot to have supported this work.

7. References

Auzet, V. (1987). *L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques*, Centre d'études et recherches éco-géographiques, ministère de l'Environnement / ministère de l'Agriculture: Paris

Baumhardt, RL. & Jones, OR. (2002). Residue management and paratillage effects on some soil properties and rain infiltration, *Soil and Tillage Research*, 65: pp. 19-27

Bermond, M. (2004). *Agriculture, familles, exploitations en Normandie au début du XXIème siècle : produire et se reproduire dans la crise : éléments de géographie*, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 462p

Boardman, J. (1990). *Soil erosion on the South Downs: a review*, In: J. Boardman, I.D.L. Foster and J.A. Dearing (Editors), Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley, Chichester, pp. 87-105

Boardman, J. & Favis-Mortlock, D.T. (1993). Climate change and soil erosion in Britain, *Geogr. J.*, 159(2): 179-183

Cantat, O.; Le Gouée, P.; Bensaïd, A. (2009) : *Le rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques*, Actes des Journées de Climatologie, CNFG, 2009, pp. 81-100

Claessens, L.; Heuvelink, GBM.; Schoorl, JM.; Veldkamp A. (2005). DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modeling, *Earth surface Processes and Landforms,* 30: 461-477.

De Bruyn, B.; Freissinet, C.; Vauclin, V. (2001). *Utilisation couplée de l'analyse spatiale et de l'arithmétique floue*, In Gestion spatiales des risques, Information Géographique et Aménagement du Territoire. Brugnot G (Ed), Hermes, France: pp. 47-61

De Vente, J. & Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scales issues and semi-quantitative models, *Earth Surface Reviews,* 71: pp. 95-123

Dobremez, L. & Bousset, JP. (1996). *Rendre compte de la diversité des exploitations agricoles : une démarche d'analyse par exploration conjointe de sources statistiques, comptables et technicoéconomiques*, CEMAGREF, Antony

EEA. (1992). *CORINE soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European Community*, Final report EUR 13233-EN, European Environment Agency

EEA. (2008). *Impacts of Europe's changing climate. 2008 indicator-based assessment*, JRC Reference Report No JRC47756, 242 p

Ellis, R.H.; Hadley, P.; Roberts, E.H.; Summerfield, R.J. (1990). *Quantitative relations between temperature and crop development and growth*, In: M.T. Jackson, B.V. Ford-Lloyd and M.L. Parry (Editors), Climate Changes and Plant Genetic Resources. Belhaven Press, London

Favis-Mortlock, D. & Boardman, J. (1995). Nonlinear responses of soil erosion to climate change: a modelling study on the UK South Downs, *Catena,* 25, pp. 365-387

GIEC. (2007a). *Climate change 2007: the physical science basis.* Summary for policymakers, Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on climate change, website: www.ipcc.ch

GIEC. (2007b). *Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability.*, Summary for policymakers, Contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on climate change, website: www.ipcc.ch

Gobin, A.; Jones, RJA.; Kirkby, M.; Campling, P.; Kosmas, C.; Govers, G.; Gentile, AR. (2004). Pan- European assessment and monitoring of soil erosion by water, *Journal of Environmental Science and Policy* 7: pp. 25-38

Goulet, A. (2010). *Application d'un modèle de diagnostic de l'érosion des sols (SCALES) en Basse-Normandie : Analyse aux échelles saisonnière et mensuelle des effets du changement climatique*, Mémoire de Master 1 Ingénierie et Géosciences du Littoral, UCBN, 49 p

Hadley, RF.; Lal, R.; Onstand, CA.; Walling, DE.; Yair A. (1985). *Recent developments in erosion and sediment yield studies*, International Hydrological Programme (IHP), Unesco, Paris

Hulme, M.; Hossell, J.E.; Parry, M.L. (1993). Future climate change and land use in the UK, *Geogr. J.*, 159(2): pp. 131-147

Kirkby, MJ.; Jones, RJA.; Irvine, B.; Gobin, A.; Govers, G.; Cerdan, O.; Van Rompaey, AJJ.; Le Bissonnais, Y.; Daroussin, J.; King, D.; Montanarella, L.; Grimm, M.; Vieillefont, V.; Puigdefabregas, J.; Boer, M.; Kosmas, C.; Yassoglou N.; Tsara, M.; Mantel, S.; Van Lynden, GJ.; Huting, J. (2004). *Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: The PESERA Map, Version 1 October 2003*, Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176, 18pp. and 1 map in ISO B1 format. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg

Le Bissonnais, Y. & Le Souder, C. (1995). Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion, *Etude et Gestion des Sols* 2 (1): pp. 43-56

Le Bissonnais, Y.; Montier, C.; Jamagne, J.; Daroussin, J.; King, D. (2001). Mapping erosion risk for cultivated soil in France, *Catena* 46: pp. 207-220

Le Bissonnais, Y.; Thorette, J.; Bardet, C.; Daroussin, J. (2002). *L'érosion hydrique des sols en France*, INRA, IFEN: Paris

Le Gouée, P. & Delahaye, D. (2008). *Modélisation et cartographie de l'aléa érosion des sols dans le Calvados*, Rapport d'étude, 240 p

Le Gouée, P.; Delahaye, D.; Bermond, M.; Marie, M.; Douvinet, J.; Viel, V. (2010). SCALES : a large-scale assessment model of soil erosion hazard in Basse-Normandie (Northern-Western France), *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 8, 30, pp. 887–901.

Lipiec, J.; Kus, J.; Slowinska-Jurkiewicz, A.; Nosalewicz, P. (2006). Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods, *Soil and Tillage Research*, 89: pp. 210-220

Martin, P. (1997). *Pratiques culturales, ruissellement et érosion diffuse sur les plateaux limoneux du Nord-Ouest de l'Europe. Application aux intercultures du Pays de Caux (Haute-Normandie)*, Thèse de doctorat, INRA-PG, 184p

PSIAC. (1968). Pacific Southwest Inter-Agency Committee. *Report of the water management subcommittee on factors affecting sediment yield in the Pacific southwest area and selection and evaluation of measures for reduction of erosion and sediment yield.*

Seguin, B. (2010). Le changement climatique : conséquences pour l'agriculture et la forêt, *Rayonnement du CNRS*, 54, pp.36-47

Stepkow, R. (2008). *Approches mensuelle et saisonnière de la modélisation et de la cartographie de l'aléa érosion des sols : Application dans le bassin versant de la Branche*, Mémoire de Master 1, Université de Caen, 116 p

Stocking, MA. & Elwell, HA. (1973). Soil erosion hazard in Rhodesia, *Rhodesia Agriculture Journal* 70 (4): pp. 93-101

Strudley, MW.; Green, TR.; Ascough II, JC. (2008). Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science, *Soil and Tillage Research*, 99: pp. 4-48

Verstraeten, G.; Poesen, J.; de Vente, J.; Koninckx, X. (2003). Sediment yield variability in Spain: a quantitative and semi-quantitative analysis using reservoir sedimentation rates, *Geomorphology* 50 (4): pp. 327-348

Wheeler, T.R.; Morison, J.I.L.; Hadley, P.; Ellis, R.H. (1993). *Whole-season experiments on the effects of carbon dioxide and temperature on vegetable crops*, In: G.J. Kenny, P.A. Harrison and M.L. Parry (Editors), The Effect of Climate Change on Agricultural and Horticultural Potential in Europe, Environmental Change Unit, University of Oxford, pp. 165-176

Zhang, X.C.; Liu, W.Z.; Li, Z.; Zheng, F.L. (2009). Simulating site-specific impacts of climate change on soil erosion and surface hydrology in southern Loess Plateau of China, *Catena*, 79, pp. 237–242

PUBLICATION N°15

CANTAT O., CADOR J.-M., AGASSE E., 2002 : **L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen. Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordement des rivières…**

Annales de Géographie, n° 625 ; pp. 246-264.

Persee

M. Olivier Cantat
M. Jean-michel Cador
Mme Estelle Agasse

L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen (Normandie, France). Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordement des rivières... / The peculiarity of the 2000-2000 floods in the "Plaine de Caen" (Normandy, France). When the rising of the ground water table relays the river's overflowing...

In: Annales de Géographie. 2002, t. 111, n°625. pp. 246-264.

Citer ce document / Cite this document :

Cantat Olivier, Cador Jean-michel, Agasse Estelle. L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen (Normandie, France). Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordement des rivières.. / The peculiarity of the 2000-2000 floods in the "Plaine de Caen" (Normandy, France). When the rising of the ground water table relays the river's overflowing.. In: Annales de Géographie. 2002, t. 111, n°625. pp. 246-264.

doi : 10.3406/geo.2002.1656

http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_2002_num_111_625_1656

Abstract
The crossover of the atmospheric, lithospheric and hydrogeological data makes it possible to calculate the water balances, out of which the main dryness and flood periods can be listed and classified. Using this method, we were able to identify the original feature of the long-lasting floods in the "Plaine de Caen" (Fall 2000 to Summer 2001); they sometimes last up to july, thanks to the help of local factors (geology, topography, as well as human). Their scope and duration depend on the combination of two different phases: the cold season overflowing, and the occasional rising of the ground water table. But if a strong rainfall is a sine qua non prerequisite for these floods to occur, it is not the sole cause explaining the catastrophic proportion it recently took. In this study, we argue you that the increasing size of the floods, and the devastation it brings up, is mostly the result of human activities. Industrial and residential settlements in the flood expansion zone explain why these natural hazards turn into a human tragedy.

Résumé
Le croisement des données atmosphériques, lithosphériques et hydrogéologiques permet d'établir des bilans à même de répertorier et classer les principales phases de sécheresse et d'inondation. Ainsi, il a été possible de mettre en évidence les caractères originaux des inondations qui ont touché la Plaine de Caen entre l'automne 2000 et l'été 2001. L'ampleur et la durée particulièrement longue de ces inondations s'expliquent par la scombinaison de deux phases : l'une « classique » en saison froide, en relation directe avec la crue des rivières ; l'autre, beaucoup plus rare, liée à la montée des nappes souterraines à des niveaux records et parfois même leur débordement en surface, interdisant toute infiltration et résorption rapide des surplus. Si une pluviométrie très abondante a été la condition sine qua non de ces inondations, elle ne peut pas cependant être tenue pour seule responsable du caractère catastrophique que nous avons connu. Plus généralement, l'ampleur croissante des crues et des dégâts corollaires au cours de ces dernières décennies mettrait l'accent sur le rôle des facteurs anthropiques. L'extension industrielle et urbaine en secteurs potentiellement inondables, espaces qui constituaient auparavant des zones naturelles d'expansion des crues, expliquerait une grande part de la transformation du risque naturel en catastrophe humaine. Mots-clés Facteurs géographiques facteurs anthropiques hydrologie climatologie inon dation variabilité Normandie Plaine de Caen Key-words Geographic factors anthropic factors hydrology climatology floods variability Normandy Plaine de Caen

BY: creative commons

BY: creative commons

creative commons
Persée

L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la Plaine de Caen (Normandie, France). Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordement des rivières…

The peculiarity of the 2000-2001 floods in the "Plaine de Caen" (Normandy, France). When the rising of the ground water table relays the river's overflowing…

Olivier Cantat – Jean-Michel Cador – Estelle Agasse

Université de Caen Basse-Normandie – GÉOPHEN

Résumé Le croisement des données atmosphériques, lithosphériques et hydrogéologiques permet d'établir des bilans à même de répertorier et classer les principales phases de sécheresse et d'inondation. Ainsi, il a été possible de mettre en évidence les caractères originaux des inondations qui ont touché la Plaine de Caen entre l'automne 2000 et l'été 2001. L'ampleur et la durée particulièrement longue de ces inondations s'expliquent par la scombinaison de deux phases : l'une « classique » en saison froide, en relation directe avec la crue des rivières ; l'autre, beaucoup plus rare, liée à la montée des nappes souterraines à des niveaux records et parfois même leur débordement en surface, interdisant toute infiltration et résorption rapide des surplus. Si une pluviométrie très abondante a été la condition *sine qua non* de ces inondations, elle ne peut pas cependant être tenue pour seule responsable du caractère catastrophique que nous avons connu. Plus généralement, l'ampleur croissante des crues et des dégâts corollaires au cours de ces dernières décennies mettrait l'accent sur le rôle des facteurs anthropiques. L'extension industrielle et urbaine en secteurs potentiellement inondables, espaces qui constituaient auparavant des zones naturelles d'expansion des crues, expliquerait une grande part de la transformation du risque naturel en catastrophe humaine.

Abstract *The crossover of the atmospheric, lithospheric and hydrogeological data makes it possible to calculate the water balances, out of which the main dryness and flood periods can be listed and classified. Using this method, we were able to identify the original feature of the long-lasting floods in the "Plaine de Caen" (Fall 2000 to Summer 2001); they sometimes last up to July, thanks to the help of local factors (geology, topography, as well as human). Their scope and duration depend on the combination of two different phases: the cold season overflowing, and the occasional rising of the ground water table. But if a strong rainfall is a sine qua non prerequisite for these floods to occur, it is not the sole cause explaining the catastrophic proportion it recently took. In this study, we argue you that the increasing size of the floods, and the devastation it brings up, is mostly the result of human activities. Industrial and residential settlements in the flood expansion zone explain why these natural hazards turn into a human tragedy.*

Ann. Géo., nº 625, 2002, pages 246-264, © Armand Colin

Mots-clés Facteurs géographiques, facteurs anthropiques, hydrologie, climatologie, inondation, variabilité, Normandie, Plaine de Caen.

Key-words *Geographic factors, anthropic factors, hydrology, climatology, floods, variability, Normandy, Plaine de Caen.*

Introduction

Ces dernières années, la succession rapprochée de graves inondations (1995, 2001…) et de profondes sécheresses (1976, 1989-1990, 1996…) a occasionné des drames humains et des préjudices économiques que la société doit supporter. À l'échelle locale, celle du « vécu », les agriculteurs et les aménageurs font alors souvent figure d'accusés en raison de la transformation de l'espace rural et urbain qu'ils entreprennent, dictée par diverses politiques. Certains chercheurs voient dans ces manifestations atmosphériques contrastées les premiers signes du dérèglement climatique de la planète (Le Treut, 1997). Cependant, nombre de scientifiques restent très prudents sur le sujet, évoquant plutôt « un faisceau d'incertitudes » (Lamarre, Pagney, 1999)… Mais avant de nous réfugier un peu rapidement derrière les conséquences hypothétiques du « Global Change » (Minh, 2000), envisageons d'abord la responsabilité de la variabilité « normale » du temps d'une année à l'autre, comme d'un jour à l'autre, qui est l'une des caractéristiques essentielles de notre climat de façade océanique des latitudes moyennes (Escourrou, 1978 ; Trzpit, 1970 ; Cantat, 1994, 1995). Ainsi, entre présomptions et réalités scientifiques étayées, des niveaux de causalité et de responsabilité fort différents occasionnent un flou certain que le géographe se doit d'éclaircir.

Dans cette optique, quels enseignements peut-on tirer des inondations qui ont frappé le Nord-Ouest de la France l'année dernière ? Pour illustrer notre propos, la Plaine de Caen fournira un exemple concret sur les causes naturelles et anthropiques susceptibles d'expliquer l'ampleur et la durée de tels phénomènes hydrologiques en 2000-2001.

1 Les inondations en Basse-Normandie : un phénomène récurrent et aux multiples facettes…

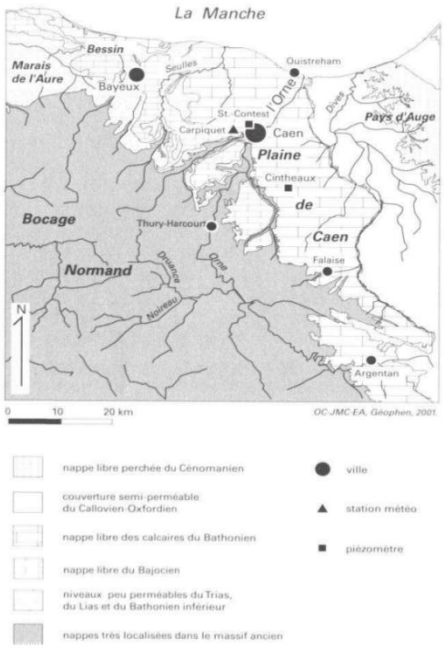
De la Bretagne à l'Artois, à tour de rôle entre octobre 2000 et mars 2001 principalement, des milliers de personnes ont subi des sinistres d'une ampleur exceptionnelle, parfois à plusieurs reprises, qui ont paralysé l'économie de toute une région pendant des semaines, voire des mois (Quimperlé, Redon, Abbeville…). Le paysage porte encore de nombreuses traces de ces épisodes « catastrophiques » que les médias rendent encore plus tangibles dans l'esprit de chacun. Premier accusé, le climat avec ce temps exécrable qui a perduré quasiment tout l'automne et l'hiver sur l'Europe Occi-

dentale, avec cette succession continuelle et rapprochée de perturbations océaniques de sud-ouest qui a entraîné des abats d'eau considérables et un manque d'insolation préjudiciable à l'évaporation. Ajoutée à cela une saturation hydrique des sols très précoce en automne, et toutes les conditions atmosphériques et pédologiques semblaient réunies pour engendrer des crues et des inondations mémorables. Alors, quand les nappes elles-mêmes se sont mises à déborder, l'eau allait pouvoir stagner durant des semaines, voire des mois…

1.1 L'originalité des inondations en 2000-2001 : une répartition élargie et une durée particulièrement longue…

Dans l'agglomération caennaise, les dégâts des eaux ont d'abord et une fois de plus touché les « zones sensibles » où se pose de façon récurrente le même problème lorsque, après un automne bien arrosé, les pluies perdurent en hiver. Les sites particulièrement exposés s'étirent sur une vingtaine de kilomètres le long de l'Orne, de Louvigny (en amont immédiat de Caen) à Ouistreham (en bord de mer) où, chaque année, des milliers d'habitants vivent sous la menace d'un débordement du fleuve (repères géographiques sur la carte 1). Moins dramatique mais très spectaculaire, à proximité immédiate du centre de Caen, une partie de l'hippodrome se transforme alors fréquemment en véritable lac, offrant certaines années une aire de loisirs inattendue pour les planches à voile ! (Cantat, Gires, 1996). Pour les plus fortes crues, ces volumes d'eau proviennent des hauteurs du Bocage ornais, avec les apports de la Druance et du Noireau : la lithologie du massif ancien, les très fortes pentes et la pluviométrie abondante sont des facteurs explicatifs ; le rôle des pratiques culturales, du remembrement, bien que systématiquement incriminés, restent encore à démontrer et à relativiser (Carville, 2000). La partie en amont du bassin de l'Orne fournit également un volume d'eau considérable, avec des crues moins intenses toutefois mais généreuses en volume : la nature de certains terrains marneux de la Campagne d'Argentan facilite ici la montée des cours d'eau ; là aussi, les pratiques agricoles sont mises en accusation dans les secteurs d'openfield.

Fait nouveau et insolite en cette année 2000-2001, des secteurs jusqu'alors épargnés ont également subi des inondations bien que, paradoxalement, aucun cours d'eau ne les traverse. Plusieurs hectares de terres labourables se sont ainsi transformés en vastes étangs, notamment dans les secteurs de Falaise, Bayeux et Caen. À la fin du printemps, malgré l'établissement durable de conditions atmosphériques beaucoup plus favorables à l'assèchement des sols, il fallut encore attendre de longues semaines pour voir baisser lentement le niveau de l'eau dans certains champs inondés, mais aussi dans le sous-sol de nombreux riverains alors que les eaux n'apparaissaient plus nécessairement en surface… Autre conséquence particulièrement fâcheuse pour la région, la fermeture — en plein plateau — du Périphérique Sud de Caen, entraînant des perturbations du trafic routier et des activités économiques qui en dépendent, entre mars et mai 2001 (photo 1).



Carte 1 La Plaine de Caen : repères géographiques et principaux aquifères.
The Plaine de Caen : geographic landmarks and main aquifers.

Après ce bref aperçu des conséquences des inondations de l'année 2000-2001 dans la région de Caen, il convient d'abord de les resituer dans leur contexte géographique et temporel, grâce à diverses archives et à de longues séries climatiques (Cœur, Lang, 2000). Cette vision globale sur le phénomène « inondation » en Basse-Normandie permettra de conclure ou non au caractère exceptionnel de ce que nous avons vécu dernièrement.

1.2 L'inondation : un phénomène récurrent en Basse-Normandie

Les inondations de grande ampleur sont des phénomènes hydrologiques récurrents en Normandie (Ballais, 1984), comme nous le rappellent les dates mémorables de 1910, 1926, 1974 ou plus récemment 1988 et 1995. Alors pourquoi aujourd'hui chaque inondation est-elle aussi facilement qualifiée d'exceptionnelle et de sans précédent ? Est-ce la mémoire qui

Il n'en va pas de même pour leurs conséquences humaines et économiques en raison de l'exposition grandissante de nos sociétés face aux éléments naturels, notamment dans les parties basses de la Plaine de Caen (combinaison entre proximité du niveau de base, confluence de nombreux cours d'eau et densité d'espaces urbanisés).

Si l'Histoire nous apprend à relativiser les discours catastrophistes actuels, en revanche il convient de s'interroger sur les facteurs et processus pouvant expliquer l'extension géographique et la durée très inhabituelles des inondations dans la Plaine de Caen en 2001.

2 Les répercussions en chaîne d'une pluviométrie forte et durable sur le système sol-nappe

Les inondations sont la résultante d'un système complexe alliant climat et géographie des lieux. Resituons donc tout d'abord le contexte climatique : dans le Nord-Ouest de la France, entre octobre 2000 et mars 2001, il est tombé près de deux fois plus de pluie que la « normale », alors que l'ensoleillement présentait un déficit de l'ordre de 30 à 50 % (tab. 1). Pour l'année hydrologique 2000-2001, le tableau 2 rend compte précisément de l'importance de la pluviométrie sur la Basse-Normandie (1,7 fois la moyenne) et des surplus hydrologiques qui en ont en partie résulté depuis l'automne précédent (2 à 3 fois la « normale »). La durée remarquable de la situation « catastrophique » a donc résulté avant toute chose du caractère abondant et généralisé des précipitations (2.1), ce dont peut rendre compte le bilan hydrique (2.2). Parallèlement, le niveau des nappes, et par voie de conséquence une part du débit des cours d'eau à l'origine des crues et des inondations, a enregistré des niveaux records (2.3). Par endroits, au gré de la topographie, les nappes ont même atteint la surface et ennoyé durablement des espaces jusqu'alors épargnés.

Tab. 1 Pluviométrie et ensoleillement dans le nord-ouest de la France durant le semestre froid octobre 2000-mars 2001.

Rainfall and sunshine charts of the Northwest of France, October 2000-March 2001.

Centres météorologiques	Précipitations (mm)	« normale » 1971-2000	**rapport à la « normale »**	Ensoleillement (heures)	« normale » 1971-2000	**rapport à la « normale »**
Brest (Finistère)	1260	735	x 1,71	406	528	x 0,77
Nantes (Loire-Atlantique)	866	480	x 1,80	413	606	x 0,68
Rennes (Ille-et-Vilaine)	721	370	x 1,95	464	574	x 0,81
Caen (Calvados)	675	396	x 1,70	426	552	x 0,77
Le Mans (Sarthe)	636	369	x 1,72	405	550	x 0,74

OC-JMC-EA, Géophen 2002 (tableau établi d'après données Météo-France)

2.1 *Une pluviométrie certes très abondante mais pas « hors norme »*

Phénomène « exceptionnel », « anormal », « extraordinaire »… Voilà nombre d'adjectifs maintes fois entendus pour qualifier la pluviométrie de cette période. Mais dans quelle mesure ce paramètre climatique est-il *vraiment*

Tab. 2 Pluviométrie et surplus hydrologiques en Basse-Normandie entre l'automne 2000 et le printemps 2001.

Rainfall and hydrologic surpluses, Basse-Normandie, Fall 2000 to Spring 2001.

	automne 2000			hiver 2000-2001			printemps 2001		
Dpt. CALVADOS	sept.	oct.	nov.	déc.	janv.	fév.	mars	avril	mai
P à Caen (mm)	75	124	120	86	124	61	160	94	34
bilan hydrique (mm)	0	0	79	68	110	38	114	17	0
surplus saisonnier	*S = 79 mm*			*S = 216 mm*			*S = 131 mm*		

cumul	« normale »	rapport
P = 675 mm	396 mm	**x 1,70**
S = 409 mm	*environ 160 mm*	**x 2,56**

Dpt. MANCHE	sept.	oct.	nov.	déc.	janv.	fév.	mars	avril	mai
P à Cherbourg (mm)	116	233	186	128	187	85	157	85	15
bilan hydrique (mm)	0	132	163	110	173	62	111	8	0
surplus saisonnier	*S = 295 mm*			*S = 345 mm*			*S = 119 mm*		

cumul	« normale »	rapport
P = 976 mm	560 mm	**x 1,74**
S = 751 mm	*environ 370 mm*	**x 2,03**

Dpt. ORNE	sept.	oct.	nov.	déc.	janv.	fév.	mars	avril	mai
P à Alençon (mm)	64	146	156	136	129	68	147	80	14
bilan hydrique (mm)	-9	90	133	118	115	45	101	3	-1
surplus saisonnier	*S = 214 mm*			*S = 278 mm*			*S = 103 mm*		

cumul	« normale »	rapport
P = 782 mm	413 mm	**x 1,89**
S = 602 mm	*environ 210 mm*	**x 2,87**

semestre froid

OC-JMC-EA, Géophen 2002 (bilan hydrique d'après données Météo-France, pour une réserve utile du sol agronomique de 100 mm).

exceptionnel ? (Benjoudi, Hubert, 1998). Qu'en est-il pour Caen ? Étudions cela objectivement grâce à plus de cinquante ans de relevés homogènes (aérodrome de Carpiquet), et même de plus d'un siècle si on considère la série reconstituée par Météo-France à partir de cinq sites à proximité immédiate de cette capitale régionale.

Sur la figure 2a, la comparaison des cumuls pluviométriques du siècle met en évidence deux faits essentiels :

— *la grande variabilité inter-annuelle* : autour d'une valeur moyenne de 705 mm, les totaux oscillent couramment entre 600 et 820 mm (1 année sur 2 est en deçà ou au-delà de ces deux valeurs). Pour les cas extrêmes, 1 année sur 10 est supérieure à 896 mm ou inférieures à 548 mm. Que signifie alors réellement la notion de « moyenne saisonnière » ?

— *la succession remarquable de cas très contrastés* dans les années 1990 (3 cas > 900 mm et 2 cas < 600 mm), avec même au cours de ces 5 dernières années le maximum du siècle (1025 mm en 1993-94) et le 3e total (983 mm en 2000-2001). Ce comportement pluviométrique n'est pas sans rappeler nos observations concernant la fréquence et l'intensité des crues les plus fortes… À l'opposé, on enregistre également le 3e minimum du siècle (422 mm en 1995-1996). Mais, au vu de ce même graphique, ne pourrions-nous pas en dire autant pour les deux décennies de 1920 à 1940 ?

L'année hydrologique 2000-2001 ne constitue donc pas le record de ces 100 dernières années, mais elle appartient quand même aux très rares cas ayant dépassé ou approché les 1000 mm. C'est donc une année excessivement pluvieuse, mais pas totalement *« hors norme »* dans la mesure où sa

Cent ans de recul soulignent la très grande variabilité des précipitations en Basse-Normandie et permettent de classer 2000-2001 parmi les années les plus pluvieuses jamais enregistrées par la météorologie, mais sans caractère « hors norme» pour autant.

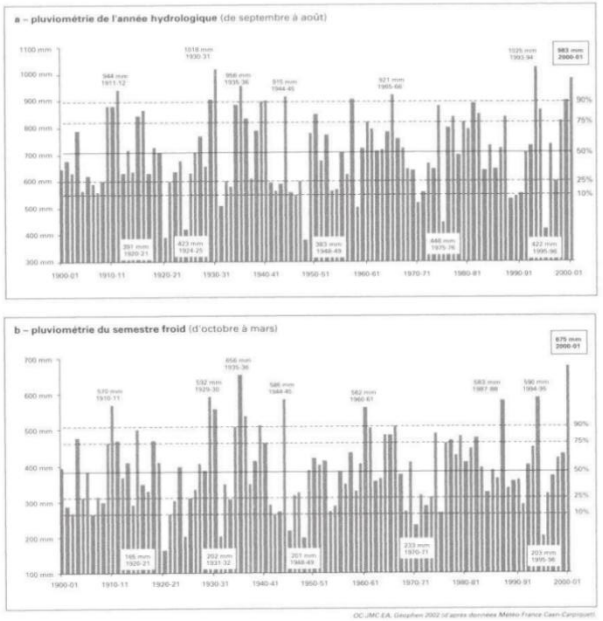


Fig. 2 Les cumuls pluviométriques dans la Plaine de Caen au cours des 100 dernières années.
Rainfall in the Plaine de Caen, 100 years.

valeur est relativement proche des autres pics. Notre climat est ainsi fait de bas et de hauts, parfois très hauts et occasionnant des inondations…

Une année hydrologique n'est pas un bloc homogène mais la juxtaposition de périodes parfois très contrastées, alternant des phases pluvieuses et sèches. De ce fait, l'analyse du seul semestre froid (période où s'est produit l'essentiel des inondations) paraît plus à même encore de préciser l'origine pluviométrique de ces phénomènes (fig. 2b). Ce graphique met davantage en valeur le caractère pluviométrique remarquable de cette période : avec 675 mm, le semestre froid 2000-2001 constitue alors le record depuis le début des relevés dans la région caennaise. Si l'écart avec le deuxième total est peu marqué (675 mm contre 656 mm en 1935-1936), en revanche

il apparaît très significatif comparativement aux années record suivantes (les maxima descendent nettement sous le seuil des 600 mm : 592 en 1929-1930, 590 en 1994-1995…). Toutefois la différence paraît encore insuffisante pour parler d'*« anormalité »* ou de *« changement de climat »* comme cela a pu être évoqué un peu rapidement, et ce d'autant plus qu'une seule année ne fait pas un climat (Dorize, 1983 ; Cantat, 1994).

La figure 3 exprime le déroulement mensuel à l'origine de la pluviométrie record de cette période. Le figuré en bâton traduit la pluviométrie de juin 2000 à août 2001, valeurs à comparer aux courbes de fréquence établies à partir de 100 ans d'observation (1901-2000). Cette comparaison permet de qualifier objectivement le degré de rareté de la pluviométrie des mois de la période considérée. Avec ce recul, dégageons-en les principaux enseignements. Excepté mars dont le total est 3 fois plus élevé que la normale (160 mm / 54 mm), il n'y a pas de cas véritablement *« extraordinaires »* mais une remarquable succession de mois pluvieux, voire très pluvieux : sur les 10 mois allant de juillet 2000 à avril 2001, tous sont supérieurs à la médiane, avec 4 mois parmi les 10 % les plus pluvieux du XXe siècle ! (juillet-janvier-mars-avril).

De juillet 2000 à avril 2001, on note une succession remarquable de mois très pluvieux mais dont les valeurs prises séparément ne sont pas véritablement «extraordinaires» (excepté mars).

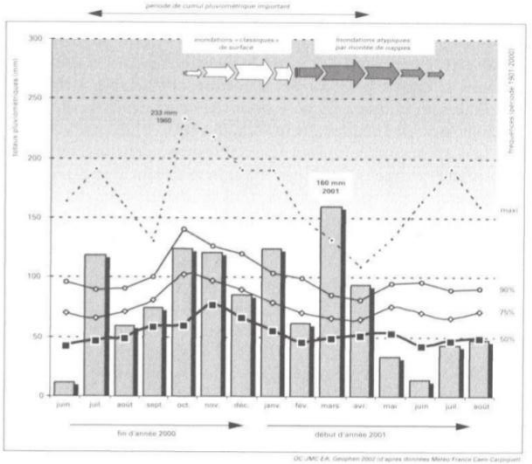


Fig. 3 Pluviométrie et type d'inondation de juin 2000 à août 2001 dans la Plaine de Caen (valeurs comparées aux fréquences séculaires 1901-2000).
Rainfall and floods, Plaine de Caen, June 2000 to August 2001 (comparative values and frequencies, 1902-2000).

Au total donc, des pluies très abondantes mais ne dramatisons pas exagérément une situation qui s'insère dans la variabilité climatique. De plus, la pluie n'est qu'un des éléments de l'hydrosystème, indispensable mais pas suffisant pour évaluer la quantité d'eau réellement présente à l'origine des crues soudaines et ultérieurement de la remontée de nappes.

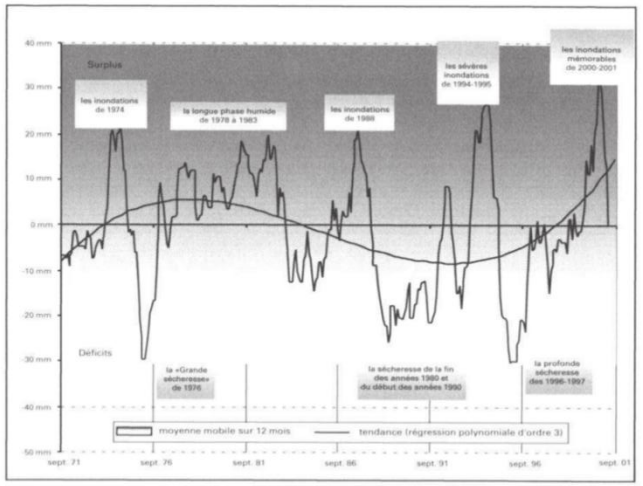
2.2 Le bilan hydrique : une approche systémique pour visualiser les inondations « classiques »

À partir d'un calcul prenant en compte l'offre pluviométrique, la demande évaporatoire et le rôle des sols, le bilan hydrique permet de répertorier et de classer tous les événements hydrologiques directement dépendant des conditions à l'interface sol-air. Pour schématiser, rappelons qu'une fois l'eau tombée, il faut soustraire la fraction qui repart directement vers l'atmosphère sous forme de vapeur (par évaporation des sols et transpiration des plantes), et celle qui est retenue par les sols en fonction de leur capacité d'infiltration et de leur état initial (Lecarpentier, 1975 ; Turc, Trzpit, 1985 ; Pédelaborde, 1975). Ce qui reste, le surplus, ruisselle et va alimenter les cours d'eau, occasionnant parfois des crues et des inondations lorsque les apports excèdent la capacité d'évacuation des rivières et la vitesse d'infiltration dans les nappes profondes.

À partir des données de Caen, la figure 4 met en évidence les grandes périodes de déficit et de surplus en eau au cours des 30 dernières années, associés à des sécheresses et à des inondations. Un lissage par moyenne mobile pondère les « accidents » non représentatifs des cycles longs et met au contraire en valeur les séquences humides et sèches aux conséquences environnementales certaines. Les « problèmes » interviennent lors d'une succession insistante de phases humides ou sèches. Nous retrouvons ainsi par exemple la « Grande sécheresse de 1976 » et celle de la fin des années 1980 au début des années 1990 qui avaient entraîné un abaissement significatif des nappes. À l'opposé, intercalées, apparaissent de longues phases humides d'intensité moyenne (1978-1983) favorables à la recharge des nappes, et généralement à l'augmentation des problèmes de pollution des eaux, et des séquences plus courtes et plus intenses aux conséquences hydrologiques plus dramatiques (1988, 1995). Les écarts autour de la courbe de tendance démontrent qu'il n'est pas possible de prévoir l'arrivée d'une phase sèche ou humide, et encore moins d'en estimer sa durée et son intensité…

La période actuelle présente les surplus les plus élevés (+409 mm) depuis le début des années 1970, ceci expliquant certainement l'ampleur des inondations de l'année 2000-2001 à Caen. On observe la succession depuis l'automne de saisons en forts excédents hydrologiques : 79 mm en automne, 216 mm en hiver et encore 131 mm au printemps (tab. 2). Comparativement aux autres années à forts surplus, comme 1987-1988 (+339 mm) et 1994-1995 (+315 mm), cette année est surtout marquée par un printemps très excédentaire (+131 mm), en relation avec la pluviométrie

Les surplus hydrologiques correspondent à l'eau disponible pour le ruissellement (alimentation directe des rivières) et pour l'infiltration profonde (recharge des nappes souterraines et alimentation différée des rivières), alors que les déficits hydriques expriment la demande évaporatoire (sols) et transpiratoire (plantes) non satisfaite.



OC-JMC-FA, Géophen 2001 (bilan hydrique calculé d'après données Météo-France Caen pour une réserve utile du sol de 100 mm).

Fig. 4 Le bilan hydrique : évolution des surplus et des déficits en eau dans la Plaine de Caen.
Evolution of hydrologic surpluses and hydric deficits in the Plaine de Caen.

très abondante de mars et avril (1er et 5e rang sur 100 ans), et en raison de la faible demande évaporatoire due à la fraîcheur des températures et au faible ensoleillement durant la même période. Les conséquences hydrologiques ont été d'autant plus marquées et rapides que l'automne 2000 faisait suite à un été peu évaporant (déficit de 72 mm, soit environ 2 fois moins qu'habituellement), ce qui avait entraîné une faible sollicitation de l'humidité des sols, limitant par conséquent leurs capacités d'absorption en cas de forts et durables abats pluviométriques, comme ce fut le cas à l'automne 2000.

Face à ces contraintes liées à la variabilité d'un climat pourtant qualifié de « tempéré », la Plaine de Caen dispose heureusement de plusieurs atouts. La faiblesse des pentes et l'importante épaisseur du manteau de limons sont favorables à l'infiltration et à la rétention des eaux, ce qui permet d'atténuer l'intensité des phases d'écoulement ou de dessèchement. De même, la présence d'une géologie se prêtant bien à l'infiltration (calcaire Bathonien) permet la constitution de réservoirs souterrains qui stockent l'eau (carte 1) ; cette dernière rejoignant de manière différée, de plusieurs

semaines à plusieurs mois, les cours d'eau dont elle soutient le débit en phase de tarissement (Frécaut, Pagney, 1983).

Élément pondérateur « habituellement » des comportements hydriques excessifs en surface, la nappe présente aussi des variations de profondeur lentes mais de grande ampleur aux conséquences majeures mais dont le bilan hydrique ne peut rendre compte totalement. Tel fut le cas en 2001…

2.3 Les variations de la nappe souterraine : un élément complémentaire essentiel pour expliquer l'originalité des inondations en 2001

Au printemps 2001, la répartition et le prolongement exceptionnel des inondations traduisent l'intervention de facteurs et de processus complémentaires, différents de ceux habituellement identifiés lors des débordements de rivières et contre lesquels il est déjà bien difficile de lutter. Cette nouvelle géographie des inondations a été provoquée par la montée des nappes d'eau souterraines qui, «de mémoire d'homme », en plusieurs endroits, n'avaient jamais atteint la surface. Un grand nombre de communes de la Plaine de Caen, entre le littoral et Falaise a été touché, correspondant à l'hydrosystème de la nappe libre vive du Bathonien. Ce secteur, juste écorné par l'Orne au niveau de Caen, n'est drainé que par de modestes rivières et ruisseaux (Muance, Ante et Laizon) se déversant vers l'est dans les marais de la Dives, vers le nord dans la mer, et fonctionne donc en toute indépendance par rapport aux cours d'eau du Bocage. Cette nappe n'est alimentée que par le surplus hydrologique du bilan de l'eau et constitue un bon enregistreur des fluctuations climatiques sur le long terme. Les exutoires fort modestes n'enregistrent que des variations de débits légères au cours du temps, et la réponse de la nappe au climat se traduit par ses changements de niveaux piézométriques.

Sur la figure 5a, on constate le niveau piézométrique très élevé de la nappe d'eau souterraine de l'aquifère bathonien, bien supérieur encore en cette fin d'été au maximum enregistré après la dernière grande inondation répertoriée dans la région en 1995. Cet « engorgement » semble répondre à une longue phase de pluviosité croissante depuis le milieu des années 1990 (fig. 5b), amplifiée par la pluviométrie record du semestre froid 2000-2001 et aggravée par un mois de mars véritablement exceptionnel (3 fois la moyenne !) à une saison où les nappes sont déjà à leur plus haut niveau annuel. Si la cote de la surface piézométrique est très riche d'enseignements, elle ne constitue pas toutefois un indicateur précis des phases d'inondation car elle n'est pas immédiatement sensible aux épisodes pluviométriques extrêmes. Les fortes pluies à l'origine d'inondations de surface violentes peuvent ainsi rester totalement « invisibles » au niveau des nappes en raison de leur position au sein d'une période plutôt sèche et de très bas niveau des aquifères (Cosandey, Robinson, 2000 ; Bravard, Petit, 1985) (voir automne 1974). Ce décalage entre événements de surface et de profondeur se matérialise très bien en comparant le comportement de la nappe à St-Contest et à Cintheaux : la plus grande profondeur naturelle de la nappe à Cintheaux se traduit par un renforcement du déphasage temporel

Les inondations catastrophiques et durables de l'automne 2000 à l'été 2001 trouvent leur origine dans la présence simultanée de précipitations très abondantes durant plusieurs saisons consécutives et d'un aquifère à niveau record.

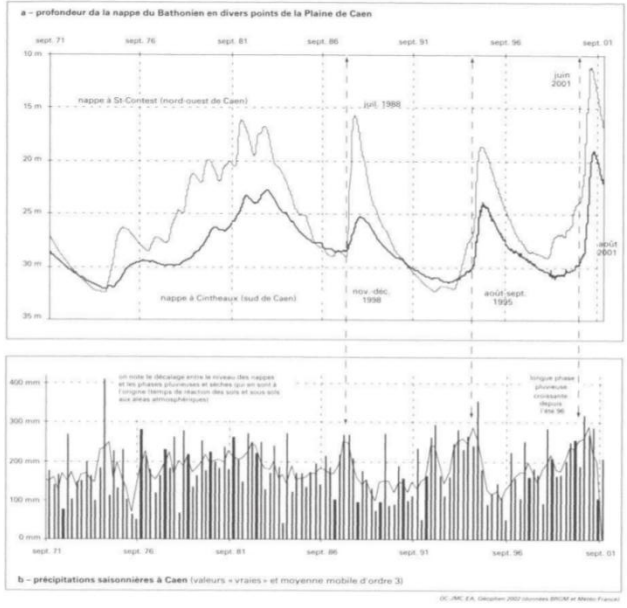


Fig. 5 Profondeur de la nappe du Bathonien et précipitations dans la Plaine de Caen entre 1971 et 2001.

Depth of the Bathonien ground water table and rainfall, Plaine de Caen, 1971-2001.

et l'atténuation des variations, comparativement aux séquences pluvieuses de surface.

Enfin, certaines fois, les inondations d'origine superficielle et d'origine profonde cumulent leurs effets et peuvent alors engendrer des conséquences catastrophiques (Amoros, Petts, 1993 ; Lambert, 1996). L'année 2001 en fournit un bon exemple (fig. 6) : comparativement à 1995, les débits extrêmes furent moins prononcés mais se prolongèrent jusqu'au printemps, période où les nappes atteignaient leur niveau record depuis au moins trente ans. Ceci explique le caractère particulièrement préoccupant de la situation entre mars et mai 2001, lorsque débordements de rivières et de nappes cumulaient alors leurs effets.

3 Vers une meilleure prise en compte des événements hydroclimatiques dans l'aménagement

3.1 Le constat

La connaissance simultanée des éléments atmosphériques et lithosphériques paraît donc capitale pour anticiper l'importance et la durée des inondations. En 2001, les fortes précipitations, l'engorgement des formations superficielles sur tout leur profil et la remontée du niveau des nappes principales a entraîné une extension des surfaces saturées, notamment dans les bas de versant ou sur les parties des plateaux où sont présents des niveaux plus

La comparaison avec les graves inondations de 1995 met en évidence l'originalité de la situation de 2001. En 2001, si les débits sont moins forts, en revanche ils se prolongent au printemps et se conjuguent alors avec un niveau record des nappes jamais enregistré depuis au moins 30 ans… (voir fig. 5).

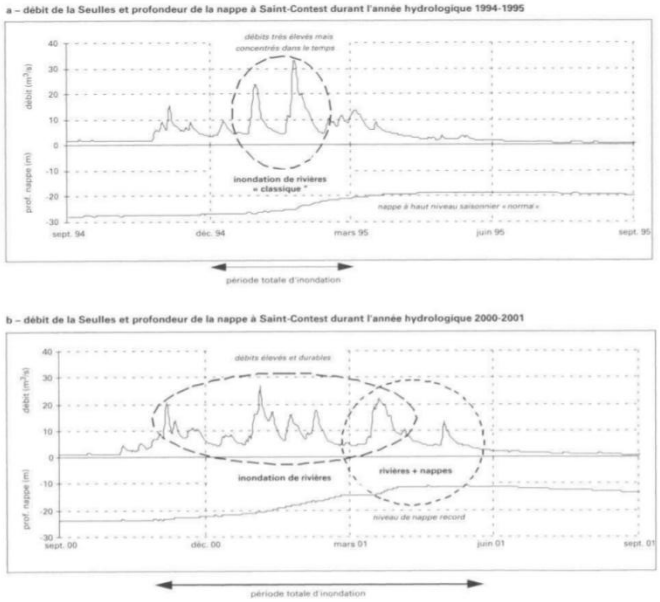


Fig. 6 Débit et profondeur de la nappe du Bathonien dans la Plaine de Caen (1995-2001).
Flow of the Seulles river and depth of the ground water table, Plaine de Caen, 1995-2001.

imperméables, argileux ou indurés (lits de silex). Se sont manifestés alors des débordements de ruisseaux et petites rivières, des inondations de fond de vallon, ou l'apparition de zones sourceuses à différents niveaux sur les surfaces en faible pente. Les eaux se sont accumulées et ont stagné ainsi en des endroits très localisés, entraînant des dégâts sur le réseau routier (voir Périphérique sud de Caen) et sur les habitations, dans des sites et à des altitudes qui n'avaient jamais connu cela.

Face à ces aléas d'origine climatique, l'habitant inondé, l'agriculteur, le chef d'entreprise se trouvent démunis et cherchent des responsabilités (Salomon, 1997), au prix souvent d'hypothèses fantaisistes ou de raccourcis peu réalistes… De par la modification de l'espace qu'il entreprend et le développement de constructions dans des zones à « risques », l'Homme ne contribue-t-il pas aux aspects particulièrement catastrophiques que nous connaissons aujourd'hui ? À l'autre bout de la chaîne des facteurs explicatifs, les médias séduits par les discours scientifiques invoquent le changement global du climat. Il convient simplement de rappeler que les événements présentés ci-dessus n'ont rien d'anormal, ils sont simplement peu fréquents (Pagney, 1994). Il suffit de se remémorer que parmi les plus fortes inondations connues et répertoriées, et pour ne prendre qu'un passé relativement récent, nombre d'entre elles ont eu lieu au cours du 19e siècle ou dans la première moitié du XXe siècle (1910, 1926…). Les événements qui nous touchent ont aujourd'hui un impact plus fort par l'écho national amplifié par la télévision, la valeur des biens touchés et parce qu'ils remettent en cause la certitude de nos sociétés industrialisées quant à leur capacité à « gérer » l'environnement.

3.2 Quelles solutions pour prévoir et prévenir les excès de l'hydrosystème ?

Quelques leçons doivent être tirées des aménagements passés: autrefois, les zones soumises au débordement des cours d'eau n'étaient pas bâties ; ou bien l'habitant acceptait le risque de submersion de quelques jours tous les dix ans par exemple, ce qui était toléré par les matériaux de construction et les biens ménagers rustiques ou pris en compte dans l'architecture (absence de caves dans les régions de grandes nappes d'eau proches de la surface, comme la Plaine de Caen).

Se posent aujourd'hui les questions de la lutte contre ces risques: il existe des solutions techniques locales, d'ingénierie lourde, efficaces pour la protection de zones d'extension limitée et à très haute valeur (centre-ville, zones d'activité). Il est impensable tant techniquement qu'économiquement de les appliquer à une grande échelle et le premier aspect de la lutte est de continuer à améliorer la connaissance des hydrosystèmes, nappes et cours d'eau, pour comprendre les mécanismes de fonctionnement, de réaction aux pluies, de continuer à recenser et cartographier les zones inondables. Dans le domaine de l'aménagement du territoire, il convient de revenir à quelques pratiques respectueuses de l'environnement en matière agricole (Martin, Papy, Souchère, 2000), de construction de lotis-

sements, en respectant tout simplement les zones naturelles d'expansion des crues que sont les fonds de vallées et les zones humides, grandes ou modestes. Elles constituent des zones d'absorption des crues permettant au cours d'eau de dissiper ses pulsations et de réguler son débit en fonction de sa morphologie, sans changement catastrophique.

Plus généralement, ***la prévention repose sur une connaissance précise du fonctionnement de l'ensemble du bassin versant*** qui alimente les cours d'eau (et notamment sur les changements de comportement hydrique des sols très en amont parfois des zones inondées). Cela suppose aussi une approche à long terme, et non un simple intérêt lors des phases catastrophiques... Plus largement, il convient d'apprécier les phénomènes d'inondation par une approche intégrée ainsi que par une meilleure prise en compte dans les réseaux de suivi des relations entre apports météoriques, eaux de surface et niveaux de nappe. Pour cela, il convient d'affiner l'identification et la caractérisation des hydrosystèmes, notamment dans leurs trois dimensions, dans leur hydrodynamique et dans leurs relations. L'intégration de ces faits dans la Plaine de Caen aurait permis la prévision des inondations, une meilleure information des élus et une meilleure préparation, ne serait-ce que psychologique, des habitants. Des opérations dans ce sens sont en cours à l'initiative de la DIREN de Basse-Normandie, les inondations très particulières dues à la nappe du Bathonien faisant l'objet de plusieurs études, hydrogéologiques, mais aussi socio-économiques. Il est vrai que notre secteur est peu concerné d'ordinaire par les inondations du fait d'un hydrosystème plan, peu arrosé et dépourvu de cours d'eau important, donc ***a priori*** peu soumis à ce risque. Les chroniques piézométriques et climatiques montrent toutefois que les situations à risques s'étaient déjà manifestées à plusieurs reprises sans indices visibles. Peut-être faut-il songer à étendre "l'annonce de crue" aux pays hydrologiques dominés par les grandes nappes ?

Conclusion

En 2000-2001, une nouvelle dimension au problème récurrent des inondations dans la Plaine de Caen s'est posée en raison de la nature composite de l'événement (débordement de rivières et montée de nappe). Après les inondations « classiques » de l'automne-hiver, très sensibles à l'état de saturation hydrique des sols et à la pluviométrie des jours précédents, les nappes totalement gorgées d'eau ont elles aussi « débordé » au printemps et, en raison de leur grande inertie, ont engendré la persistance localement de ce phénomène hydrologique jusqu'en juillet ! Les inondations récurrentes de rivière seraient avant tout la conséquence d'une « crise » climatique en surface (d'où la réponse rapide du système), alors que les inondations de nappe représenteraient la « conclusion attendue » d'une longue phase préparatoire dépendante du contexte climatique à long terme (de plusieurs mois à plusieurs années). L'approche de l'hydrologue et celle du géographe paraissent donc beaucoup plus complémentaires que concurrentes pour

prendre toute la mesure des excès possibles d'un hydrosystème. Si le niveau des nappes est indispensable pour évaluer l'évolution des ressources en eau souterraine sur le long terme, en revanche il ne rend pas compte des inondations et des sécheresses « épidermiques » et de durée relativement courte à l'origine de problèmes économiques et parfois de drames humains (ce dont rend compte indirectement le bilan hydrique).

Ainsi, pour assurer la sécurité de la population et la pérennité des aménagements, la Société doit composer avec la variabilité des conditions atmosphériques et anticiper ses répercussions hydrologiques à court et moyen terme. Au-delà des « normales » climatiques, il est indispensable de tenir compte de l'occurrence des phénomènes extrêmes que seule une analyse à long terme est capable de mettre en évidence (Grisollet, Guilmet, Arléry, 1962 ; Péguy, 1988). Mais les excès du climat ne peuvent pas être tenus pour seuls responsables de nos maux. Certes, il n'y a pas d'inondations sans pluviométrie abondante, mais l'ampleur croissante des crues et des dégâts corollaires au cours de ces dernières décennies met aussi l'accent sur le rôle des facteurs anthropiques... Dans un contexte alliant nature et société, les inondations de l'année hydrologique 2000-2001 ont en quelque sorte rappelé brutalement le caractère parfois fantasque mais « normal » de notre climat, et révélé le manque de prise en compte de certaines règles élémentaires en matière de circulation des eaux.

Université de Caen Basse-Normandie
UMR-CNRS 6554 GEOPHEN
BP 5186 14032 Caen cedex
cantat@geo.unicaen.fr

Bibliographie

Amoros C., Petts F. (1993), *Les hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, 300 p.

Ballais J.-L. (1984), « Éléments pour une histoire des inondations dans le Calvados aux XVIIIe et XIXe siècles », *Travaux du CREGEPI*, Université de Caen, vol. 5, p. 19-44.

Benjoudi H., Hubert P. (1998), « À propos de la distribution statistique des cumuls pluviométriques annuels. Faut-il en finir avec la normalité ? », *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 11, n° 4, p. 617-630.

Bravard J.-P., Petit F. (1997), *Les Cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Paris, Colin-Masson, 221 p.

Cantat O. (1994), « La variabilité des saisons en Basse-Normandie : description et mécanismes essentiels », *Études Normandes*, n° 3, p. 85-100.

Cantat O. (1995), « Variabilité et variation climatique en Normandie. L'évolution récente des températures à Caen-Carpiquet », *Sécheresse*, vol. 6, n° 3, p. 273-279.

Cantat O., Gires J.-O. (1996), « Des épisodes climatiques actuels. À propos des pluies exceptionnelles de janvier 1995 dans le Calvados », *Norois*, n° 16, p. 23-33.

Carville K. (2001), *Les inondations sur le bassin versant du Noireau. Dynamiques actuelles et passées d'un hydrosystème*, Mémoire de l'Université de Caen, Géophen, 194 p.

Cœur D., Lang M. (2000), « L'information historique des inondations : l'histoire ne donne-t-elle que des leçons ? », *La Houille blanche. Revue de la SHF*, n° février, p. 79-84.

Cosandey C., Robinson M. (2000), *Hydrologie continentale*, Paris, Colin, 360 p.

Dégardin F., Gaide P.-A. (1999), « Valoriser les zones inondables dans l'aménagement urbain ; repères pour une nouvelle démarche », *Dossier Eau et aménagement. CERTU*, n° 97, 231 p.

Dorize L. (1983), « Quelques remarques concernant les anomalies pluviométriques. Anomalies et crises climatiques », *BAGF*, n° 494, p. 119-130.

Duband D. (1994), « Pour une meilleure prise en compte de l'information hydrométéorolologique historique sur les crues importantes des bassins supérieurs de certaines rivières à risque », *Journées de l'hydraulique. SHF*, vol. 23, n° 1, p. 137-144.

Dunglas J. (1993) « Effet de serre et activités humaines (gaz à effets de serre d'origine anthropique) », *Sécheresse*, vol. 4, n° 4, p. 211-220.

Escourrou G. (1978), *Climats et types de temps en Normandie*, Paris, Champion, 1081 + 525 p.

Frécaut R., Pagney P. (1983), *Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial*, Paris, Masson, 239 p.

Grisollet H., Guilmet B., Arléry R. (1962), *Climatologie. Méthodes et pratiques*, Paris, Gauthier-Villars & Cie, 401 p.

Lamarre D., Pagney P. (1999), *Climats et sociétés*, Paris, Colin, 272 p.

Lambert R. (1996), *Géographie du cycle de l'eau*, Toulouse, Presses Universitaires du Mirail, 439 p.

Lecarpentier C. (1975), « L'évapotranspiration potentielle et ses applications géographiques », *Annales de Géographie*, vol. 84, n° 463, p. 257-274 ; vol. 84, n° 464, p. 388-414.

Le Treut H. (1997), « Climat : pourquoi les modèles n'ont pas tort », *La Recherche*, n° 298, p. 68-73.

Martin P., Papy F., Souchère V. (2000), « Ruissellement agricole : cerner les marges de manœuvre pour une modélisation des pratiques de production », *Ingénieries*, n° 25, p. 25-37.

Minh Ha D. (2000), « Perspectives sur le changement climatique », *Natures, Sciences, Sociétés, Recherches et débats interdisciplinaires*, vol. 8, n° 4, éditorial.

Pagney P. (1994), *Les climats de la terre*, Paris, Masson, 168 p.

Pédelaborde P. (1975), « Les bilans d'énergie et les problèmes hydriques », *Géographie et Recherche*, vol. 16, p. 3-10.

Péguy C.-P. (1988), *Jeux et enjeux du climat*, Paris, Masson, 254 p.

Salomon J.-N. (1997), *L'homme face aux crues et aux inondations*, Bordeaux, Presses Universitaires de Bordeaux, 136 p.

Trzpit J.-P. (1978), « La sécheresse en Basse-Normandie ; calamité accidentelle ou mal récurrent », *Études Normandes*, n° 1-2, p. 55-74.

Trzpit J.-P. (1970), *Présentation du climat normand*, in *Atlas de Normandie*, Caen, Association pour l'Atlas de Normandie, 3 planches (texte et cartes sur le climat).

Turc L., Trzpit J.-P. (1985), « Les bilans d'eau : un thème de recherche fondamental pour la climatologie écologique », *Physio-Géo*, n° 12, p. 41-57.

PUBLICATION N°16

DOUVINET J., PLANCHON O., CANTAT O., DELAHAYE D., CADOR J.-M., 2009 : **Variabilité spatio-temporelle des pluies de forte intensité à l'origine des « crues rapides » dans le Bassin parisien (France).**

Climatologie, vol. 6, pp. 47-72.

VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE ET DYNAMIQUE DES PLUIES DE FORTE INTENSITE A L'ORIGINE DES *« CRUES RAPIDES »* DANS LE BASSIN PARISIEN (FRANCE)

Johnny DOUVINET [1], Olivier PLANCHON [2], Olivier CANTAT [1], Daniel DELAHAYE [1] et Jean-Michel CADOR [1]

[1] Laboratoire GEOPHEN
UMR 6554 CNRS LETG, Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix
14032 Caen Cedex 2
johnny.douvinet@unicaen.fr

[2] Laboratoire COSTEL
UMR 6554 CNRS, LETG, Université de Rennes 2
Place du Recteur Henri Moal
35043 Rennes Cedex

Résumé

Des *« crues rapides »* sont fréquemment observées en périodes printanière et estivale (mai-août) dans les régions de grande culture du nord de la France : 269 événements, provoqués par 79 épisodes pluvieux, ont été recensés entre 1983 et 2005. A cause de leur nature torrentielle et de l'ampleur paroxysmique des dégâts associés, ces phénomènes constituent aujourd'hui la forme la plus dangereuse des inondations rencontrées dans ces régions. Cette étude s'intéresse plus spécifiquement aux conditions hydro-climatiques nécessaires à l'apparition de ces crises hydrologiques qui apparaissent dans des *« vallons secs »* dépourvus d'écoulement permanent en période normale. La démarche retenue ici repose sur une approche complémentaire : *i*) une étude descriptive de la distribution des pluies de fortes intensités à partir d'un réseau de 85 stations, en utilisant divers traitements statistiques, et *ii*) une analyse explicative par les types de circulations qui en sont à l'origine, en appliquant notamment la méthode de classification européenne de Hess-Brezowsky. Cette approche à deux niveaux d'observation doit permettre de mettre à jour l'influence des facteurs climatiques et le rôle de l'intensité des pluies dans la genèse de ces « *crues rapides* ». Elle doit également apporter des éléments de réponse sur la variabilité des pluies de forte intensité dans ces régions et fournir les prémices nécessaires au développement d'un futur système d'alerte approprié à ce type de risque.

Mots clés : crues rapides, pluies de fortes intensités, circulations atmosphériques, Bassin Parisien, climatologie appliquée.

Abstract

Spatiotemporal variability and dynamic of strong intensity rainfall at the origin of the "flash floods" in Paris Basin (France).

Some "flash floods" with high suspended content affect at the end of spring and during the summer some parts of the Paris Basin, in north-western France, causing dramatic human and property damage: 269 events have been induced by 79 high rains between 1983 and 2005. Such events are the most dangerous form of floods encountered in this area because of their torrential nature. The aim of this study is to better assess the climatic conditions required to explain the genesis of such hydrological events in dry valleys, where normally no permanent stream flows exist. Two complementary data analysis are needed: *i*) a descriptive approach permits us to better understand the spatial and temporal variability of high rainfall intensities using critical thresholds on data providing from a network of 85 climatic stations; *ii*) using the European classification of Hess-Brewowsky, a more explicative approach led to identify the preferential circulations types linked to "flash floods" event. This approach should permit us to highlight the influence of climatic controlling factors and impacts of rainfall intensities inputs on the spatial and temporal occurrence of "flash floods". Results should provide the necessary bases for a future suitable alarm system adapted to such hydrological risk.

Key words: flash floods, high rainfall intensities, atmospheric circulations, Paris Basin (Northern France), climatology applications.

Introduction

Des *« crues rapides »,* caractérisées par des écoulements torrentiels fortement chargés en matériaux issus de l'érosion des sols, sont fréquemment observées en périodes printanière et estivale dans les régions de grande culture du nord du Bassin Parisien (France). Ces événements hydrologiques, à la fois turbides, rapides et violents, apparaissent dans des petits bassins versants (< 40 km²) dont l'une des particularités est de ne pas toujours présenter des écoulements pérennes en période normale (Delahaye, 2002). Effectué sur la période mai-août (période de prédilection des orages les plus violents) et entre 1983 et 2005, un état des lieux réalisé sur 8 départements (Calvados, Eure, Seine-Maritime, Somme, Oise, Nord, Pas-de-Calais, Aisne) avait permis d'identifier 189 bassins versants correspondant aux entités hydrologiques situés en amont des exutoires urbanisés sinistrés (Douvinet, 2006). Des bassins ayant été touchés plusieurs fois sur la période étudiée, ce sont 269 événements qui ont été enregistrés en 23 ans, montrant à quel point ces aléas sont finalement fréquents en se plaçant à une échelle régionale.

Dans le cadre de cette étude, nous nous sommes plus spécifiquement intéressés aux conditions hydro-climatiques des 79 épisodes pluvieux à l'origine des 269 *« crues rapides »* et à la dynamique des abats pluviométriques générant ce type de crues, ce qui n'a jamais fait l'objet d'étude à échelle fine dans ces régions du nord de la France. Le forçage climatique n'est pas si simple à évaluer dans ces espaces puisque tous les épisodes pluvieux de forte intensité n'entraînent pas forcément des *« crues rapides »* (Laganier *et al.*, 2000 ; Kergomard *et al*. 2002). Ces crises hydrologiques peuvent aussi apparaître à la suite de plusieurs passages pluvieux successifs (9 et 10 mai 2000, par exemple). Dans ce cas-là, plus que la hauteur d'eau quotidienne, c'est le cumul des pluies sur les jours précédents qui pourrait expliquer la genèse de ces phénomènes.

Cet article a, dès lors, pour objectif de répondre à plusieurs questions :

1) Les épisodes pluvieux liés aux *« crues rapides »* recensées sur la période de mai à août présentent-ils les mêmes caractéristiques (intensité, durée, fréquence) et une variabilité saisonnière spatialement marquée ? Si oui, ces crues printanières et estivales seraient originales, atypiques et fondamentalement distinctes des crues hivernales ; leur apparition serait directement dépendante de l'aléa pluviométrique. Si non, la pluie serait une condition nécessaire mais pas suffisante pour déclencher ces crues.

2) Quels sont les seuils pluviométriques nécessaires à l'apparition des *« crues rapides »* ? Outre la sensibilité de l'occupation du sol et l'influence de la morphologie (Douvinet, 2008 ; Douvinet *et al*., 2009), il s'agit de vérifier dans ce travail, si une *« intensité pluviométrique minimale propice à l'apparition de ce type de phénomènes »* pourrait être détectée.

3) Les pluies de forte intensité apparaissent-elles plus fréquemment dans certains secteurs géographiques ? Pour répondre à cette question, il s'avère nécessaire d'étudier la fréquence temporelle et l'occurrence spatiale d'abats pluviométriques de diverses intensités.

4) Quelles sont les caractéristiques des situations météorologiques à l'origine des épisodes *« crues rapides »* ? Sont-elles liées à des situations particulièrement pluviogènes ? Peut-on observer des redondances dans les trajectoires des masses d'air ? A court terme, est-il possible de proposer une liste de situations pouvant donner lieu à ce type de crues ?

Afin de répondre à ces nombreuses questions, la démarche retenue repose sur une analyse à trois niveaux d'observation : *i*) identification des pluies à l'origine des *« crues rapides »* ; *ii*) mise en évidence d'un ou de plusieurs seuil(s) de déclenchement des phénomènes à échelle fine en menant une analyse descriptive de la distribution des pluies de fortes intensité à partir

d'un réseau de 85 stations ; *iii*) caractérisation et analyse explicative des types de circulations associées à ces crues à échelle régionale, en utilisant la méthode de classification européenne de Hess-Brezowsky. Structurant l'organisation de cet article, cette démarche doit permettre de déterminer l'influence des facteurs climatiques et le rôle des intensités pluviométriques dans l'apparition de tels phénomènes. Elle devrait également apporter des éléments de réponse sur la variabilité spatio-temporelle des pluies de forte intensité, et fournir les prémices nécessaires au développement d'un futur système d'alerte approprié à ce type de risque[1].

1. Caractéristiques des pluies à l'origine des *« crues rapides »*

Les *« crues rapides »* ont été recensées à partir des dossiers *« CatNat »* à échelle régionale (Douvinet, 2006). Une zone d'étude relativement vaste a été choisie pour intégrer toutes les configurations possibles (en particulier en terme de climat) dans un milieu morphostructural relativement homogène, et pour avoir à disposition un échantillon de bassins suffisamment important pour dépasser le cadre monographique de la plupart des études menées jusqu'à présent. La période d'étude - mai-août - s'est focalisée sur les quatre mois de l'année au cours desquels les orages sont considérés comme les plus virulents (Escourrou, 1978 ; Lherminez, 1998 ; Météo France, 2005). Des crues peuvent survenir de manière précoce (21 avril 1991) ou plus tardive (1er septembre 1987 ; 6 décembre 1999) mais ces phénomènes sont très rarement observés en dehors de mai-août. A notre connaissance, 3 événements ont été observés à la fin du mois d'avril et 7 au début du mois de septembre ; ces données ne représentent que 3,7 % des 269 événements recensés, ce qui justifie leur exclusion.

L'accès aux dossiers *« CatNat »* a permis de connaître le volume et la durée des épisodes pluvieux à l'origine des *« crues rapides »*. Le rapport météorologique, rédigé par des experts de Météo France, est établi à partir de plusieurs données : les mesures horaires venant des stations du réseau officiel et situées le plus près possible des zones touchées ; les échos-radars (utilisés depuis 1986 et affinés à l'échelle du km² depuis 2000) ; les données des bénévoles, même si on peut émettre des réserves quant à la fiabilité de ces informations (Douvinet, 2006). L'expert a ensuite pour mission de statuer sur le seuil de reconnaissance en croisant les différentes données disponibles. Pour que l'état de *« catastrophe naturelle »* soit reconnu, l'intensité des pluies doit être supérieure à la valeur décennale (MEDD, 2005). La décision repose le plus souvent sur les courbes *Intensités / Durées / Fréquences* (courbes IDF) des stations du réseau officiel. Dans le cadre de cette étude, une *valeur moyenne* a été retenue à l'échelle des bassins étudiés, en faisant une interpolation spatiale entre les données radar et en utilisant les relevés des stations lorsque celles-ci se situaient au sein des bassins (figure 1).

1.1. Des cumuls de pluies élevés (> 50 mm) sur de courtes durées (< 15 h)

Contrairement aux idées reçues, les pluies à l'origine des *« crues rapides »* survenues dans les régions du nord de la France sont *« extrêmes »* au sens défini par Muller (2006). Les pluies

[1] Plusieurs études ont déjà été menées en France pour répondre à des problématiques communes à ce travail. Le *Programme MAP (Alpin Méso-Echelle)* tente d'améliorer la prévision des pluies intenses dans le temps et dans l'espace sur les Alpes afin de pouvoir donner l'alerte de manière efficace (Bourgeault *et al* 2001 ; Pradier, 2002). Le projet *HERA (HEavy pRecipitation in the Alpine region)* a pour but d'estimer les chutes de pluie sur le massif alpin pour pouvoir anticiper le risque éventuel d'inondation (Volkert, 2000). D'autres projets tentent de relier les pluies intenses et les crues éclairs en région de moyenne montagne méditerranéenne. Le Projet *MEDEX (MEDiterranean EXperiment)* fédère la communauté météorologique sur les épisodes pluvieux à forts impacts sociétaux tels que sécheresses, inondations, mouvements de terrain (Jansa *et al.*, 2007). On peut aussi citer le programme *CYPRIM (CYclogenèses et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne)* qui s'intéresse à la formation et au développement des masses d'air convectives (Anquetin *et al.*, 2003). Des progrès sensibles sont attendus dans la mise en place d'un système d'alerte à l'échelle internationale avec le programme *THORPEX* (Bourgeault *et al*, 2001, 2002). L'étude la plus proche de nos thématiques est le projet *COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study)* qui porte sur les masses d'air en déplacement et sur les mécanismes de formation des pluies orageuses sur les Vosges et la Forêt-Noire. Les résultats de ce programme, lancé en 2007, sont attendus pour fin 2009…

cumulées varient entre 50 et 200 mm sur un pas de temps de quelques heures seulement. Dans 80% des 269 événements, les précipitations sont supérieures à 40 mm. Les stations du réseau Météo France arrivent parfois à mesurer des intensités remarquables (figure 1) : 78,9 mm ont été mesurés en 1 h par la station de Deauville (Calvados) le 1er juin 2003, ce qui donne même un cumul de 127,8 mm mesurés en 15 h glissantes (de 03:00 à 18:00 UTC) si on y associe les pluies antécédentes. On peut également mentionner d'autres intensités : 24 mm en 8 minutes relevés à Ault (Somme) le 11 juin 1997 ; 52,8 mm en 45 minutes à Nouy-en-Thelle (Oise) le 25 août 1990 ; 89,8 mm mesurés en 3 h 26 à la station de Jaméricourt (Oise) le 2 juillet 1993 ; 196 mm cumulés entre le 6 et 7 juillet 2001 à Rouvroy en Santerre (Somme), etc.

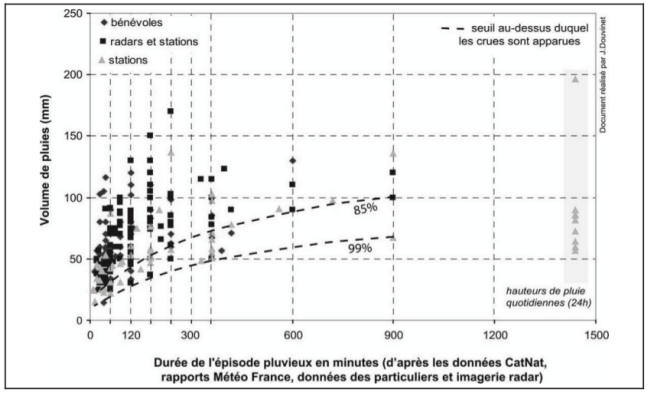


Figure 1 : Cumuls et durées des épisodes pluvieux à l'origine des *« crues rapides »* recensées (1983-2005). Les seuils indiquent la part des crues observées au-dessus de ces deux intensités. *Time-duration and cumulative rains linked to « flash floods » registered from 1983 to 2005. The thresholds indicate parts of events observed in upstream of such values.*

Les stations Météo France ne se situent pas toujours sous les épicentres les plus arrosés. Il est souvent indispensable de recourir aux images radar pour affiner les valeurs sur des pas de temps plus fins. Les lames d'eau estimées des stations ARAMIS, disponibles sur une maille de 10 km² depuis 1986, et affinés à l'échelle du km² depuis 2000, améliorent considérablement la spatialisation des pluies à l'origine des *« crues rapides »,* même si elles ne sont pas utilisées sur toute la période d'étude (1983-2005). En revanche, si les relevés des bénévoles indiquent les intensités les plus *« extrêmes »* : 48 mm en 40 minutes le 24 juin 1983 ; 103 mm en 30 minutes le 18 mai 1993 ; 64 mm en 4 h le 21 août 2001…, ces données ne sont pas validées.

Au final, le graphique combine des cumuls provenant de différentes sources (les données radar gardant la meilleure représentativité spatiale) et mentionnés sur différents pas de temps.

1.2. Deux types d'épisodes pluvieux distincts

Il convient de bien distinguer les phénomènes pluviométriques affectant de grands espaces géographiques (disposition linéaire associée aux passages de fronts froids actifs par exemple)

et les épisodes localisés sur des espaces restreints (disposition concentrique des pluies liées à des phénomènes stochastiques ou à des facteurs locaux, transformant le potentiel instable en averses / en orages). Une typologie (figure 2) peut être proposée sur les 79 épisodes pluvieux à l'origine des événements *« crues rapides »*.

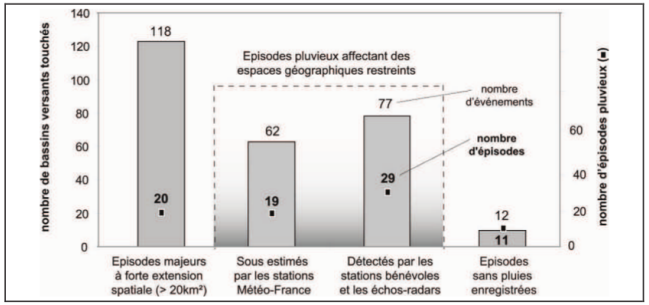


Figure 2 : Typologie des 79 épisodes pluvieux à l'origine des « crues rapides » (1983-2005) en fonction de leur intensité et leur extension spatiale. *Rainfall events typology according to their intensity and spatial extends.*

On peut ainsi différencier :

- 20 épisodes majeurs à forte extension spatiale (> 20 km²) détectés par les postes du réseau Météo France et par les stations des bénévoles. Des cumuls de pluies supérieures à 60 mm ont été à l'origine de 118 événements, ce qui représente 44% des 269 crues recensées. Ces épisodes présentent une grande extension géographique, ce qui explique qu'ils soient à la fois détectés par les postes pluviométriques, et que le nombre de bassins versants touchés soit plus élevé, avec une moyenne de 5,9 bassins par épisode.

- **48 épisodes pluvieux affectant des espaces géographiques plus localisés.** On peut subdiviser cette catégorie en deux sous-groupes : certains épisodes matérialisés sur les images radar, mais sous-estimés par les stations officielles (19) ; les autres uniquement détectés par les stations des bénévoles tout en étant confirmés par les échos radars (29). Ces épisodes sont ponctuels, de courte durée, et ils présentent une faible extension géographique sans réelle organisation spatiale. Les intensités peuvent être très élevées : 34 mm en 15 minutes mesurés à Monthiers (Aisne) le 29 août 2003, par exemple. Si le nombre total d'événements (139 crues) est plus important, le nombre de bassins touchés par épisode (2,9 en moyenne) est plus faible que dans les cas précédents.

- 12 crues liées à **11 épisodes sans pluies enregistrées, exclues de cette typologie** car aucune donnée n'a été recueillie dans les dossiers *« CatNat »* (figure 2).

Les *« crues rapides »* sont finalement associées à deux types d'épisodes dont les cumuls, les durées et l'extension spatiale sont très variables. Les épisodes majeurs à forte extension géographique correspondent à ce que Muller (2006) appelle des EPS pour Episodes Précipitants Significatifs. Même si la distribution du réseau de mesure est assez lâche, l'extension spatiale de l'épisode est suffisamment importante pour que celui-ci soit enregistré par une ou plusieurs stations relativement éloignées entre elles. Les épisodes qui touchent des espaces restreints nécessitent, à l'inverse, un réseau de mesures plus dense et à des échelles

plus fines puisque la station ne va pas forcément se situer sous l'épicentre pluvieux. Aux échelles fines, seules les données radar du projet PANTHERE, acronyme de *Projet Aramis Nouvelles Technologies en Hydrométéorologie, extension et renouvellement*, offriraient des potentiels mais ces données, existant depuis 2006, sont trop récentes pour notre étude (Delrieu, 2004). On propose alors de mieux appréhender les logiques spatiales et temporelles des pluies de forte intensité en menant une analyse à deux échelles : à l'échelle régionale tout d'abord, en choisissant un réseau de stations sur l'ensemble de la zone d'étude ; à échelle synoptique ensuite, en travaillant sur les caractéristiques des situations atmosphériques et des types de circulations observées le jour *j* et les jours qui précèdent la date de recensement des *« crues »*.

2. Précipitations de forte intensité et *« crues rapides »* associées

La dynamique spatiale et temporelle des pluies de forte intensité a été étudiée de manière descriptive en menant une analyse comparative sur un semis de 85 stations choisies à partir du réseau Météo France. Les résultats obtenus ont ensuite été comparés aux 79 épisodes pluvieux ayant conduit aux 269 événements *« crues rapides »* sur la période 1983-2005. On souhaite ici savoir si un ou plusieurs seuil(s) de déclenchement des phénomènes peuvent être détectés à échelle fine.

Le fait de choisir une couverture régionale a pour objectif principal de privilégier une approche spatiale comparative (figure 3) grâce à la disponibilité d'un grand nombre de postes pluviométriques pérennes sur la période étudiée et offrant une bonne représentativité géographique. En parallèle, les données horaires ont été analysées pour certains épisodes mais le nombre de stations n'était pas assez élevé pour permettre une couverture homogène à l'échelle régionale. L'intérêt de cette étude porte avant tout sur l'analyse temporelle des données ; sur le plan spatial, le choix des postes n'a pas toujours été facile, notamment sur les marges de la zone d'étude (Calvados, Nord).

2.1. Choix et limites des données

Un premier tri a permis de sélectionner 253 postes dont les données sont disponibles sur la période 1983-2005 (période similaire à l'inventaire initial des *« crues rapides »*). Certaines stations ont été supprimées de cet échantillon lorsque plus de 30% des données journalières manquaient. Au final, 85 stations ont été retenues en s'adaptant au mieux à la forme, à la taille et au relief des départements. Le découpage par la méthode des polygones de Thiessen confirme que la distribution est homogène entre les postes, ces derniers couvrant en moyenne une surface de 588 km². La fiabilité des données a été vérifiée sur les 85 stations (figure 3), conformément à la méthode préconisée par A. Muller (2006). Les résultats sont les suivants :

- 51 stations (60%) ne présentent aucune coupure dans leur série de données ;
- 65 stations ont plus de 99,5% de données ;
- 79 stations (86%) ont un nombre de données supérieur à 98%.

La station d'Auffay (fermée depuis le 31 décembre 2001), dont la série de données est la plus incomplète (83%), a été gardée car, paradoxalement, c'est la plus représentative pour le département de la Seine-Maritime (Delahaye, 2002).

L'utilisation des relevés quotidiens peut en partie être remise en question. En effet, l'hétérogénéité des pluies de forte intensité peut être très importante même si on reste sur de courtes distances (Doswell *et al*., 1996). Lorsque toute la hauteur d'eau est bien captée par une station, elle ne renseigne pas sur l'intensité de l'épisode orageux, variable pourtant fondamentale pour tenter d'expliquer la cinématique de la crue (Lambert, 1996 ; Delahaye, 2002).

Figure 3 : Localisation, nom et fiabilité des 33 postes pluviométriques pour lesquels les séries ne sont pas complètes (1983-2005). *Geographical distribution, name and the percent of valid data on the 33 stations for which daily cumulative rains are not entirely present (1983-2005).*

Le relevé journalier des pluviomètres a toujours lieu à 6 h UTC (soit 8 h locales) et un tel découpage peut scinder un épisode pluvieux en deux (6-7 juillet 2001 ; 31 mai - 1er juin 2003). Enfin, la période d'étude (1983-2005) est légèrement plus courte qu'une normale climatique définie sur 30 ans.

C'est en ayant connaissance de ces contraintes et limites d'utilisation que cette étude a été menée. Une comparaison des résultats obtenus sur les stations avec la base de données *« crues rapides »,* sur la période 1983-2005, doit permettre de définir l'efficacité hydrologique des pluies de forte intensité et de quantifier l'influence des facteurs indirects, notamment celle des antécédents climatiques dans la phase de « *préparation* » des crues.

2.2. Relation entre les maxima et les *« crues rapides »* (1983-2005)

2.2.1. Fréquence et cartographie des maxima selon les trois premiers rangs

La distribution spatiale et temporelle des hauteurs d'eau quotidiennes les plus importantes a été étudiée en distinguant les valeurs de rang 1 (correspondant au record pluviométrique), de rang 2 (deuxième valeur après ce maxima) puis rang 3 (troisième valeur). Les maxima de rang 1 correspondent aux valeurs extrêmes les plus importantes relevées entre mai et août inclus et au cours de la période 1983-2005 sur les 85 stations choisies pour cette étude.

La carte met à jour plusieurs disparités et donne une première idée de l'organisation géographique des extrêmes (figure 4a). La station dans laquelle a été enregistré le maxima de rang 1 le plus faible (42 mm) est Oulchy-le-Château (Aisne) tandis que la valeur la plus élevée (144 mm) a été enregistrée à Auzebosc (Seine-Maritime) le 16 juin 1997. Les écarts sont parfois importants entre deux stations situées à une dizaine de kilomètres l'une de l'autre. Toutefois, la répartition spatiale des maxima reste similaire à la distribution moyenne annuelle des pluies. Le Pays d'Auge, le Pays de Caux, les collines de l'Artois, le Pays de Thelle et le Soissonnais, régions annuellement les plus arrosées, ont des maxima plus élevés que le sud-est de la Seine-Maritime, l'intérieur de la Somme ou la partie centrale de l'Eure.

Un gradient spatial est observé : les maxima sont plus souvent recensés en juin à l'ouest de la zone d'étude (Calvados, Eure, Seine-Maritime) ; en juillet pour une partie centrale (Oise, Somme, Pas-de-Calais, Aisne) et de manière plus aléatoire au mois d'août. Cette distribution est largement nuancée par plusieurs exceptions et la relation est loin d'être systématique. Il faut également souligner que les maxima sont très peu recensés durant le mois de mai.

Les maxima de rang 2 (hauteur de pluie venant après les maxima de rang 1) ont également été recensés. Cela permet de s'affranchir des effets des artefacts de mesures sur les rangs 1 et des éventuels caractères exceptionnels des rangs 1. Les maxima du rang 1 présentent un caractère très aléatoire qui ne peut être représentatif d'un secteur géographique donné car ils sont liés au *« hasard »* de la localisation de l'épicentre pluviogène, sans compter également sur un possible dysfonctionnement instrumental[2] lors d'épisodes intenses, d'autant plus s'ils sont à caractère orageux (Bigot, 2001 ; Moisselin *et al.*, 2002 ; Cantat, 2003). La carte (figure 4b) montre que les rangs 2 sont plus fréquents au cours des mois de juin et de juillet dans la partie ouest (Eure, Seine-Maritime) ; en juillet et août dans la partie orientale (Oise, Somme, Pas-de-Calais). Cette fois-ci, on observe un décalage vers l'est par rapport à la première carte (figure 4a). Les maxima recensés en mai restent aléatoires et peu nombreux.

[2] La validation scientifique des séries temporelles est un préalable fondamental pour établir une recherche objective à partir des bases de données climatiques fournies par divers organismes. La présence d'une valeur *« aberrante »* peut s'expliquer, en partie, par des problèmes techniques dans la chaîne d'acquisition des données. Il existe quatre phases durant lesquelles peut survenir le *« parasitage »* de la série : lors de la mesure, lors de la transmission, lors du stockage et/ou lors du traitement des données. L'ensemble des travaux effectués à ce sujet met en évidence le rôle essentiel du stade de la mesure pour expliquer les discontinuités temporelles (Alexanderson, 1986 ; Heino, 1996 ; Mestre, 2000 ; Moisselin *et al.*, 2002 ; Cantat, 2003).

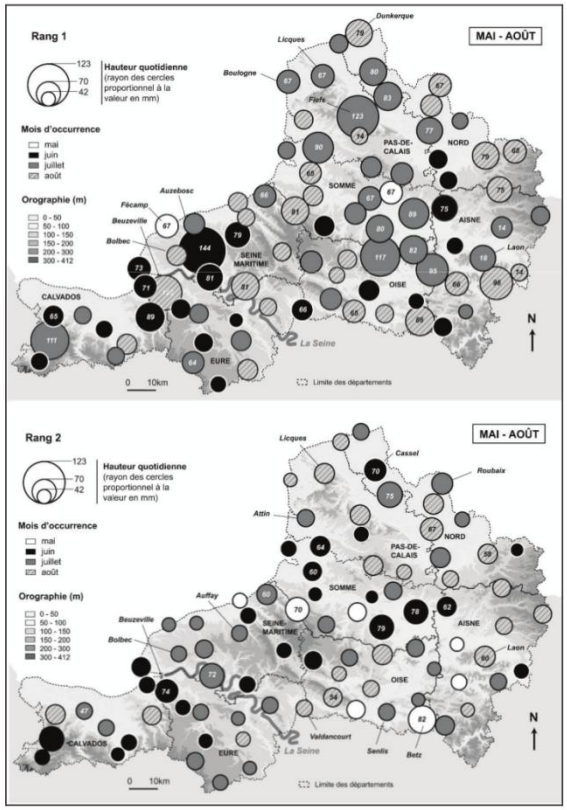


Figure 4 : Occurrence spatio-temporelle des maxima mesurés sur les 85 stations entre 1983 et 2005 pour les rangs 1 et les rangs 2. *Spatial and temporal occurrence of the maximum values of 1st and 2nd orders registered on the 85 stations (1983-2005).*

2.2.2. Liens avec les « crues rapides » recensées

Les dates des 79 épisodes pluvieux à l'origine des *« crues rapides »* recensées entre 1983 et 2005 ont été confrontées aux maxima enregistrés par les 85 stations pour connaître la part des catastrophes liées à des pluies remarquables mesurées par un réseau relativement lâche.

Les premières analyses donnent des résultats majeurs : 25% des rangs 1 correspondent à des épisodes *« crues rapides »*. Le pourcentage d'épisodes identifiés tend même à s'accroître progressivement en intégrant les dates des maxima de rang 2 (41%) et de rang 3 (47%). Au final, après avoir supprimé les doublons entre maxima, ce sont 37 épisodes *« crues rapides »* qui sont associés à des maxima relevés par une des 85 stations (tableau 1). Ce résultat signifie que près de la moitié des crues sont liées à des abats d'eau remarquables détectés par ce semis de stations relativement bien distribuées à l'échelle régionale.

MAXIMA	20 épisodes à forte extension spatiale	48 épisodes à extension spatiale réduite		11 épisodes dont les pluies sont inconnues	Pourcentage d'épisodes détectés
		détectés par le réseau officiel de Météo France	mesurés par les radars et les stations bénévoles		
rang 1	**13**	2	4	1	20 (25 %)
rang 2	8	3	**7**	2	20 (25 %)
rang 3	7	2	5	1	15 (19 %)
rangs 1 + 2	15 *	5	10	2	32 (41 %)
total (%)	**15 (75 %)**	**6 (32 %)**	**14 (48 %)**	**2 (18 %)**	**37 (47 %)**

* total après extraction des doublons (des dates sont en effet communes aux rangs 1, 2 et 3 sur plusieurs stations)

Tableau 1 : Episodes *« crues rapides »* associés à des maxima relevés sur une des 85 stations (1983-2005). *« Flash flood » events linked to maxima measured on one of the 85 stations.*

Les écarts entre les maxima et les épisodes de *« crues rapides »* peuvent s'expliquer par la distribution du réseau et par l'éloignement des stations par rapport aux épicentres les plus pluviogènes. On remarque surtout une *« surreprésentation »* des épisodes à forte extension spatiale. Lorsque deux stations suffisamment éloignées enregistrent leur maxima à la même date, on peut considérer que cet épisode correspond à un Evénement Précipitant Significatif (Anquetin *et al.*, 2003 ; Muller, 2006). En analysant les dates des maxima, on observe que 59% des maxima de rang 1, 52% des maxima de rang 2, et 45% des maxima de rang 3, correspondent à des EPS. Bon nombre de maxima sont donc associés à des épisodes à forte étendue spatiale, ces derniers ayant une couverture spatiale supérieure à quelques dizaines de kilomètres carrés. Par ailleurs, ces systèmes de plus grande ampleur géographique ont pour conséquence de masquer des épisodes locaux dont l'intensité est légèrement plus faible.

A la lecture de ces résultats, on propose de mener une seconde étude, dite *« par seuil »*, afin de voir si la part des épisodes à l'origine des *« crues rapides »* recensées augmente quand on travaille cette fois-ci sur différents seuils d'intensités pluviométriques.

2.3. Relation entre différents seuils pluviométriques et les *« crues rapides »* (1983-2005)

2.3.1. Distribution spatiale et temporelle des pluies supérieures à différents seuils

Le nombre de jours où des pluies mesurées par le réseau de 85 stations (1983-2005) sont supérieures à des seuils donnés a été comptabilisé suivant la méthode d'échantillonnage dite *« sup-seuil »* (Wotling, 1998). Les seuils retenus ont été fixés à 30, 40 et 50 mm pour prendre en compte, de manière implicite, l'éloignement des stations par rapport aux zones touchées ou à des zones pluvieuses très pluviogènes, et voir quelle est la représentativité de ces seuils par rapport aux 79 épisodes *« crues rapides »* recensés. Les jours avec des pluies supérieures à 30 mm, cumulés sur les 85 stations, entre mai et août et durant la période 1983-2005 (figure 5), mettent en avant un gradient spatial inattendu.

Certains secteurs géographiques sont sensibles, en particulier le Pays de Caux, le Pays d'Auge, la vallée de la Seine, le Nord, l'est de l'Aisne et les collines de l'Artois. D'autres secteurs semblent, en revanche, moins pluviogènes : le sud de l'Eure, la partie nord-ouest de l'Oise et le Santerre.

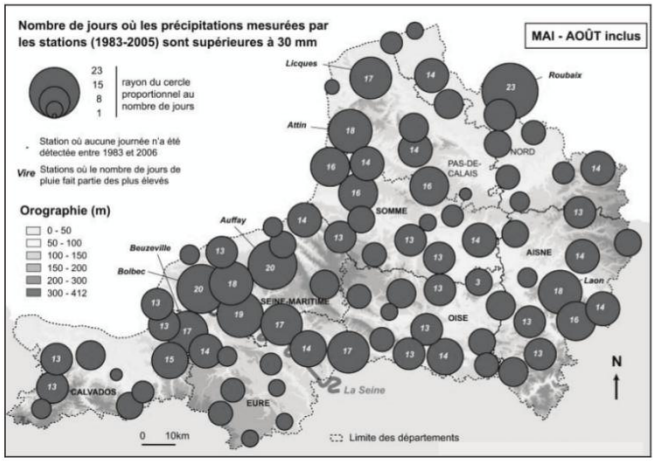


Figure 5 : Nombre de jours où des pluies supérieures à 30 mm ont été mesurées (1983-2005) sur les 85 stations. *Daily rains up to 30 mm measured by one of the 85 stations.*

A l'échelle mensuelle (figure 6), des différences importantes s'observent :

- mai : le nombre de jours de pluies (> à 30 mm) est très faible sur l'ensemble de la zone ;
- juin : la plupart des stations mesure au moins un jour avec des pluies supérieures à 30 mm ; c'est la partie occidentale qui semble la plus sensible (Pays d'Auge, Pays de Caux) ;
- juillet : on remarque un certain décalage vers l'est ; les disparités sont marquées entre les secteurs où le nombre de jours de pluie > 30 mm est important (Pays de Caux, Artois, vallée de la Seine, vallée de l'Oise et vallée de la Marne) et le reste de la zone d'étude ;
- août : le nombre de jours de pluie > 30 mm redevient élevé sur bon nombre de stations ; la marge septentrionale, et secondairement la partie orientale, sont les plus sensibles.

Les jours où les précipitations sont supérieures à 30 mm sont rarement observés au cours du mois de mai. Par contre, on observe, entre juin et août, un gradient spatial d'ouest en est, qui avait déjà été pressenti en analysant la distribution des maxima. Les jours où les pluies sont supérieures à 30 mm deviennent nombreux à partir de juin. Cette observation matérialise en fait le début de l'*« été »* d'un point de vue climatique, avec l'arrivée par l'ouest des masses d'air instables et des situations de marais barométriques, propices aux averses et aux orages. L'influence du réchauffement du sol favorise le mouvement ascendant des masses d'air dès qu'une poche d'air froid stationne en altitude (Pédelaborde, 1957). Un décalage s'opère au fur et à mesure vers la partie orientale en juillet (Pas-de-Calais, Aisne), et vers le nord et l'est en août (Nord, Aisne). Ce gradient spatial n'est pas exclusif : des passages orageux peuvent, ponctuellement, être détectés par les stations sur la totalité de la période étudiée.

Ces résultats ont ensuite été confrontés avec les épisodes *« crues rapides »* pour savoir si cette méthode, dite *« par seuil »,* améliore la part des catastrophes détectées.

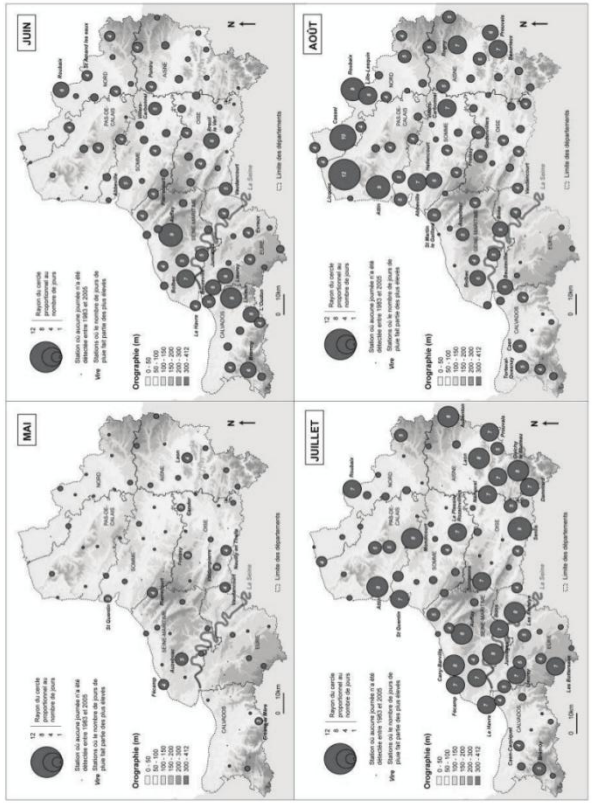


Figure 6 : Nombre de jours où les hauteurs quotidiennes mesurées par les 85 stations (1983-2005) sont supérieures à 30 mm entre les mois de mai et août inclus. *Daily rains up to 30 mm measured by one of the 85 stations (1983-2005) from May to August.*

2.3.2. Liens entre les seuils pluviométriques et la part des « crues rapides » *retrouvées*

En abaissant progressivement les seuils, on retrouve la quasi-totalité des épisodes *« crues rapides »* : 32 épisodes (40%) sont détectés lorsqu'on fixe le seuil à 50 mm ; 57% au dessus de 40 mm ; 78% à 30 mm ; 91% à 20 mm, puis 96% à 10 mm. Des différences importantes sont observées à l'échelle mensuelle (figure 7). Les épisodes qui ont eu lieu en juillet (63%),

en août (56%) et en juin (43%) sont plus facilement détectés par le seuil fixé à 50 mm que ceux qui ont été observés au cours du mois de mai : 3 épisodes sur 23, soit 13% seulement. Il faut abaisser le seuil à 30 mm pour obtenir une meilleure représentativité du réseau et détecter 70% des épisodes *« crues rapides »* recensés en mai. Ces résultats nous amènent à penser que le seuil de 30 mm serait suffisamment représentatif pour pouvoir être considéré comme une *averse extrême caractéristique,* ou ERT (« *Extreme Rainfall Threshold* »), pour laquelle une *« crue rapide »* peut potentiellement apparaître dans ces régions.

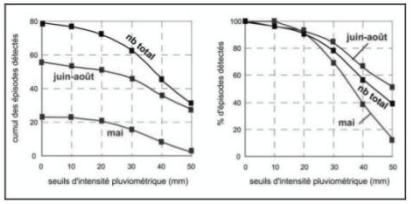


Figure 7 : Pourcentage d'épisodes détectés en fonction des seuils d'intensité choisis sur les 85 stations. *Part of rainfall days linked to « flash floods » for various intensities according to the 85 stations network.*

Dans un second cas, afin d'évaluer le rôle de l'intensité des pluies dans le déclenchement des *« crues rapides »*, le nombre de jours avec une pluie supérieure aux différents seuils a été totalisé sur les 85 stations. Sur les 72 épisodes identifiés avec une pluie > 50 mm (tableau 2), 32 épisodes coïncident avec des *« crues rapides »*, ce qui représente 40% de l'échantillon.

MOIS	A 69 épisodes "crues rapides"	B nb jours de pluies > 50 mm (stations)	C (C/A) épisodes > 50 mm avec crues rapides	D = A - C (A/C) pluies < 50mm avec crues rapides	E = B - C (B/C) pluies > 50mm sans crues rapides
mai	23	4	3 (13 %)	20 (87 %)	1 (25 %)
juin	24	20	10 (42 %)	14 (58 %)	10 (50 %)
juillet	16	23	10 (63 %)	6 (37 %)	13 (56 %)
août	16	25	9 (56 %)	7 (44 %)	16 (64 %)
total	**79**	**72**	**32 (40 %)**	**47 (60 %)**	**40 (60 %)**

Tableau 2 : Episodes pluvieux avec ou sans *« crues rapides »* détectés pour le seuil 50 mm. *Rains events with or without « flash floods » detected with the 50 mm threshold.*

Autrement dit, 60% des pluies > à 50 mm mesurés sur au moins une des 85 stations ne sont pas associées à ce type d'événement... De telles intensités sont rarement mesurées au mois de mai, ce qui suggère que les épisodes sont liés à des pluies beaucoup plus faibles. Le nombre de jours avec une pluie supérieure à 30 mm a également été comptabilisé. Sur les 285 jours identifiés, 62 épisodes (ou 22%) sont liés à des *« crues rapides »* ; 78% des pluies > 30 mm ne sont donc pas associées à ce type de phénomène (tableau 3). Finalement, l'intensité des pluies n'est pas la seule variable pouvant expliquer la genèse de ces *« crues rapides »*.

MOIS	A Nb épisodes "crues rapides"	B Nb jours de pluies > 30 mm (stations)	C (C/A) épisodes > 30 mm avec crues rapides	D = A - C (A/C) pluies < 30mm avec crues rapides	E = B - C (B/C) pluies > 30mm sans crues rapides
mai	23	54	15 (65 %)	8 (35 %)	39 (72 %)
juin	24	64	20 (83 %)	4 (17 %)	44 (68 %)
juillet	16	82	13 (81 %)	3 (19 %)	69 (84 %)
août	16	85	14 (87 %)	2 (13 %)	71 (84 %)
total	**79**	**285**	**62 (78 %)**	**17 (22 %)**	**223 (78 %)**

Tableau 3 : Episodes pluvieux avec ou sans *« crues rapides »* détectés pour le seuil 30 mm. *Rains events with or without « flash floods » detected with the 30 mm threshold.*

2.3.3. Poids des antécédents hydro-climatiques pour les « crues rapides » du mois de mai

Trois hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer les écarts entre les intensités des pluies et les *« crues rapides »* associées pour le mois de mai : *i*) soit les cellules orageuses sont spatialement plus réduites, donc plus difficiles à détecter ; elles seraient ainsi passées au travers de la maille des 85 stations choisies ; *ii*) soit les épisodes sont de plus courte durée, ce qui semble confirmé par exemple pour les crues du 7 mai 1999 (23,2 mm tombés en 20 mn) ; *iii*) soit les antécédents hydro-climatiques et les cumuls des jours précédents abaisseraient les seuils de déclenchement.

Cette troisième hypothèse a été plus spécifiquement étudiée. L'analyse s'est faite à partir des cumuls quotidiens tout en croisant ces informations avec des données horaires récupérées pour certaines stations situées à proximité des bassins touchés (à moins de 5 km). On observe que plusieurs épisodes pluvieux se sont parfois succédés pendant plusieurs jours consécutifs : mai 1988 (du 7 au 9, 16, 25), mai 1992 (du 25 au 31), mai 1994 (du 14 au 16), mai 2000 (du 6 au 13). Les pluies ont été cumulées sur les 5 jours (j_{-5}) puis sur les 10 jours (j_{-10}) qui précèdent la date des 23 épisodes *« crues rapides »* : plus les cumuls des pluies sont élevés sur les 5 ou 10 jours précédents, moins le cumul du jour *j* est important.

Plusieurs cas de figures peuvent être différenciés (figure 8) :

- pluies du jour j > 60 mm + sur j_{-5} < 20 mm : 9 mai 1998, 13 mai 1998 ;
- pluies du jour j > 30 mm + sur j_{-5} > 30 mm : 18 mai 1996, 9 mai 2000, 11 mai 2000 ;
- pluies du jour j < 10 mm + sur j_{-1} > 30 mm : 25 mai 1988, 15 mai 1994, 7 mai 2000 ;
- pluies du jour j < 10 mm + sur j_{-3} > 60 mm (10 mai 2000).

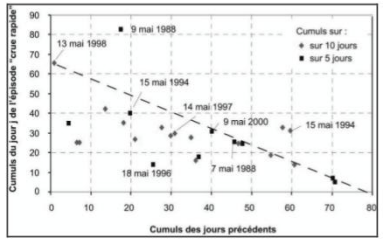


Figure 8 : Pluies mesurées le jour j et cumulées sur les 5 et 10 jours précédant les épisodes de *« crues rapides »* recensés au mois de mai. *Daily rains measured the d day and cumulated on the five and ten previous days before the "flash floods" events observed during May.*

La relation avec les antécédents climatiques est finalement prouvée pour 15 épisodes sur 23 (65%). Les cumuls des jours précédents abaisseraient ainsi les seuils de déclenchement en mai. La complémentarité avec les cumuls hivernaux n'apparaît pas dans les données utilisées : les crues en mai 1988 et 1997 sont systématiquement précédées d'hivers secs. En revanche, il y a bien une phase de préparation qui fait la transition avec les crues turbides hivernales (Le Bissonnais *et al*., 2002 ; Delahaye *et al*., 2007).

3. Evolution de l'aléa pluviométrique (1983-2005)

A la suite de ces premiers résultats, une question demeure toujours : les seuils de déclenchement ne semblent pas avoir évolués dans le temps et pourtant, le nombre de *« crues rapides »* a, lui, augmenté depuis le début des années 1990, notamment entre 1992 et 2001 (Douvinet, 2006). Cette question n'est pas simple à trancher : l'analyse du rôle de la pluviométrie s'est limitée jusqu'à présent aux données des stations Météo France. Sans

enregistrer une augmentation ou un abaissement du seuil nécessaire aux *« crues rapides »*, le déclenchement pourrait être plus systématique : *i*) si les systèmes précipitants présentent une plus grande étendue spatiale ; *ii*) si les maxima quotidiens donnent des hauteurs d'eau plus élevées ; *iii*) si l'intensité des pluies est plus importante alors que le cumul quotidien reste, lui, identique. Afin de vérifier les deux dernières hypothèses, les données des stations ont, de nouveau, été utilisées.

3.1. Distribution des maxima des trois premiers rangs

La distribution dans le temps des maxima de rang 1 (figure 9a) montre que les valeurs les plus fortes ont été recensées au cours de la dernière décennie. Les maxima sont annuellement observés au cours de la période 1992-1999 mais ils sont en revanche moins nombreux entre 1983 et 1992. La répartition des pluies extrêmes des rangs 2 et 3, positionnées indifféremment sur la période étudiée, reste homogène entre les années. Les maxima de rang 3 sont répétitifs pour certaines années (1987, 1994, 1998, 1999). La distribution des Episodes Précipitants les plus Significatifs (EPS) montre que ces systèmes précipitants semblent plus fréquents depuis la fin des années 1990 : sur les 20 EPS recensés, 13 sont apparus entre 1992 et 2001.

Le nombre total de maxima par année met aussi en avant une concentration des plus fortes valeurs à partir de 1992. Cette évolution n'est toutefois pas constante car les variations sont importantes entre les années. L'année 1992 s'individualise clairement (figure 9b), avec plus de 35 stations qui présentent des maxima (les trois premiers rangs) communs. Des records pluviométriques sont fréquents pour les années 1987, 1994, 2000 et 2005 ; à l'inverse, ils sont faiblement recensés au cours des années 1984, 1993, 1998 et 2004. On tient ici compte des doublons entre les stations, ce qui permet de donner un poids plus significatif aux épisodes à forte extension spatiale détectés par plusieurs stations. Le test de Pettitt utilisé pour détecter une *« rupture »* dans les séries chronologiques étudiées (Pettitt, 1979), confirme, *a contrario,* que la série est aléatoire, acceptant cette hypothèse au-delà du seuil de confiance de 90%. Ce test non paramétrique ne pouvant signaler aucune rupture, celle-ci correspond à l'évolution jugée la plus significative (Paturel *et al*., 1997).

3.2. Evolution du nombre de jours de pluies > 30 mm

Le seuil de 30 mm a également été utilisé pour déceler une éventuelle augmentation sur la période 1983-2005. L'analyse est plus délicate à mener puisque les hauteurs d'eau ne sont pas révélatrices de l'intensité des épisodes. L'étude du nombre de jours > 30 mm pour la période *« mai-août inclus »* met à jour une augmentation des pluies supérieures à ce seuil à partir de 1992, et un accroissement de leur fréquence jusqu'en 2005 : en moyenne, plus de 10 épisodes sont mesurés tous les ans (figure 9c). Le test de Pettitt confirme cette fois-ci une *« rupture »* dans la série chronologique étudiée, définissant une probabilité de dépassement de la valeur critique du test à $1{,}95^{-2}$ en 1991. La moyenne passe de 8,8 jours > 30 mm par an (1983-1991) à 15,1 jours de pluies > 30 mm sur la période 1992-2005. Ces résultats sont confirmés par le test de corrélation de rang et par d'autres méthodes statistiques (méthode bayésienne de Lee et Heghinian par exemple). Si des variations peuvent localement exister entre les stations, cette tendance observée à l'échelle régionale confirme des résultats obtenus par ailleurs (Osborn et Hulme, 2002 ; Klein Tank et Können, 2003 ; Cantat et Cador, 2003 ; Moberg et Jones, 2005 ; Maraun *et al*., 2008) et alimente la discussion autour du *« réchauffement climatique »*. Alors, simple variabilité d'échelle décennale ou amorce de changement climatique ?

Sans enregistrer une variation du seuil physique de déclenchement, la recrudescence des épisodes *« crues rapides »*, de 1992 à 2001, peut finalement être, en partie, plus importante à cause d'une répétition croissante et rapprochée dans le temps des maxima quotidiens, d'une augmentation de leur intensité, d'une succession d'Episodes Précipitants Significatifs et d'un

accroissement des pluies supérieures à 30 mm depuis 1992. Ce constat replace au premier plan le rôle de l'intensité des pluies sur la sensibilité de ces espaces, facteur qui est difficile à appréhender en étudiant les hauteurs de pluies quotidiennes mais qui reste le pas de temps le plus court et le plus disponible sur un nombre de stations suffisamment important.

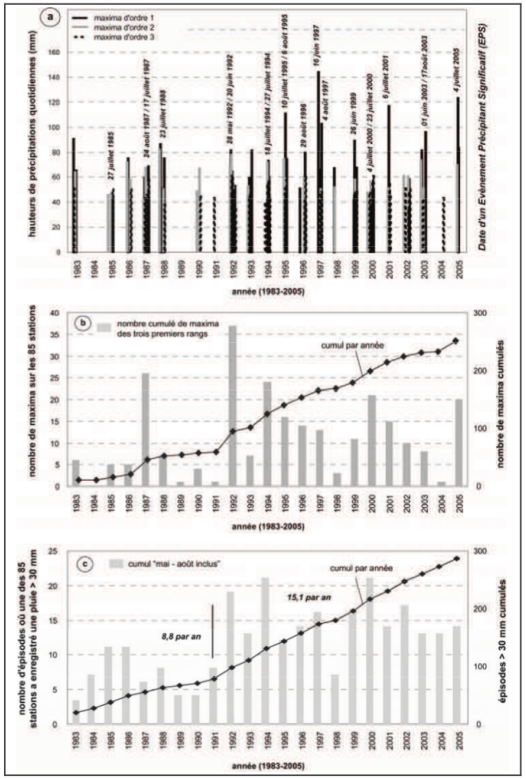


Figure 9 : Evolution de l'aléa pluviométrique sur la période 1983-2005 : **a)** répartition dans le temps des maxima de rang 1 et des Episodes Précipitants Significatifs (EPS) ; **b)** nombre de maxima observés sur la période 1983-2005 cumulés par année ; **c)** cumul des jours de pluies > 30 mm. *Rainfall hazard evolution from 1983 to 2005:* ***a)*** *distribution of the 1st maximum order value and of the Significant Rainfall Event (SRE);* ***b)*** *the cumulative number of the 3rd orders maxima registered on the 85 stations for each year ;* ***c)*** *daily rains up to 30 mm.*

4. Types de circulations atmosphériques associées aux *« crues rapides »*

Afin de compléter les résultats obtenus par une méthode essentiellement descriptive, une approche explicative par les types de circulations est proposée en deux étapes : la première porte sur l'analyse de la dynamique atmosphérique observée le jour j ; la seconde, plus élargie dans le temps et dans l'espace, reprend une méthode de classification européenne harmonisée et remise à l'ordre du jour par James (2007) en tenant compte des situations sur les trois jours précédents la date de la crue. Le but ici est de caractériser les types de circulations propices à l'apparition des épisodes *« crues rapides »* et de voir si, comme on le prétend souvent, ce sont les fronts orageux qui en sont à l'origine (Merle *et al*., 2001 ; Meyer, 2001 ; MEDD, 2005). Par ailleurs, l'échelle synoptique constitue par excellence le cadre de prévision opérationnelle sur une échéance de un à trois jours. J.-P. Vigneau (2004) définit les *« types de circulations »* comme étant des situations synoptiques caractérisées par les structures et les trajectoires des masses d'air. Les *« types de temps »* témoignent, quant à eux, des rapports qui s'établissent entre cette échelle synoptique et les facteurs géographiques qui agissent à des échelles plus locales (Douguedroit, 2004 ; Cantat, 2005a).

4.1. Structures et origines des masses d'air associées au jour j

La structure des masses d'air a été analysée le jour de la date de recensement de la *« crue rapide »* à partir de plusieurs sources : les Bulletins Météorologiques Européens (BME) établis à différentes altitudes (500, 700 et 850 hPa) et consultables sur le site www.wetterzentrale.de ; les images prises par le satellite NOAA-ESRL (*Earth System Research Laboratory*) disponibles sur le site www.cdc.noaa.gov ; les radiosondages pour des épisodes proches de la station de Trappes (www.meteocentre.com) ; les cartes des situations atmosphériques sur plusieurs jours (http://weather.uwyio.ed).

Cinquante trois des 79 épisodes *« crues rapides »*, soit 67%, sont apparus dans des situations de marais barométriques (MB), et 26 (33%) sont liés au passage de systèmes frontaux (F). Ces résultats sont instructifs car les *« crues rapides »* semblent plus souvent déclenchées par des orages de masses d'air alors que les systèmes frontaux sont réputés pour être les plus violents. Il n'y a pas, ou peu, de cisaillement, et les courants sont nuls ou faibles dans toute l'épaisseur de la troposphère. En raison de l'insolation et de la relative sécheresse, cet air se réchauffe fortement dans les basses couches ; l'instabilité tend alors à devenir de plus en plus forte en fin de journée et durant la nuit (Belliard *et al*., 1975).

La trajectoire des masses d'air du jour j a aussi été identifiée ; les masses d'air circulant dans un flux de sud-ouest (cône directionnel compris entre 210 et 240°) représentent 64% des circulations et 87% avec les flux de sud et d'ouest (180-270°). Les masses d'air stagnantes, associées à des marais barométriques, sont alimentées par des flux provenant principalement de sud-ouest (30) et, secondairement, de sud (10). Dans le cas des situations frontales (Front Chaud, FC, ou Front Froid, FF), les flux viennent du sud-ouest (21) et de l'ouest (5). Les flux d'est, de sud-est et de sud sont toujours associés à des marais barométriques. La répartition mensuelle démontre une prédominance des masses d'air circulant dans un flux de SW (51), un nombre plus élevé des flux de sud au mois de mai (7) et du nord-est en août (4) (tableau 4).

Ces observations rejoignent les résultats de précédentes études menées dans les régions du nord-ouest de l'Europe (Pédelaborde, 1957 ; Escourrou, 1978). Les influences maritimes, véhiculées par des circulations d'ouest, prédominent. « *L'étendue géographique sous les influences maritimes est vaste en raison de l'absence de reliefs côtiers vigoureux et perpendiculaires susceptibles de bloquer les masses d'air d'origine océanique (…). Après quelques jours de canicule, le scénario est classique : en liaison avec des avancées d'air plus frais par l'Atlantique, la formation de fronts orageux vient systématiquement interrompre*

l'installation des influences sub-tropicales chaudes et sèches en provenance de la péninsule ibérique ou de la Méditerranée » (Cantat, 2005b).

trajectoires	mai	juin	juillet	août	total	flux	cône directionnel
nord (N)	0	0	0	0	0	↓	337,5° - 22,5°
nord-est (NE)	0	0	0	4	4	↙	22,5° - 67,5°
est (E)	1	0	1	1	3	←	67,5° - 112,5°
sud-est (SE)	1	1	0	0	2	↖	112,5° - 157,5°
sud (S)	7	3	0	0	10	↑	157,5° - 202,5°
sud-ouest (SW)	13	18	10	9	49	↗	202,5° - 247,5°
ouest (W)	1	0	3	1	5	→	247,5° - 292,5°
nord-ouest (NW)	0	0	1	0	1	↘	295,5° - 337,5°
pas de direction	0	2	1	1	4		pas de direction
total	23	24	16	16	79		

Tableau 4 : Origine des masses d'air observées le jour de la date de recensement de la *« crue rapide »*. *Origin of the air mass circulation observed the d day of the « flash flood » event.*

4.2. Typologies sur j-3 d'après la méthode de Hess-Brezowsky

Une seconde typologie est proposée au moyen de la méthode objective de classification européenne de Hess et Brezowsky. Cette méthode a été développée et mise à jour par le PIK – *Potsdam Institut für Klimafolgenforschung* afin de caractériser la circulation atmosphérique et sa variabilité sur l'Océan Atlantique Nord et l'Europe (Gerstengarbe et Werner, 2005).

La méthode repose sur l'analyse de la distribution du champ de pression au niveau de la mer et du géopotentiel à 500 hPa au-dessus de l'Océan Atlantique Nord et de l'Europe. Vingt neuf types de circulations atmosphériques (Grosswetterlagen ou GWL) sont distingués, regroupés en trois types principaux (zonal, mixte et méridien) ou en cinq grands types (GWT = *Grosswettertypen*). Dans le cadre du programme COST-733, P. James (2007) a développé une version objective (automatique) de la méthode de Hess-Brezowsky, utilisée dans cet article. Cette méthode présente l'avantage d'être utilisable sur l'ensemble de l'Europe. Le catalogue des GWL quotidiens, mis à jour en continu, a été utilisé pour diverses études statistiques de fréquence, persistance et probabilité de transition entre les GWL (Bárdossy et Caspary, 1990 ; Klaus, 1993 ; Kyselý et Huth, 2006), plus rarement dans le cadre de recherches sur les liens entre la variabilité climatique et celle des écoulements fluviaux (Stahl *et al.*, 2002), et encore moins pour étudier la relation entre des épisodes pluvieux de forte intensité et des inondations associées (Dupont *et al*., 2008 ; Ioana-Toroimac *et al*., 2007).

L'analyse des types de circulations démontre une grande variabilité dans le temps et dans l'espace des *« précipitations à risques »* et elle permet aussi d'identifier les caractéristiques des situations météorologiques qui en sont à l'origine. En référence aux 3 classes principales (zonal, mixte, méridien), et pour l'ensemble de la période étudiée (mai à août inclus), près des deux tiers des épisodes sont liés à des circulations méridiennes alors qu'habituellement, ces dernières représentent 42% des cas observés au cours de cette période (figure 10).

Cette surreprésentation traduit le caractère pluviogène des circulations méridiennes. Le classement en cinq GWT fait ressortir, à parts égales, trois configurations principales : 27,8% des épisodes pluvieux sont associés aux circulations de nord-ouest et nord ; 25,3% aux circulations de sud ; 24,1% aux circulations de nord-est et est. Les 79 épisodes pluvieux sont associés dans 71% des cas à des situations à centre dépressionnaire situé au large de l'Europe occidentale, en premier lieu à proximité des îles Britanniques et, secondairement, à proximité du Portugal. Simultanément, un centre de hautes pressions de surface se situe sur l'Europe du Nord et/ou centrale. Les épisodes fortement pluvieux associés à des circulations méridiennes

représentent, mois par mois, plus de la moitié du total des événements. Le mois de mai est le plus fortement concerné (87%).

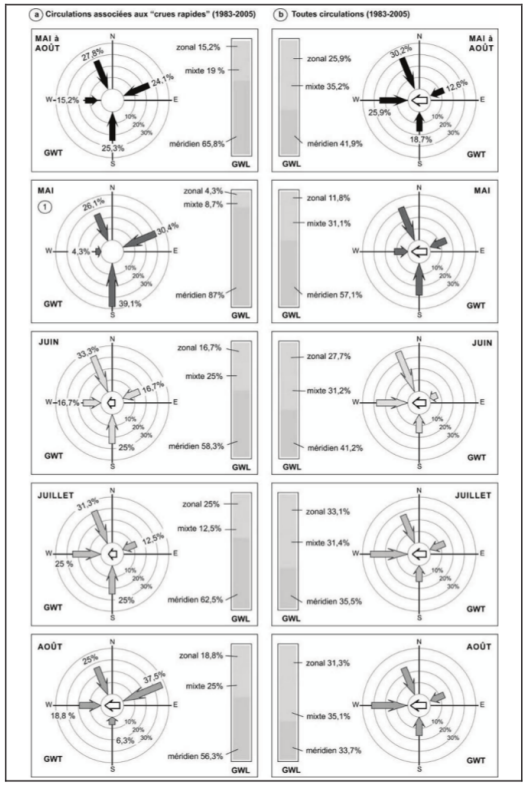


Figure 10 : **a)** Proportion d'événements pluvieux ayant généré des *« crues rapides »* (1983-2005), pour chaque classe principale de GWL et pour chaque GWT, et **b)** Comparaison avec l'ensemble des circulations atmosphériques sur la même période. Représentation des 5 classes de GWT sous forme de flèches orientées (W ; NW et N ; NE et E ; S) et d'une flèche blanche au centre de la rose des vents pour les situations à centre d'action sur l'Europe Centrale (EC). ***a)*** *Synoptic circulations linked to « flash floods » (1983-2005), classified for each principal type of Grosswetterlagen and Grosswettertyppen, and* ***b)*** *comparison with the atmospheric circulations on the same period. Representation of 5 GWT classes with oriented arrows (W, NW and N, NE, S); the white arrow indicate the action (or not) of Central Europe action.*

Ces circulations méridiennes de printemps sont liées au développement de situations à talweg d'altitude (bas géopotentiels) aux latitudes moyennes. Ces situations météorologiques ont une forte influence sur la cyclogenèse et les précipitations printanières sur toute l'Europe occidentale ; les espaces touchés par les pluies de forte intensité dépendant de la position en longitude de l'axe du talweg (Moron, 1990 ; Planchon, 2005). En été (soit à partir de début juin), le courant perturbé est plus fréquemment zonal, même s'il est lent et relativement haut en latitude (figure 10).

Des précipitations orageuses intenses, sous la forme soit de cellules isolées, soit de fronts actifs, peuvent se produire sur l'espace étudié en fonction du type de circulation et de la trajectoire des perturbations (Doswell *et al.*, 1996). Les systèmes frontaux déclenchent des phénomènes orageux sur une plus grande extension spatiale. La proportion d'événements fortement pluvieux pour chaque GWT, calculée mois par mois, permet non seulement de faire ressortir plus en détail les types de circulations générateurs de fortes pluies sur l'ensemble de l'espace étudié, mais aussi d'en examiner l'évolution saisonnière.

Les circulations perturbées de sud printanières, marquées en particulier par une position préférentielle des talwegs d'altitude à l'ouest du méridien-origine et par des basses pressions de surface positionnées à proximité des îles Britanniques, caractérisent des situations *« à anomalies pluviométriques positives »* (Planchon, 2005). De mai à juillet, l'augmentation de la proportion des fortes pluies associées aux circulations de nord-ouest à nord et d'ouest au détriment de celles de sud, est à relier à l'évolution saisonnière habituelle de la circulation d'échelle synoptique décrite plus haut (réactivation de la circulation d'ouest en été et/ou développement des marais barométriques).

L'importance prise par les circulations de nord-est et d'est en août (33,3% contre 13,2% en moyenne, figure 10) illustre le cas des situations à hautes pressions de surface centrées sur l'Europe du Nord, s'opposant à la progression vers le nord-est des systèmes perturbés liés à un centre de basses pressions généralement situé sur le proche Atlantique. Ainsi, les pluies violentes, plus fréquentes en début d'été (juin et juillet) sur la partie sud-ouest de la zone d'étude, tendent à se décaler vers le nord au mois d'août. Un gradient spatial, commun aux observations précédentes, est donc à nouveau retrouvé à l'échelle synoptique.

Les 20 épisodes majeurs à forte extension spatiale restent majoritairement associés à des circulations méridiennes (15 épisodes sur 20) de sud et de nord-est. Les épisodes affectant des espaces restreints sont souvent liés à des circulations de sud et de nord-ouest (méridiennes là aussi) ; un certain rééquilibrage s'opère avec les circulations zonales et mixtes. Ces résultats confirment le caractère très aléatoire des épisodes ponctuels, liés à des marais barométriques, tandis que les circulations d'ouest, touchant un plus grand nombre de bassins versants, sont génératrices d'événements à plus forte extension spatiale.

Conclusion

L'analyse de la dynamique des précipitations de forte intensité, à des échelles spatiales et temporelle fines, a permis d'améliorer les connaissances sur l'aléa pluviométrique à l'origine des *« crues rapides »* apparaissant dans les régions du nord de la France. On peut finalement répondre aux différentes questions initialement posées en introduction.

Dans 80% des événements déclarés, les épisodes ont donné lieu à des pluies > 40 mm. Si les stations mesurent, de manière ponctuelle, ces abats d'eau remarquables, les données des stations bénévoles et les images radar sont requises pour compléter les mesures aux échelles fines. On peut différencier des phénomènes pluviométriques affectant de grands espaces (20) et des épisodes focalisés sur des espaces géographiques plus restreints (48). Cependant, les

pluies à l'origine des *« crues rapides »* sont extrêmement variables et hétérogènes entre les événements, voire entre des bassins versants proches. Ce constat replace au premier plan le rôle de l'intensité de la pluie sur la sensibilité de ces espaces du nord de la France.

En étudiant les données à partir d'un réseau de stations harmonieusement réparties dans l'espace, on arrive à retrouver 47% des épisodes en étudiant les maxima quotidiens des trois premiers rangs. Ce pourcentage montre à quel point les précipitations à l'origine des crues sont souvent associées à des records pluviométriques mesurés dans ces régions. L'étude *« par seuil »* améliore considérablement la part des épisodes détectés. Le seuil 30 mm est suffisamment représentatif pour être une *« averse extrême caractéristique »* pour laquelle une *« crue rapide »* peut apparaître entre juin et août inclus, même s'il faut tenir compte de l'éloignement de la station et les possibilités de sous enregistrement de l'intensité des pluies.

Les crues recensées au mois de mai sont néanmoins associées à des pluies plus faibles mais liées à des antécédents hydroclimatiques spécifiques. La part des épisodes détectés est considérablement améliorée en abaissant les seuils d'intensité, passant de 9% au seuil de 50 mm à 70% à 30 mm. Ces événements font surtout la transition entre un système hivernal et le système *« estival »* (juin – août inclus), au sens strict du terme.

L'étude *« par seuil »* confirme, en revanche, que les précipitations de forte intensité sont une variable nécessaire mais pas suffisante pour expliquer l'apparition des *« crues rapides »*. Soixante pourcents des pluies supérieures à 50 mm et 78% des pluies supérieures à 30 mm ne sont en effet pas associées à de tels événements dans ces régions de plateaux du nord de la France. En parallèle, l'analyse de la distribution des maxima souligne l'existence d'un gradient spatial qui est confirmé par l'étude *« par seuil »* et par l'étude des types de circulations synoptiques. Les pluies de forte intensité sont plus fréquentes au mois de juin dans la partie occidentale (Calvados, Seine-Maritime, Eure), en juillet dans la partie centrale de la zone d'étude (Seine-Maritime, Pas-de-Calais, sud de l'Aisne), et en août dans le Nord. Ce gradient spatial peut, en partie, guider la distribution spatiale et temporelle des *« crues rapides »* (Douvinet, 2006). Néanmoins, il reste difficile de statuer sur cette question de manière définitive : les épisodes *« crues rapides »* sont généralement associés à des marais barométriques (78%) et le faible gradient barométrique favorise, dans ce cas-là, l'expression de facteurs géographiques locaux accentués à toutes les échelles, ce qui rend d'ailleurs la moindre prévision délicate.

L'ensemble des résultats obtenus dans cette étude fournit les prémices à une mise en place d'un système d'alerte opérationnel face à ce type de risque *« crues rapides »*. Les circulations méridiennes sont potentiellement les plus pluviogènes, donc les plus *« à risque »*. Il convient également de tenir compte des circulations zonales et mixtes puisque lorsqu'elles apparaissent, elles touchent un grand nombre de bassins. Les flux de sud-ouest à j_{-1} sont généralement les plus aptes à déclencher des systèmes instables. Toute la difficulté du système d'alerte réside alors dans les imbrications des niveaux spatiaux, entre les échelles synoptiques et les échelles fines où les composantes locales agissent (Neppel, 1997 ; Salek *et al.*, 2006).

Si une mise en alerte est possible, elle doit être couplée aux facteurs géographiques locaux et aux composantes environnementales *i*) qui influent sur la stabilité des masses d'air et *ii*) qui jouent sur la dynamique des écoulements lors des *« crues rapides »* tels que la morphologie, les états de surfaces, la nature de l'occupation du sol (Delahaye *et al.*, 2007 ; Douvinet, 2008). Un système d'alerte qui associe un système de prévision météorologique (variable suivant la saison étudiée) et le fonctionnement hydrologique des bassins versants semble l'outil le plus approprié. Différents seuils d'alerte doivent être combinés pour mettre en place une politique de prévision efficace et adapté à ce type de risque dans ces régions. Dans l'optique du

Développement durable, la prévision du temps et du climat occupe une place essentielle (Carrega *et al.*, 2004 ; Béland, 2005 ; Cantat, 2008). Mais, concrètement, pour le scientifique la question de *prévisibilité* se pose différemment selon un avenir envisagé à courte échéance (prévision du temps) ou à long terme (évolution du climat).

A court terme, il s'agit de prévoir le plus tôt possible la configuration météorologique générale et d'estimer sa probabilité d'évoluer en situation extrême. Dans ce cas, pour être opérationnelle, la prévision doit être précise, à la fois dans le temps et dans l'espace. Un gain de quelques jours, voire quelques heures, peut alors s'avérer déterminant pour prévenir les populations et minimiser les conséquences dramatiques des excès de l'atmosphère (particulièrement importantes pour les événements courts et très violents tels que les orages, par exemple). Dans les années à venir, des progrès sensibles sont attendus dans la prévision des phénomènes extrêmes, notamment avec la mise en place de Thorpex (Béland, 2005) : « *un des objectifs importants du programme Thorpex est d'améliorer la prévision des phénomènes météorologiques dangereux plusieurs jours à l'avance* » (Bourgeault, 2002). Le gain de fiabilité de ce système reposera sur le croisement, dans un *« super ensemble »*, des prévisions déterministes et probabilistes des divers participants.

A long terme, il ne s'agit plus de prévoir un phénomène en particulier mais d'envisager l'évolution globale du climat, dans ses caractères moyens comme dans ses excès, à l'échelle zonale et régionale (cf. rapports du GIEC). Le climat futur est ainsi simulé à partir de modèles numériques faisant appel aux lois de la physique et de la thermodynamique, couplé à des perspectives d'évolution socio-économiques à l'échelle mondiale. La complexité des interrelations entre processus naturels et anthropiques rend ces projections encore incertaines, avec des scénarios d'évolutions climatiques très variables dans le temps et dans l'espace. Si la plupart des simulations converge aujourd'hui vers un réchauffement global et une multiplication des phénomènes extrêmes, les chercheurs restent malgré tout très prudents dans la mesure où ils savent combien leurs modèles restent imparfaits en raison de la compréhension encore très partielle du fonctionnement du système Terre-Atmosphère…

Remerciements : Les travaux menés dans le cadre de cette étude ont été soutenus par le programme SYMBAD (2004-2007) *Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes – Les bassins versants sensibles aux « crues rapides »* (ACI « *Systèmes Complexes en SHS* ») et par le projet ECREIS financé par la fondation MAIF et soutenu par le GDR 2663 CNRS RICLIM *« Risques liés au climat »* (2007-2010) *Dynamique des masses d'air et risques climatiques*. Les auteurs tiennent à remercier F. Lefebvre (étudiant Master 1, Le Havre) et Météo France pour l'acquisition des données pluviométriques nécessaires à cette étude, ainsi que les deux correcteurs anonymes qui ont permis d'améliorer la qualité de cet article.

Bibliographie

ALEXANDERSON H., 1986 : A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, **6**, 661-675.

ANQUETIN S., MINISCLOUX F., CREUTIN J.D. et COSMA S., 2003 : Numérical simulation of orographic rainbands. *Journal of geophysical research,* **108**, CIP. 11, 1-13.

BARDOSSY A. et 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.

BELAND M., 2005 : Révolutionner la prévision du temps à moyenne échéance. *Atmosphériques*, **26**, 30-31.

BELLIARD R., FORGET R. et HEMOND A., 1975 : *Le Voyage aérien.* Editions du Cosmos, Paris, Tome 1, 8ème édition, 200 pages.

BIGOT S., 2001 : Détection des discontinuités temporelles au sein des séries climatiques : point méthodologique et exemple d'application. *Actes des Journées de Climatologie* de la Commission « Climat et Société » du CNFG, 27-46.

BOURGEAULT P., BINDER P., BUZZI A., DIRKS R., HOUZE R., KUETTNER J., SMITH R., STEINACKER R. et VOLKERT H., 2001 : The MAP special observing period. *Bull. Am. Meteor. Soc,* **82**, 443-462.

BOURGEAULT P., 2002 : Marions-les (programme THORPEX). *Atmosphériques*, **26**, 24-31.

CANTAT O., 2003 : Les limites dans l'analyse des longues chroniques pluviométriques. *Actes du Séminaire de l'UMR-CNRS 6554 LETG, « Les chroniques hydrologiques et climatiques »*, 16-18.

CANTAT O. et CADOR J.-M., 2003 : La variabilité : une caractéristique fondamentale des chroniques hydroclimatiques. Réflexions sur la normalité et l'anormalité. *Actes du Séminaire de l'UMR-CNRS 6554 LETG, « Les chroniques hydrologiques et climatiques »*, 12-16.

CANTAT O., 2005a : *Normandie : terre de contrastes. Conséquences hydrologiques et environnementales d'un climat tempéré mais pas sans contrastes… in* Les hydrosystèmes normands - Livret-Guide de l'excursion 2005 de la commission *« Hydrosystèmes Continentaux »* du CNFG organisé par le Geophen-LETG, Caen, 22-42.

CANTAT O., 2005b : Dynamique spatio-temporelle d'un événement météoclimatique extrême : la canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest. *Climatologie*, **2,** 99-136.

CANTAT O., 2008 : Développement durable : une pensée de référence difficile à mettre en oeuvre. *Droit et Environnement*, numéro spécial, **160**, 12-13.

CARREGA P., DUBREUIL V. et RICHARD Y., 2004 : Climatologie et développement durable. *Historiens et Géographes*, **387**, 205-209.

DELAHAYE D., 2002 : *Apport de l'analyse spatiale en géomorphologie - modélisation et approche multiscalaire des risques.* Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, 2 tomes, Laboratoire Modélisation et Traitements Graphiques (MTG), Université de Rouen, 250 pages.

DELRIEU G., 2004 : L'Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (The Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological Observatory). *La Houille Blanche*, **6**, 83-88.

DELAHAYE D., DOUVINET J. et LANGLOIS P., 2007 : *Analyse de la structure et de la dynamique d'un système spatial complexe : le bassin versant. Apports à la modélisation des risques hydrologiques.* Rapport final du projet SYMBAD, sept. 2007, 80 pages.

DOSWELL C.A., BROOKS H.E. et MADDOX R.A., 1996 : Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, **11**(4), 560-581.

DOUGUEDROIT A., 2004 : Quelle *« exception française »* en matière de *« types de temps »* ? *Norois*, **191**(2), 33-39.

DOUVINET J., 2006 : Intérêts et limites des données *« CatNat »* pour un inventaire des inondations. L'exemple des *« crues rapides »* liées à de violents orages (Bassin Parisien, Nord de la France). *Norois*, **201**, 17-30.

DOUVINET J., 2008 : *Les bassins versants sensibles aux « crues rapides » - Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes*. Thèse de doctorat de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 391 pages.

DOUVINET J., DELAHAYE D. et LANGLOIS P., 2009 : Stratégies pour une spatialisation du risques *« crues rapides »* dans le Nord du Bassin Parisien : une approche à deux niveaux. *Actes du Colloque ThéoQuant 2009*, Besançon, 4-6 mars 2009, 2 pages.

DUPONT N., PLANCHON O., CADOR J.M., DELAHAYE D. et DOUVINET J., 2008 : Types de circulations atmosphériques et de crises hydrologiques dans le nord-ouest de la France : approches croisées de risques liés au climat, In Lamarre D. : *Climat et Risques : changements d'approches*, Collection SRD (Lavoisier Ed., Paris), 63-92.

ESCOURROU G., 1978 : *Climats et types de temps en Normandie.* Thèse de Doctorat, Université de Lille III, 3 volumes, 1081 et 649 pages.

GERSTENGARBE F.-W. et WERNER P.C. 2005 : *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2004).* PIK Report n°100, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, 153 pages.

HEINO R., 1996 : Metadata and their role in homogenization. *Proc. Seminar on Homogenization of Surf. Instrum. Data,* Budapest, 5-8.

IOANA-TOROIMAC G., BELTRANDO G., PLANCHON O. et ZAHARIA L., 2007 : Typologie des situations météorologiques associées à de forts épisodes pluvieux dans le bassin versant de la Prahova (Roumanie). *Actes du 20ème colloque de l'AIC*, Tunis, 324-329.

JAMES P.M., 2007 : An objective classification for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **88**, 17-42.

JANSA A., MARTINEZ C., CAMPINS J. et GENOVES A., 2007 : Atmospheric patterns for Mediterranean heavy rains. *Abstracts of the 9th EGU Plinius Conference*, 16.

KERGOMARD C., BIGOT S., CHARABI Y. et LERICHE P., 2002 : Climat urbain et qualité de l'air : approches géographiques et collaborations pluridisciplinaires. *Géographies,* BAGF, **4**, 462-473.

KLAUS D., 1993 : Zirkulations- und Persistenzänderungen des Europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Grosswetterlagenstatistik. *Erdkunde*, **47**, 85-104.

KLEIN TANK A.M.G. et KÖNNEN G.P., 2003 : Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe (1946-1999). *Journal of Climate*, **16**, 3665-3680.

KYSELÝ J. et HUTH R., 2006 : Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theoretical and Applied Climatology*, **85**, 19-36.

LAGANIER R., PIQUET P., SALVADOR P.-G. et SCARWELL H.-J., 2000 : Inondations, territoire et aménagement: l'évolution de la prise en compte du risque inondation dans la vallée de la Canche (Pas-de-Calais, France). *Géocarrefour*, Lyon, 375-382.

LAMBERT R., 1996 : *Géographie du cycle de l'eau,* Editions Presses Universitaires du Mirail (PUM), Toulouse, 439 pages.

Le BISSONNAIS Y, THORETTE J., BARDET C. et DAROUSSIN J., 2002 : *L'érosion hydrique des sols en France.* INRA-IFEN, 109 p. (http://erosion.orléans.inra.fr/rapport2002/).

LHERMINEZ S., 1998 : *Contraintes hydro-climatiques et espace géographique : la gestion des inondations et des orages dans le bassin minier : le cas du Douaisis.* Mémoire de maîtrise, Université des Sciences et Techonologies de Lille (USTL), 130 pages.

MARAUN D., OSBORN T.J. et GILLETT N.P., 2008 : United Kingdown daily precipitation intensity : improved early data, error estimates and an update from 2000 to 2006. *International Journal of Climatology* (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1672

Météo France, MEDD (Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable), 2005 : *Pluies extrêmes sur le Nord de la France* (sur CD-ROM).

MEDD, Ministère de l'Environnement et du Développement Durable, 2005 : *Mission d'enquête sur le régime d'indemnisation des victimes des catastrophes naturelles.* Rapport de l'Inspection Générale des Finances (IGF), du Conseil Général des Ponts et Chaussées (CGPC), et de l'IGE, l'Inspection Générale de l'Environnement, 95 pages + annexes.

MERLE J.-P., HUET P., MARTIN X., VERREL J.-L., RAT M., BOUTIN J.-N., BOURGET B. et VARRET J., 2001 : *Inondations et coulées boueuses en Seine-Maritime. Proposition pour un plan d'action.* Rapport de l'Inspection Générale de l'Environnement et du Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Aménagement, 130 pages.

MESTRE O., 2000 : *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*. Thèse de Doctorat de Mathématiques appliquées et Statistiques, Université Paul Sabatier, Toulouse, 233 pages.

MEYER E., 2001 : *Evolution des paysages ruraux et phénomènes d'inondation boueuse en terres de grande culture. Le cas du ru de Senneville (Yvelines).* Thèse de Doctorat de Géographie, Paris IV, Sorbonne, 413 pages.

MOBERG A. et JONES P.D., 2005 : Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in Central and Western Europe, 1901-99. *International Journal of Climatology*, **25**, 1149-1171.

MOISSELIN J.M., SCHNEIDER M., CANELLAS C. et MESTRE O., 2002 : Les changements climatiques en France au 20ème siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées de précipitation et température. *La Météorologie*, **38**, 45-56.

MORON V., 1990 : *Contribution à l'étude de la variabilité climatique mensuelle en Europe.* Mémoire de D.E.A. (non publié), Université de Bourgogne, Dijon, 75 pages.

MULLER A., 2006 : *Comportement asymptotique de la distribution des pluies extrêmes en France*. Thèse de Statistiques appliquées et Hydrologie, Université de Montpellier II, 246 pages.

NEPPEL L., 1997 : *Etude du risque pluvial en région Languedoc-Roussillon : caractérisation de l'aléa pluviométrique*, Thèse de Doctorat, Montpellier II, 272 pages.

OSBERG T. et HULME M., 2002 : Evidence for trends in heavy rainfall events over the UK. *Philosophical Transactions,*, **360**, 1313-1325.

PATUREL J.E., SERVAT E., KOUAME B., LUBES H., OUEDRAOGO M. et MASSON J.M., 1997 : Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part II: An integrated regional approach. *Journal of Hydrology*, **191**, 16-36.

PEDELABORDE P., 1957 : *Le climat du Bassin Parisien, essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique*. Paris, 539 pages + atlas.

PETTITT A.N., 1979 : A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, **28**(2), 126-135.

PLANCHON O., 2005 : Les printemps pluvieux des années 1980 : retour sur une particularité météorologique et climatique de la fin du vingtième siècle en Europe occidentale. *Actes du 18ème colloque de l'AIC*, Gênes, 349-352.

PRADIER S., 2002 : *Caractéristiques de l'écoulement et des précipitations observés durant MAP : une analyse par radar et simulation numérique.* Thèse de Doctorat en Aérologie, Université Paul Sabatier, Toulouse, 223 pages.

SALEK M., BREZKOVA L. et NOVAK P., 2006 : The use of radar in hydrological modeling in the Czech Republic – case studies on flash floods. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **6**, 229-236.

STAHL K., HASSLER B. et DEMUTH S., 2002 : Scenarios assessing the influence of climate variability on drought in Europe. *Proceedings of the Fourth International FRIEND Conference*, Cape Town (South Africa), IAHS **274**, 93-100.

VIGNEAU J.-P., 2004 : Un siècle de *« type de temps »* : épistémologie d'un concept ambigu. *Norois*, **191**, 17-27.

VOLKERT H., 2000 : Heavy precipitation in the Alpine region (HERA): area rainfall determination for flood warnings through in-situ measurements, remote sensing and atmospheric modelling. *Meteor. Atmos. Phys*., **72**, 73-85.

WOTLING G., 1998 : *Etude de l'aléa pluviométrique à Tahiti,* Cahiers de l'ORSTOM, 74 pages.

PUBLICATION N°17

LETORTU P., COSTA S., CANTAT O., 2012 : **Les submersions marines en Manche Orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer**.

Climatologie, vol. 9, pp. 31-57.

LES SUBMERSIONS MARINES EN MANCHE ORIENTALE : APPROCHE INDUCTIVE ET NATURALISTE POUR LA CARACTÉRISATION DES FACTEURS RESPONSABLES DES INONDATIONS PAR LA MER

Pauline LETORTU, Stéphane COSTA et Olivier CANTAT

LETG-Caen GEOPHEN
Laboratoire Géographie Physique et Environnement
Université de Caen Basse-Normandie, UMR LETG 6554 CNRS
Esplanade de la Paix, BP 5186
14032 Caen Cedex 5, France
pauline.letortu@unicaen.fr, stephane.costa@unicaen.fr, olivier.cantat@unicaen.fr

Résumé

Après le passage de la tempête Xynthia fin février 2010, dont la gravité des inondations par la mer sur le littoral atlantique et en Manche a été exceptionnelle (en France, 47 morts et près de 2 milliards d'euros de dommages), l'étude des phénomènes météo-marins à l'origine de ces franchissements et leur prévision/prévention a connu un net regain d'intérêt. Cet article porte sur les côtes basses urbanisées du littoral normano-picard qui cumule de nombreux facteurs de prédisposition (ouverture aux flux d'ouest perturbés, crise sédimentaire des plages et faible altimétrie des vallées). Pour ces trois principales raisons, ces secteurs revêtent un intérêt tout particulier pour l'analyse du risque d'inondation par la mer. L'objectif du travail est double : d'une part, présenter l'inventaire des inondations (sur la période 1949-2010) et détecter une éventuelle évolution de la fréquence et de l'intensité de ces événements, en relation possible avec le changement climatique actuel ; d'autre part, caractériser les divers paramètres météo-marins et morphologiques des plages aboutissant aux inondations par la mer. Au total, le croisement de la base de données « submersion » et des facteurs météo-marins confirme le rôle essentiel de la concomitance de conditions bien connues (fort vent d'afflux et haut niveau marin), ici renforcées par le passage d'un front froid au moment de la pleine mer. Mais quelques cas ne répondant pas à cette logique nous ont conduits à reprendre pas à pas la chaîne des facteurs explicatifs en adoptant une démarche inductive et naturaliste. Il s'agit de mettre en évidence l'action d'autres facteurs responsables des franchissements jusqu'à présent mal appréhendés. Ce nouveau regard, fondé sur l'observation de terrain et l'emboîtement des échelles spatiales et temporelles, a notamment permis de mettre en évidence le « temps de préparation » de la plage (abaissement de son profil) par des conditions météo-marines non nécessairement extrêmes, antérieures à l'inondation.

Mots-clés : submersions marines, Manche orientale, météorologie, profil de plage, prévision/prévention.

Abstract

Coastal flooding in the French coast of the eastern English Channel: inductive and naturalistic approaches for the characterization of factors ending in flooding

Xynthia storm, in February 2010, has left its mark on the French coast of Atlantic Ocean and the English Channel because of its severity (47 people died and about €2 billion in damages). Consequently, the current context gives strong interest in studies about these meteorological and marine phenomena and their weather forecasting/prevention. In this paper, we studied French low coastal areas of the eastern English Channel (Normandy and Picardy coasts) because of their sensitivity to coastal flooding risk. Because of cumulative factors (exposure to strong West wind, beach sedimentary crisis, low altimetry of valleys), the French coast of the eastern English Channel is particularly interesting for analysis of this natural risk. This work has a double objective. The first objective is the presentation of our coastal flooding inventory (from 1949 to 2010) and the detection of a possible evolution about frequency and intensity of coastal flooding events perhaps linked to current climate change. The second objective is the characterization of the different meteorological, marine, and morphological parameters that end in these destructive phenomena. In matching these meteorological and marine factors with the past events inventory, we have identified the dominance of the concomitancy of well-known conditions (strong wind perpendicular to coast and high tide level), reinforced here by the passage of an atmospheric cold front during high tide. But some cases do not follow this logic. To understand them, we have followed step by step the explanation process in adopting inductive and naturalistic approaches. The aim is to highlight other factors that are involved in the process of coastal flooding. This new point of view is based on field observation and the use of different spatial and temporal scales and enables to emphasize "the preparation time" of the beach (lowering of its profile) by meteorological and marine conditions (not necessarily extreme) before the coastal flooding event.

Keywords: coastal flooding, the eastern English Channel, meteorology, beach profile, weather forecasting/prevention.

Introduction

De par leurs conséquences environnementales et sociétales, les submersions marines ont toujours suscité l'intérêt des chercheurs[1]. La submersion marine, souvent due aux tempêtes – d'où le terme fréquemment employé de « submersion de tempête » (Galli et Hontarrède, 2001) – est le résultat d'une conjonction de facteurs bien connus : une faible pression atmosphérique, un fort vent d'afflux (ces deux facteurs peuvent déterminer une surcote ou « onde de tempête ») au moment d'une pleine mer de vive-eau. Mais des tempêtes peuvent être sans submersion et il peut se produire des submersions sans véritable tempête. Pour ces raisons, nous préférons le terme de « submersion marine » car il n'induit pas un lien de causalité dans l'origine du phénomène. Par ailleurs, le terme de « submersion marine » a été choisi pour le futur PPRL[2]. La grande majorité des submersions marines sur le secteur étudié correspondent à un franchissement et un rabattement des vagues sur les ouvrages.

Le littoral français de la Manche orientale, compris entre Le Havre (Seine-Maritime) et Cayeux-sur-Mer (Somme), est sensible aux inondations par la mer en raison de son ouverture aux flux d'ouest perturbés et de ses caractéristiques morphologiques et altimétriques. Entre les célèbres falaises de craie qui identifient ce littoral, telle Etretat, l'urbanisation importante des côtes basses (Fécamp, Saint-Valéry-en-Caux, Dieppe, Le Tréport…) accentue la vulnérabilité de ces espaces parfois situés à plus d'un mètre en-dessous des pleines mers de vive-eau. Cette vulnérabilité explique l'attention particulière et croissante portée sur ces territoires ces dernières années (Caspar, 1988, 1990 ; Caspar et Poullain, 1996 ; Caspar *et al.*, 2007, 2010 ; Costa, 1997, 2005 ; Costa *et al.*, 2002, 2004 ; Costa et Delahaye, 2005 ; Elineau *et al.*, 2011).

Dans cet article, il s'agira de prolonger temporellement ces études (notamment celle de Stéphane Costa en 1997) grâce à un recensement des inondations par la mer qui sont apparues entre 1949 et 2010. Cet inventaire permettra d'apporter des éléments de réponse quant à

[1] Citons quelques exemples en mer Baltique (Herrmann et Planchon, 1998 ; Woth *et al.*, 2006 ; Tõnisson *et al.*, 2008), en mer du Nord (Vasseur et Héquette, 2000 ; Woth *et al.*, 2006), en Manche (Caspar, 1988, 1990 ; Caspar et Poullain, 1996 ; Caspar *et al.*, 2007, 2010 ; Costa, 1997, 2005 ; Tonnerre, 2001 ; Costa *et al.*, 2002, 2004, 2005 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Elineau *et al.*, 2011), en Atlantique (Tonnerre, 2001 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Le Cornec et Schoorens, 2007 ; Suanez *et al.*, 2007 ; Cariolet et Suanez, 2009 ; Peeters *et al.*, 2009 ; Cariolet *et al.*, 2010, Cariolet, 2011) et en Méditerranée (Bruzzi, 1998 ; Anselme *et al.*, 2008 ; Suanez, 2009).

[2] Les submersions marines sont des inondations temporaires de la zone côtière par la mer dans des conditions météorologiques et océaniques défavorables (basses pressions atmosphériques et fort vent d'afflux agissant, pour les mers à marée, lors d'une pleine mer de vive-eau) ; elles peuvent durer de quelques heures à quelques jours. Trois modes de submersion marine sont distingués (Perherin *et al.*, 2012) :

1) submersion par débordement, lorsque le niveau marin est supérieur à la cote de crête des ouvrages ou du terrain naturel,
2) submersion par franchissement de paquets de mer liés aux vagues, lorsqu'après déferlement de la houle, les paquets de mer dépassent la cote de crête des ouvrages ou du terrain naturel,
3) submersion par rupture du système de protection, lorsque les terrains situés en arrière sont en dessous du niveau marin : défaillance d'un ouvrage de protection ou formation de brèche dans un cordon naturel suite à l'attaque de la houle (énergie libérée lors du déferlement), au mauvais entretien d'un ouvrage, à une érosion chronique intensive, au phénomène de sur-verse, à un déséquilibre sédimentaire du cordon naturel, etc.

l'évolution de la fréquence des submersions marines depuis 60 ans ainsi que sur la définition des paramètres météo-marins et morphologiques des plages favorables aux franchissements par la mer.

La méthode de travail adoptée dans cette recherche vise à être reproductible et transposable à d'autres espaces et s'appuie donc sur des données facilement accessibles (gratuites et d'usage courant). La démarche proposée est inductive et naturaliste : en se fondant sur un inventaire historique des submersions marines, notre analyse part de la transformation en dommages concrets d'un système à fort risque. Par la suite, nous en cherchons les causes, notamment atmosphériques (par exemple la force et la direction du vent) mais pas uniquement. En effet, si la présence de conditions tempétueuses est la plupart du temps incriminée, ces conditions atmosphériques n'expliquent pas la totalité des submersions avérées. Cela suppose l'intervention d'autres forçages favorables aux inondations par la mer se surimposant à ceux ordinairement observés.

Dans un premier temps, les caractéristiques géographiques et climatiques des côtes normano-picardes seront présentées dans la mesure où elles conditionnent grandement le fonctionnement du phénomène « submersion marine ». Dans un deuxième temps, la méthodologie d'inventaire des inondations sera décrite et une analyse de leur fréquence et intensité sera proposée. La troisième partie sera consacrée plus directement à l'étude des conditions météo-marines menant au franchissement. La dernière partie s'intéressera plus précisément aux conditions météo-marines préalables aux submersions et notamment leur rôle potentiellement négatif sur les caractéristiques morpho-sédimentaires des plages de galets haut-normandes et picardes. Une attention toute particulière sera ainsi portée aux variations du profil des plages dont l'importance semble essentielle lorsque les conditions météo-marines ne sont pas optimales pour générer des submersions.

1. Présentation géographique et climatique de la Manche orientale

La Manche est une mer épicontinentale et intracontinentale située entre le sud du Royaume-Uni et la partie nord occidentale de la France (figure 1). Caractérisée par une faible profondeur (86 mètres en moyenne et rarement plus de 50 mètres dans sa partie orientale), la Manche est sous l'influence de forts marnages (8 mètres à Dieppe) et d'une fréquence importante de vents forts à dominante d'Ouest.

Le secteur d'étude s'étend entre la baie de Seine et la baie de Somme, et plus précisément du Havre, en Haute-Normandie, à Cayeux-sur-Mer, en Picardie (figure 2).

1.1. Les principaux caractères topographiques et morphologiques de la côte normano-picarde

Le linéaire côtier étudié (145 km), situé à la terminaison nord-occidentale du Bassin Parisien, est caractérisé par des côtes à falaises d'altitude moyenne de 70 mètres. Ces abrupts sont taillés pour l'essentiel dans des craies du Crétacé supérieur plus ou moins riches en lits de silex. Ces falaises sont localement entrecoupées par des vallées basses urbanisées dont le plancher est parfois inférieur d'un mètre aux pleines mers de vive-eau, ce qui en fait des secteurs à risques majeurs vis-à-vis des submersions marines. A titre d'illustration, ce contexte classique en Haute-Normandie est illustré par le cliché de la figure 3.

Au débouché de ces vallées se trouve un cordon de galets adossé à un perré. Selon la classification de Jennings et Shulmeister (2002), les plages de galets haut-normandes sont dites « composites ». Elles sont constituées d'un cordon de galets pentu d'aspect réfléchissant (inclinaison de 5 à 15 %), composé d'un mélange de galets, de graviers et de sables. Au pied

de ce cordon, nous retrouvons fréquemment un estran sableux d'environ 200 mètres de large, recouvrant un platier rocheux. Cet espace intertidal est caractérisé par une faible pente (inclinaison de 0,5 à 1,5 %), donnant à ce segment de plage un aspect fortement dissipatif.

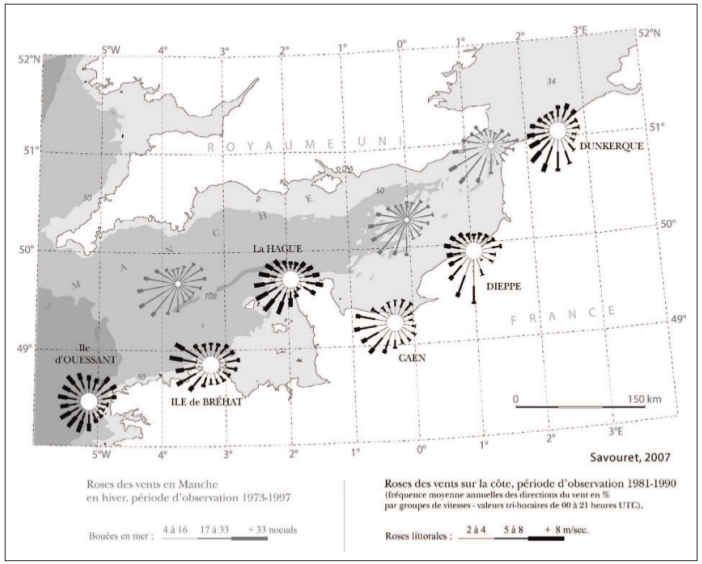


Figure 1 : Bathymétrie et roses des vents en Manche, en mer (hiver) et sur le littoral (Savouret, 2007). *Bathymetry and wind roses in the English Channel, at sea (winter) and at the seaside (Savouret, 2007).*

Les zones basses sont donc protégées à leur débouché par un cordon de galets dont la largeur moyenne est de 40 mètres et peut atteindre jusqu'à 60 mètres. La base de ces cordons se situe à environ 3 mètres d'altitude (cote marine) et leur crête dépasse souvent les plus hautes mers de 2 à 3 mètres (12,1 à 13,1 m à Dieppe en cote marine). La présence d'ouvrages transversaux (épis) explique que le volume de galets au droit des côtes basses urbanisées est plus important que celui se trouvant au pied des falaises (15 à 20 mètres) (figure 3). Lors de forts coups de vent d'afflux agissant lors d'une pleine mer de vive-eau, ce sont ces ouvrages qui sont franchis par la mer.

1.2. Les principaux caractères météo-climatiques de la côte normano-picarde

De part et d'autre du 50ème parallèle nord, la Manche orientale appartient à l'aire du climat « tempéré de façade ouest » (Flohn, 1968), domaine caractérisé par de faibles contrastes thermiques et des précipitations qui se répartissent assez régulièrement sur l'année. Ce secteur, qualifié d'« *éventé* » par Gisèle Escourrou (1978), est de fait caractérisé par une grande fréquence des vents forts à très forts (figure 1). Cet élément constitue un paramètre météorologique majeur puisqu'il génère la houle et les vagues. Les tempêtes atlantiques

hivernales circulent généralement à des latitudes un peu plus élevées, entre Irlande et Écosse (Trzpit, 1977 et 1990) mais il n'est cependant pas rare que certaines s'engouffrent dans le goulet d'étranglement constitué par la Manche, occasionnant alors de sérieux dommages tant matériels qu'humains.

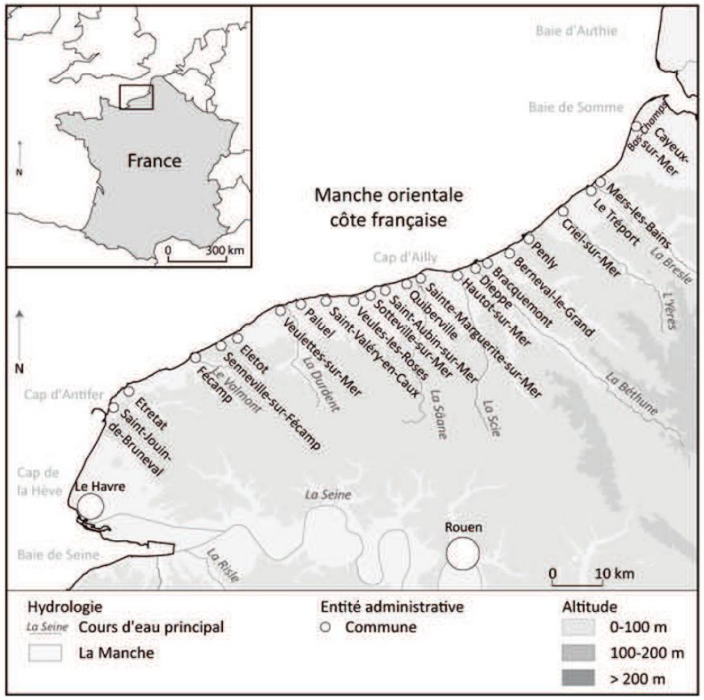


Figure 2 : Localisation du secteur d'étude. *Location of the study area.*

Dans une étude appliquée aux risques de submersion, notons que la diversité d'exposition sur le littoral normano-picard entraîne des contrastes sensibles dans la force et la direction du vent (figure 4), expliquant en partie la diversité spatiale des dégâts occasionnés. Les sites dégagés de Dinard, du cap de La Hague et de Bernières-sur-Mer offrent une bonne représentativité climatologique pour cette approche d'échelle subrégionale (Cantat *et al.*, 2009). La principale opposition apparaît entre la côte occidentale du nord Cotentin, surexposée aux flux rapides de composantes ouest (station de référence : La Hague), et la baie de Seine, en position d'abri pour ces mêmes flux car en partie protégée entre le Cotentin et l'avancée du Pays de Caux (station de référence : Bernières-sur-Mer).

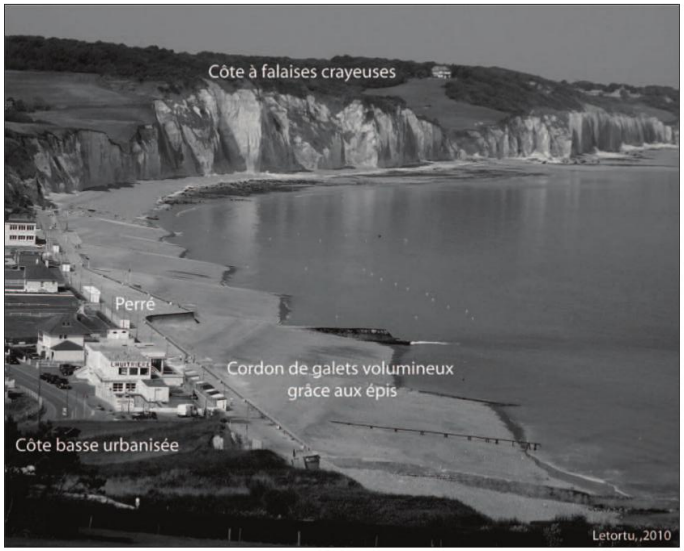


Figure 3 : Côte basse de Hautot-sur-Mer protégée par le cordon de galets et les épis. *Low coastal area of Hautot-sur-Mer protected by the gravel beach and the beach groynes.*

A une échelle plus fine, les effets de site perturbent l'écoulement de l'air, induisant parfois des déformations notables de la rose des vents (Leroy et Lafaysse, 1993 ; Leroy, 1999). Ainsi, le contexte stationnel du sémaphore de la pointe du Roc (présence de falaises), situé au nord de la baie du Mont-Saint-Michel, dévie les vents le long du littoral selon un axe privilégié nord-nord-ouest / sud-sud-est et celui de Dieppe atténue pour la même raison la force des violentes rafales provenant du quadrant sud. Ces éléments seront repris plus spécifiquement lors de l'analyse des conditions météo-marines menant au franchissement en Manche orientale (voir partie 3).

Conformément aux données de vent, les houles les plus fréquentes et les plus fortes apparaissent entre octobre et mars et sont, par ordre d'importance, d'ouest à sud-ouest, puis de nord-ouest, alors que les houles de nord et de nord-est sont bien évidemment plus faibles (Allen et Delannoy, 1990). Pour la station de Dieppe, en considérant la canalisation des flux et l'orientation de la côte, la période la plus sensible aux afflux d'eau sur le littoral est comprise entre novembre et février et largement dominée par les flux provenant du quadrant ouvert à l'ouest (figure 5).

La période propice aux fortes houles correspond à celle des tempêtes, mais la géométrie de la Manche génère des fetchs réduits pour quasiment toutes les directions de vent n'induisant alors qu'une agitation de type « mer du vent ». Cependant, les hauteurs de vagues peuvent atteindre jusqu'à 4,3 mètres (période de retour annuelle du $H_{1/3}$ à Dieppe) (Allen et Delannoy, 1990). Un seul fuseau étroit bénéficie de houles du large : le plein ouest.

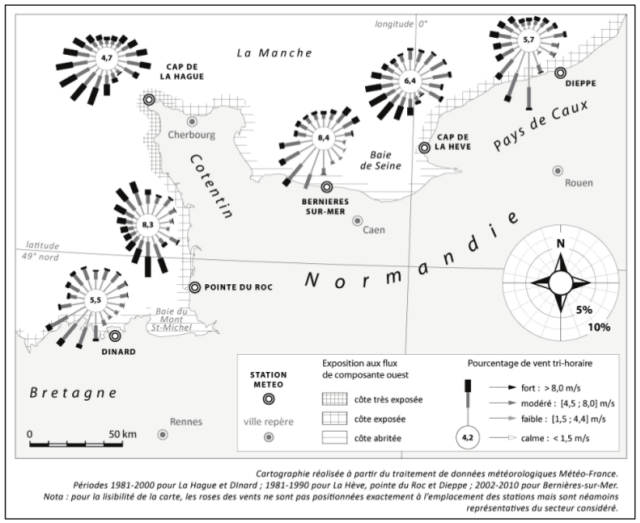


Figure 4 : Diversité régionale du vent tri-horaire sur la période 1981-2010 et exposition aux flux de composante ouest sur les côtes normano-picardes. *Regional diversity of the three hourly wind (1981-2010) and the exposure of flow of West component on Normandy and Picardy coasts.*

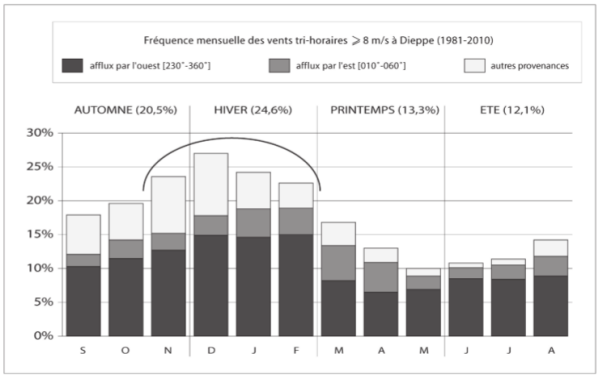


Figure 5 : Fréquence et saisonnalité des vents forts tri-horaires (≥ 8 m/s) générateurs de fortes houles provenant de l'ouest ou de l'est à Dieppe sur la période 1981-2010. *Frequency and seasonality of the fast three hourly winds (≥ 8 m/s) generators of strong West or East swells in Dieppe over the period 1981-2010.*

En résumé, la Manche orientale française constitue un espace où la conjonction des facteurs géographiques et dynamiques prédispose tout particulièrement les sites de basses vallées aux submersions marines étant donné leur exposition directe aux flux les plus forts et aux fetchs les plus longs.

2. Approche historique des submersions marines en Manche orientale

La recherche sur les risques dits naturels nécessite de disséquer les forçages associés sur le long terme.

2.1. L'inventaire des submersions marines en Manche orientale

Le travail historique d'inventaire des inondations par la mer a été effectué sur 62 années consécutives (1949-2010) à partir de sources diverses : journaux locaux, base de données du MEDDE (Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie), thèse de Stéphane Costa (1997), archives du C.E.T.E. de Rouen, archives communales, articles scientifiques... Chacune de ces sources présente des avantages et des inconvénients. Les dates trouvées ont été croisées avec la base de données marégraphique du SHOM, pour identifier les cas suspects (cote en-dessous des pleines mers de vive-eau).

Notre source d'information principale provient de la presse locale. Deux journaux ont été particulièrement analysés : *Les informations dieppoises* et *Liberté de Normandie*. Les atouts de la presse locale sont l'immédiateté des renseignements et la bonne vision de la submersion telle que la perçoivent les populations locales au moment même de l'événement. On peut ainsi obtenir des données qualitatives et quantitatives sur les hauteurs d'eau atteintes. Souvent, les autres secteurs touchés sont évoqués ainsi que le dernier événement passé de même intensité (Agasse, 2005). Quant aux limites, les effets de contexte sont évidents avec notamment une augmentation du nombre d'articles consacrés aux risques naturels à partir des décennies 1980. Ce phénomène de résonance journalistique est très souvent accru après des phénomènes majeurs, comme Xynthia en février 2010. *A contrario*, en contexte d'actualités jugées « plus importantes » par l'équipe éditoriale, certaines inondations par la mer, pourtant d'intensité sévère, peuvent presque passer inaperçues. Ce phénomène de banalisation journalistique s'est produit lors de la submersion de la nuit du 10 au 11 mars 2008, en période d'élections municipales. Une autre limite observée à l'utilisation des journaux est parfois l'absence de précision sur la date et la localisation des événements : « *la semaine dernière* », « *sur la côte* »… Ces indications permettent, certes d'inventorier les faits mais n'offrent pas la possibilité d'analyser en détail l'événement (lieu, sévérité de l'événement…). Dans un souci d'exhaustivité, toutes les sources d'information disponibles ont été utilisées. Ce travail méthodique de recoupement des informations de sources diverses nous a permis de garantir la fiabilité et la représentativité géographique de l'inventaire. Au total, de 1949 à 2010, 78 submersions marines ont été recensées sur les 145 kilomètres de côte s'étendant du Havre à Cayeux-sur-Mer. Ces inondations par la mer ont eu des conséquences variées sur le littoral, allant du simple franchissement localisé des ouvrages de défense à l'envahissement de l'intérieur de la commune.

2.2. La classification des submersions marines

Plusieurs classifications de la gravité des submersions marines existent (Pirazzoli *et al.*, 2007 ; SIRACEDPC, 2008). Rémi Caspar (Météo-France) a proposé trois degrés de gravité pour la rédaction du Plan ORSEC, sous l'égide de la Préfecture de Seine-Maritime (SIRACEDPC, 2008). *« Une submersion 'faible' correspond à un envahissement par la mer de l'ensemble d'une plage et de la digue promenade (perré), ou encore un dépassement faible*

de quais portuaires. Une submersion 'modérée' fait pénétrer les eaux sur la voie publique la plus proche d'un perré ou d'un quai portuaire. Une submersion dite 'sévère' pousse les eaux à l'intérieur d'une commune et y provoque des dégâts relevant de la 'catastrophe naturelle'». Cette classification d'échelle départementale a été choisie pour notre étude[3], en s'appuyant notamment sur les descriptions et les photographies fournies par la presse locale (figure 6).

Figure 6 : Degrés de gravité des submersions marines (coupures d'articles *Les informations dieppoises*). *Severity degrees of coastal flooding events (from the newspaper Les informations dieppoises).*

[3] En raison de la subjectivité et de la résolution spatiale de cette classification, une échelle de gravité de l'inondation pour chaque site serait nécessaire pour affiner l'analyse et fera l'objet d'un travail futur.

2.3. L'évolution des submersions marines entre 1949 et 2010 en Manche orientale

Sur les 78 submersions marines recensées, 12 sont de gravité faible, 12 de gravité modérée et 48 de gravité sévère ; 6 cas ne peuvent être déterminés faute de description (figure 7).

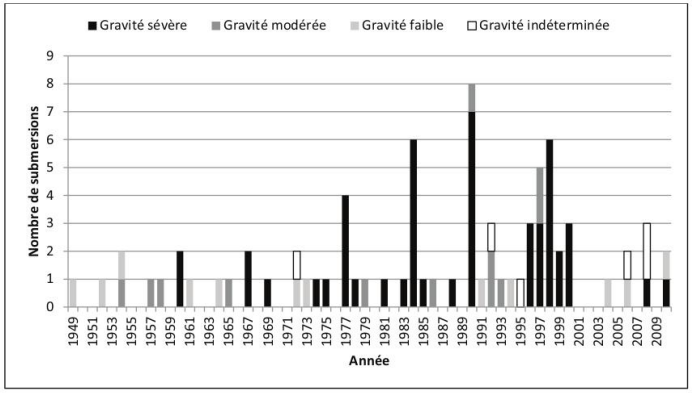


Figure 7 : Nombre de submersions recensées en Manche orientale de 1949 à 2010 selon leur degré de gravité. *Number of coastal flooding events censed in the eastern English Channel from 1949 to 2010 according to severity degree.*

D'un point de vue temporel, si l'évolution du nombre des inondations par la mer ne montre pas de tendance générale bien affirmée au cours des 62 dernières années, nous observons cependant une grande variabilité interannuelle du phénomène, marquée par une pulsation positive des submersions sévères à la fin des années 1980 déjà identifiée en Manche orientale (Costa, 1997). S'agissant de la fréquence des inondations par la mer, il convient d'être prudent car ces phénomènes sont la résultante d'une combinaison entre facteurs naturels (conditions météo-marines, stock sédimentaire), facteurs anthropiques (occupation humaine) et perception du phénomène (résonance journalistique). En raison d'une occupation humaine historiquement ancienne, la pulsation positive résulte probablement d'un contexte de crise sédimentaire favorisant un accroissement du nombre d'inondations par la mer. De plus, il est possible que ces phénomènes soient davantage perçus en raison d'une sensibilité accrue des sociétés aux problématiques environnementales.

D'un point de vue spatial, l'approche historique met également en évidence les sites particulièrement sensibles aux inondations par la mer (tous degrés de gravité confondus depuis 62 ans). Par ordre décroissant, pour les communes présentant un minimum de 10 submersions, nous retrouvons Mers-les-Bains, Dieppe, Criel-sur-Mer, Quiberville, Hautot-sur-Mer, Étretat, Fécamp et Le Tréport (figure 8).

Afin de reconstituer l'ensemble des conditions météo-marines ayant provoqué le franchissement, chaque submersion a été étudiée en détail, de l'échelle locale (prise en compte des effets de site) jusqu'à l'échelle de l'Atlantique nord (cartes météorologiques synoptiques permettant d'appréhender la dynamique générale de l'atmosphère).

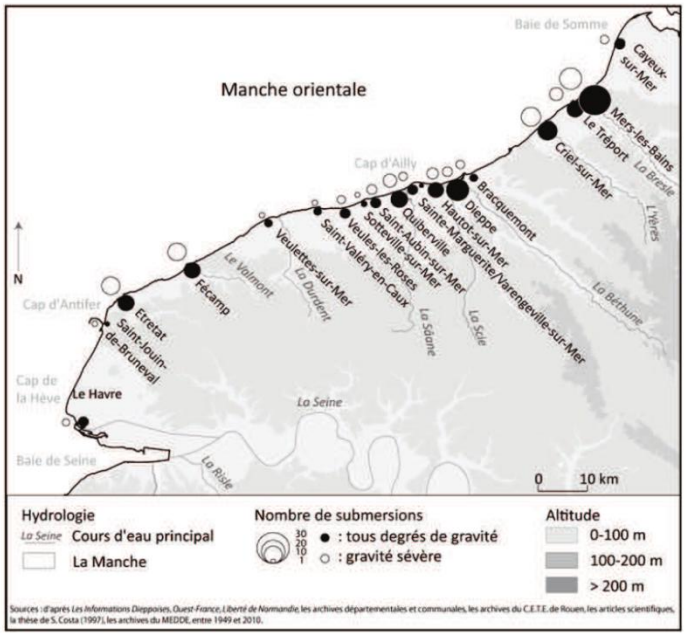


Figure 8 : Nombre de submersions marines recensées par commune entre Le Havre et Cayeux-sur-Mer (1949-2010). *Number of coastal flooding events inventoried by commune between Le Havre and Cayeux-sur-Mer (1949-2010).*

3. Conditions météo-marines menant au franchissement en Manche orientale

3.1. Seuils anémométrique et marégraphique minimaux

A l'échelle locale, cet inventaire nous autorise à définir les conditions minimales de vent et de hauteur d'eau à partir desquelles il y a risque d'inondation par la mer. Cette méthode est très souvent utilisée pour les systèmes d'alertes (Caspar, 1990 ; Costa, 1997). Pour garantir la fiabilité des résultats, l'analyse de la force et de la direction des vents mesurés s'est limitée à la période postérieure à 1981, conformément aux préconisations techniques de Météo-France (homogénéité des séries temporelles par harmonisation des instruments et des procédures de mesure).

La station Météo-France du cap de la Hève (Le Havre) et le sémaphore de Dieppe sont les deux seuls postes de mesures en contexte littoral sur le secteur d'étude. Préalablement à l'analyse numérique, ils ont été expertisés d'un point de vue métrologique et environnemental afin d'évaluer leur fiabilité et leur représentativité géographique. Concernant les données anémométriques, Stéphane Costa (1997) évoque un phénomène connu des prévisionnistes de

la station du Havre, à savoir que la position de chacune des stations sous-estime des secteurs de vent. Le sémaphore dieppois minore les flux de sud, tandis que la station du cap de la Hève minimise ceux de nord. En raison de l'importance des conditions anémométriques préférentiellement d'afflux (ici d'ouest à nord-est), nous avons donc choisi comme référence le sémaphore de Dieppe. De plus, l'orientation sud-ouest / nord-est de son trait de côte est représentative de la grande majorité des côtes basses du secteur d'étude. Cette station se caractérise par des vents de sud fréquents mais peu violents alors que les flux de quadrant ouest et nord sont moins fréquents mais plus forts (figure 9).

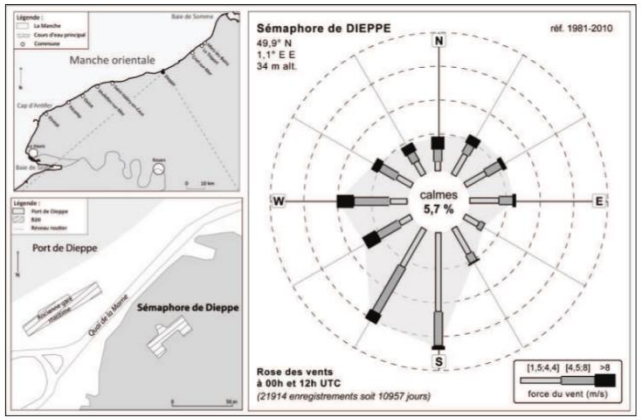


Figure 9 : Localisation et rose des vents du sémaphore de Dieppe. *Location and wind rose of the Dieppe meteorological measurement post, located at the national Navy semaphore.*

Sur la période climatique aux données homogènes 1981-2010, soit une normale de 30 ans, nous comptabilisons 53 submersions parmi les 78 recensées dans l'inventaire initial 1949-2010. En plus des données aérologiques, l'existence de données marégraphiques disponibles à l'échelle locale (port de Dieppe) permet l'analyse complète des conditions météo-marines menant aux franchissements. Concrètement, il s'agit de définir les seuils aérologiques (force du vent donnée par Météo-France) et les seuils marégraphiques (hauteur d'eau prédite donnée par le SHOM[4]) au-delà desquels il y a risque de submersion.

Les niveaux de marée utilisés sont ceux prédits par le SHOM. La raison pour laquelle nous n'avons pas inclus la surcote ni même l'action du *wave setup* (accumulation d'eau à la côte induite par le déferlement) sont triples :

- il s'agit dans cet article de proposer des seuils minimums de franchissement. Il est donc plus aisé de déterminer, à partir des estimations du SHOM, les périodes dans l'année pendant lesquelles apparaissent des niveaux de marée pouvant potentiellement mener au franchissement ;
- l'indépendance des phénomènes que sont la marée et la surcote oblige à les dissocier dans l'estimation des hauteurs de franchissement ;

[4] Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.

- le *wave setup* n'est pas pris en compte dans l'estimation des hauteurs car les seules données existantes sont celles issues des marégraphes implantés dans les ports. Or, dans ces zones d'abri, ce phénomène n'est pas ou peu enregistré. Leur calcul sur les plages de galets est par ailleurs extrêmement complexe et souffre d'une marge d'erreur importante.

Au regard de la figure 10, les seuils au moment du franchissement sont de l'ordre de 7 m/s pour la force du vent et de 8,5 m pour la hauteur de la marée prédite à Dieppe.

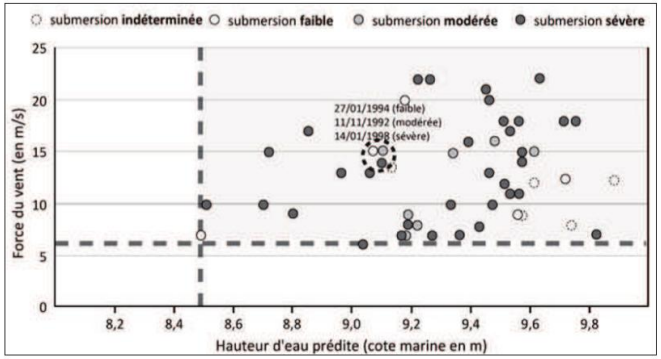


Figure 10 : Submersion marine, hauteur de marée prédite et vitesse du vent (tri-horaire et horaire) à Dieppe (1981-2010). *Coastal flooding event, forecast tide height and wind speed (three hourly and hourly) at Dieppe (1981-2010).*

De plus, ce graphique montre que pour des seuils de marée et de vent équivalents, il est possible d'observer des submersions marines sévères, modérées et faibles. Cette situation suggère que d'autres facteurs que la hauteur de la marée et la force du vent sont susceptibles de contribuer à l'intensité des inondations par la mer.

3.2. Le rôle du gradient de pression de nord-ouest : un indicateur plus global du flux atmosphérique

Pour s'extraire des limites de fiabilité des données sémaphoriques et de leur manque de profondeur temporelle, il est possible de procéder à une bonne approximation de la force et de la direction du vent[5] en analysant le gradient de pression à partir des cartes synoptiques. En raison de la configuration de la Manche et du dessin d'ensemble des côtes normano-picardes, les vents de dominante ouest sont les plus propices à la genèse de houles prononcées. Afin de qualifier et de quantifier ces flux à l'échelle de la Manche, nous avons étudié le gradient de pression de nord-ouest en surface. Pour aboutir à une évaluation globale et rapide sur un vaste espace maritime de ces situations barométriques, nous avons défini un transect de 750 kilomètres allant d'Ouessant (Bretagne) à Cromer (Norfolk), perpendiculaire aux flux de nord-ouest. L'analyse des cartes synoptiques des champs de pression de surface de l'ensemble des situations à submersion fait apparaître qu'il faut un gradient isobarique d'au moins 4

[5] Il s'agit du vent géostrophique, vent théorique qui résulterait de l'équilibre entre la force de Coriolis et la force du gradient de pression atmosphérique.

intervalles (soit une différence de 20 hPa entre les deux sites) pour qu'il y ait inondation par la mer (Costa, 1997).

Nous avons ainsi procédé à l'inventaire des situations synoptiques présentant un fort indice de gradient de pression de nord-ouest (≥ 4) en nous appuyant sur les réanalyses NCEP (figure 11).

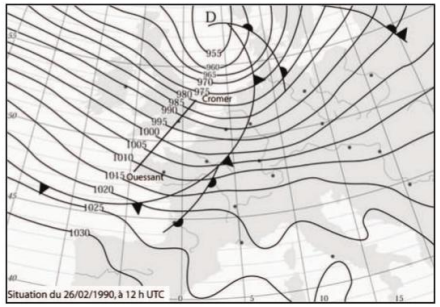


Figure 11 : Gradient de pression de nord-ouest de 30 hPa entre Ouessant et Cromer (Norfolk), soit 6 intervalles isobariques (indice 6) (situation du 26/02/1990, à 12 h UTC) (Costa, 1997). *North-West pressure gradient of 30 hPa between Ouessant and Cromer (Norfolk), so 6 isobaric intervals (index 6) (meteorological situation of 26/02/1990, at 12 h UTC).*

De 1949 à 2010, nous constatons que :

- parmi les submersions marines induites par les flux d'ouest à nord-ouest (69 cas), 28 sont induites par un gradient de pression de nord-ouest supérieur ou égal à 4, dont 20 sont sévères, 3 modérées, 3 de faible intensité et 2 indéterminées. Sur la période 1981-2010, 21 cas de submersions sont induits par un gradient de pression de nord-ouest supérieur ou égal à 4 (17 sévères, 3 modérées et 1 de faible intensité) ;
- le nombre de situations d'indice de nord-ouest supérieur ou égal à 4 connaît une forte variabilité interannuelle (figure 12). Là encore, aucune tendance ne semble se dégager, hormis quelques oscillations d'ordre décennal peu corrélées à l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO – *North Atlantic Oscillation*) (figure 13) ;
- il n'existe pas de relation systématique entre le nombre de situations à fort gradient de pression de nord-ouest et l'occurrence des submersions marines. Par conséquent, d'autres critères explicatifs sont à prendre en compte.

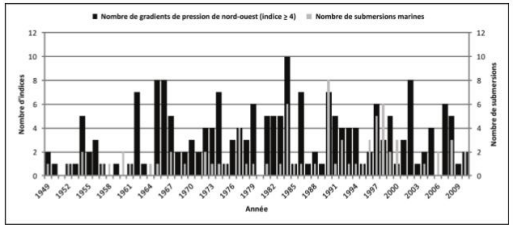


Figure 12 : Nombre de gradients de pression de nord-ouest (indice ≥ 4) et de submersions marines en Manche orientale (1949-2010). *Number of North-West pressure gradients (index ≥ 4) and coastal flooding events in the eastern English Channel (1949-2010).*

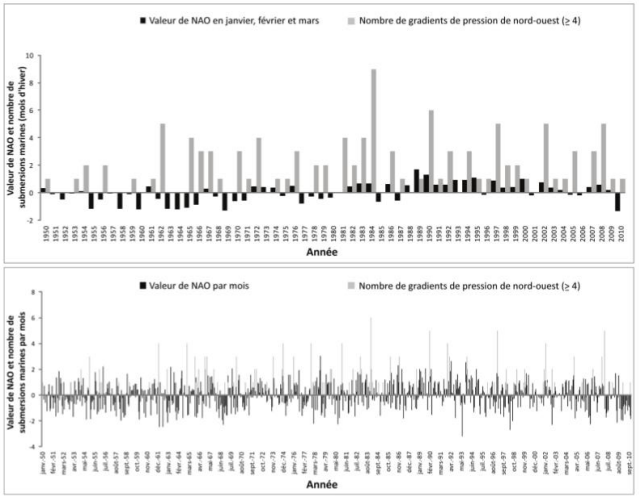


Figure 13 : NAO et nombre de gradients de pressions de nord-ouest (≥ 4) (mois d'hiver et tous les mois de l'année). *NAO and number of North-West pressure gradients (index ≥ 4) (winter months and all months of the year).*

Une des limites dans ce travail sur le gradient de pression nord-ouest est à évoquer. Le basculement des champs de pression ouest à nord-ouest peut se produire à un pas de temps parfois plus fin que le pas de temps des réanalyses NCEP (0h et 12h). Il faudra, par la suite, inclure un gradient d'ouest à notre analyse, comme nous l'a montré empiriquement une analyse systématique de toutes les cartes synoptiques au sol et en altitude les jours précédant les franchissements. Pour pallier ce biais, une analyse par les données des réanalyses européennes ERA40 et ERA75 sera entreprise prochainement car ces données sont maintenant plus accessibles.

3.3. Le passage du front froid au moment de la pleine mer : un facteur aggravant

Aux latitudes moyennes, le flux d'ouest dominant est souvent animé par le passage de dépressions mobiles de front polaire, marquées par la succession de fronts chauds puis de fronts froids, traduisant le contact de masses d'air thermiquement contrastées (régime perturbé). Des études récentes sur le littoral normano-picard ont montré que 70 % des inondations par la mer s'effectuent lors du passage d'un front froid actif (Costa *et al.*, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007).

Dans de telles situations synoptiques, l'enchaînement des conditions atmosphériques est le suivant : à l'approche du front froid, la pression baisse considérablement et atteint son minimum devant le front, alors que dans le même temps le vent forcit progressivement. Par ailleurs, juste à l'arrière de ce front, la pression amorce une nette et rapide remontée tandis que le vent subit une rotation importante et tourne généralement à l'ouest, et même souvent au nord-ouest, restant très fort et avec de violentes rafales (figure 14).

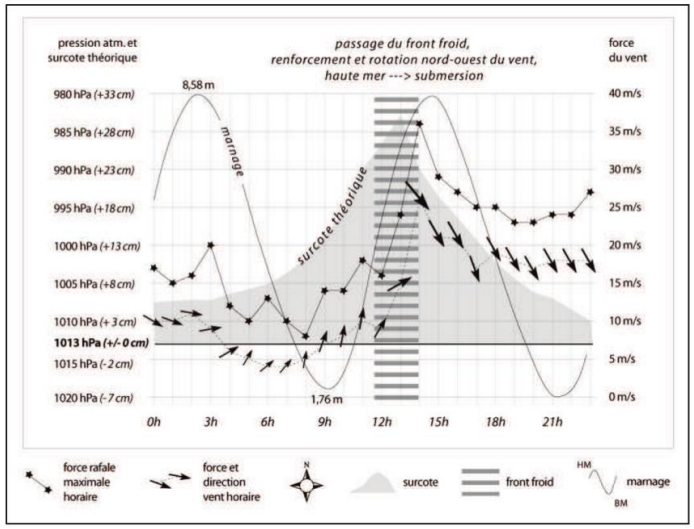


Figure 14 : Concomitance des éléments météo-marins lors d'une submersion marine : l'exemple du 17 décembre 2004 à Dieppe (données météorologiques horaires Météo-France et marégraphiques du SHOM). *Combination of meteorological and marine elements for the coastal flooding event of 17/12/2004 in Dieppe (meteorological data from Meteo-France and marine data from SHOM).*

Cette situation a deux conséquences : d'une part, une forte surcote se crée au droit du front froid en raison du minimum barométrique et, surtout, l'afflux d'eau à la côte augmente du fait du renforcement du vent et de sa rotation vers le nord-ouest. En outre, l'action du vent va augmenter la hauteur des vagues : d'après les abaques existants, un vent de 20 m/s agissant sur un fetch de 30 km lèvera une houle de près de 2 m en moins de 2 heures. Le front froid ayant une certaine « épaisseur » horizontale, son action peut se faire durant 2 à 3 heures (Costa, 2005).

Enfin, à la faveur du changement brutal de direction du vent, le passage du front froid peut former une houle croisée - chaotique et très cambrée - particulièrement efficace pour le démaigrissement des plages et la projection d'eau au-delà des ouvrages (Costa, 2005 ; Caspar *et al.*, 2010).

L'étude du front froid, à l'échelle de la Manche, a été effectuée grâce à la consultation :

- des BQE, bulletins quotidiens d'études (06 h, 18 h UTC) de 1949 à 1952 ;
- des BME, bulletins météorologiques européens (00 h et 12 h UTC) de 1952 à 2004 ;
- des bulletins Météo Hebdo (12 h UTC) et des bulletins d'UKMO (00 h UTC) sur le site internet de la Wetterzentrale de 2005 à 2008 ;
- des bulletins d'UKMO (00 h UTC) sur le site internet de la Wetterzentrale et des isofronts de Météo-France (06 h, 12h et 18 h UTC) de 2009 à 2010.

La position du front froid peut avoir des conséquences variées le long du littoral en Manche. En effet, sa progression peut être en phase ou non avec celle de l'onde de marée. Les vitesses de déplacement du front froid et de l'onde de marée ne sont pas similaires. Cependant, la conjonction en un point donné est favorable à de forts franchissements.

Parmi les 53 submersions analysées sur la période de 1981 à 2010, 37 ont lieu lors du passage du front froid (4 de faible intensité, 6 modérées, 22 sévères et 5 d'intensité indéterminée). Six autres cas sont expliqués par le fort gradient de pression de nord-ouest. Notons qu'un fort gradient de pression de nord-ouest peut se combiner au passage du front froid, aboutissant ainsi à des submersions généralement sévères (15 cas dont 1 faible, 2 modérés, 11 sévères et 1 indéterminé). La combinaison des deux éléments est donc un facteur aggravant en termes d'impact à la côte. Le gradient de pression de nord-ouest et le passage du front froid correspondent à la phase terminale d'un processus complexe menant au franchissement. La chronologie est donc la suivante : (1) la mer se forme par flux d'ouest et s'engouffre en Manche puis, (2) si le flux vire au nord-ouest (généralement après le passage du front froid), il y a (3) risque de franchissement par « rabattement » car les côtes forment alors un obstacle perpendiculaire au flux sur lequel vient buter l'énergie marine.

Lorsque nous combinons tous les précédents éléments, 10 submersions ne s'expliquent ni par un fort gradient de pression de nord-ouest, ni par le passage d'un front froid. Un autre facteur explicatif doit donc être pris en considération.

4. Le rôle des conditions météo-marines préalables à la submersion

L'analyse des seules conditions météo-marines au moment du franchissement n'étant pas suffisante pour expliquer la totalité des événements recensés, il est nécessaire d'élargir notre analyse aux heures et aux jours précédant la submersion.

4.1. L'adaptation morpho-sédimentaire des plages de galets haut-normandes et picardes

Il est souvent fait référence dans la littérature qu'au-delà des conditions météo-marines menant au franchissement, il faut prendre en considération les conditions morpho-sédimentaires des plages pour expliquer les inondations par la mer (Orford, 1977 ; Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Carter et Orford, 1993 ; Costa, 1997 ; Sabatier *et al.*, 2009 ; Cariolet *et al.*, 2010). En effet, un budget sédimentaire déficitaire et un profil de plage abaissé sont des facteurs aggravants et fortement favorables aux franchissements.

La dimension moyenne des galets constituant les plages haut-normandes est de l'ordre de 40 à 75 mm et ne dépasse que rarement 140 mm. Le suivi granulométrique effectué sur quelques unes de ces plages montre que la répartition des sédiments dans le profil peut évoluer entre deux marées. En effet, l'agencement sédimentaire de surface des plages de galets est très variable dans le temps et l'espace en réponse à l'évolution de l'agitation. Cette situation résulte de l'existence de sédiments de taille et de forme très variées (plages de type composite), en surface et en profondeur, réagissant de manière différenciée aux conditions d'agitation, elles-mêmes changeantes selon la hauteur d'eau et la morphologie de la plage (Mason *et al.*, 1997 ; Carter, 1988 ; Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Mason et Coates, 2001 ; Orford *et al.*, 2002 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Costa *et al.*, 2008 ; Stéphan, 2008). De plus, contrairement au fonctionnement des barrières de galets, les plages haut-normandes ont un fonctionnement très spécifique en raison de la présence d'un ouvrage longitudinal de haut estran (perré) sur lequel les vagues de tempête sont fortement réfléchies (Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Orford *et al.*, 2001). La réflexion de la houle sur les perrés produit des tris granulométriques, comme par exemple l'apparition de la fraction sableuse en surface après certaines tempêtes (Costa, 1997 ; Costa, 2005 ; figure 15).

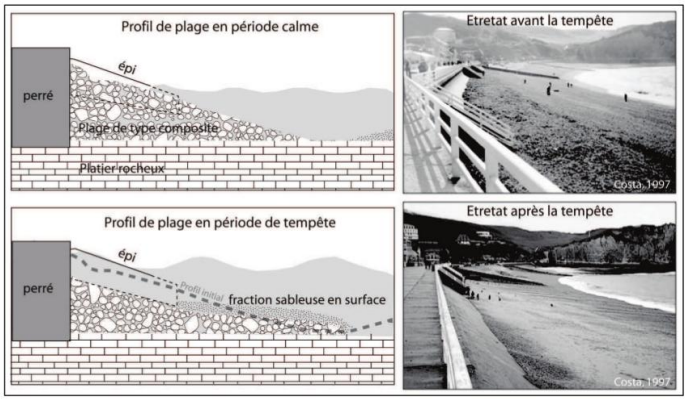


Figure 15 : Evolution du profil de plage d'Etretat en fonction des conditions météo-marines : avant la tempête et après la tempête. *Evolution of the beach profile at Etretat in function of meteorological and marine conditions: before and after storm.*

Pour ces diverses raisons, nous nous sommes intéressés à l'état des stocks de sédiments sur les plages peu avant l'inondation par la mer. L'absence de suivi topographique régulier nous a amenés à observer les conditions anémométriques et donc d'agitation pouvant générer des abaissements de profil de plage. En effet, d'anciens levés de profils de plage de galets (Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2008) montrent l'existence d'importantes variations altimétriques lors de forts coups de vent, pouvant atteindre 3 mètres à leur sommet lors d'un seul cycle tidal (Costa, 1997 ; Costa, 2005 ; Caspar *et al.*, 2010).

Le seuil de vent considéré comme susceptible de générer des abaissements du profil de plage dépasse 8 m/s (vent fort selon Météo-France). Au-delà de la force du vent, nous avons intégré la composante direction du vent à cette analyse (données anémométriques de 1981 à 2010). En effet, seules les directions de vent en composante d'afflux, susceptibles de générer des vagues à la côte, sont analysées. Le secteur de vent jugé efficace est [230-060°]. Le pas d'analyse s'étend sur les 28 jours précédant la submersion pour adopter une démarche exploratoire qui permet de prendre en compte l'inertie du système côtier au cours d'un cycle de marée complet.

Deux situations sont observées (figure 16) :

1) des vents forts et fréquents tout au long des 28 jours analysés (cumul minimum de 80 h de vents forts) : 5 cas ;
2) des vents forts mais concentrés sur les dernières 48 h avant le franchissement (minimum de 12 h) : 5 cas.

Ce temps de préparation morphologique de la plage est particulièrement intéressant à étudier pour les submersions sévères à la limite des seuils minimaux de force de vent et de hauteur de marée prévue au-delà desquels il y a risque de submersion. La figure 16 met en évidence les différents temps de préparation pour les deux submersions sévères en limite de seuil (25/10/1998 et 25/11/1984) :

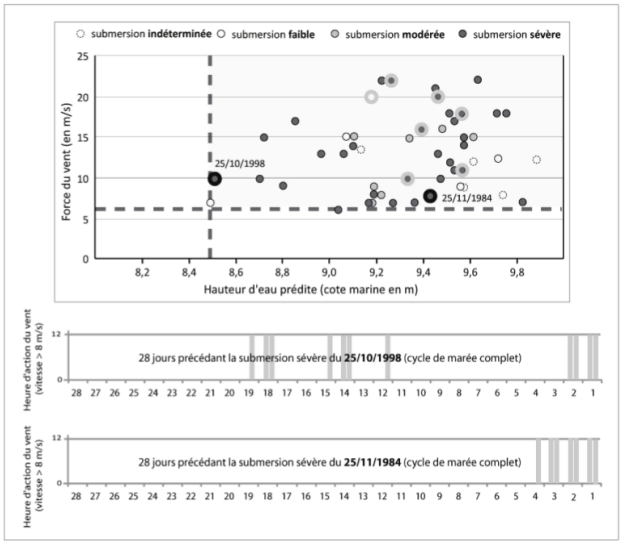


Figure 16 : Submersions inexpliquées (cercle gris) et celles sévères du 25/10/1998 et du 25/11/1984 (cercle noir) et leurs temps de préparation. *Unexplained coastal flooding events (grey circle) and severe unexplained coastal flooding events of 25/10/1998 and 24/11/1984 (black circle) and their preparation time.*

- la submersion sévère du 25/10/1998 nécessite une longue durée d'action de vent fort « efficace » [230-060°]. En effet, la plage doit être fortement abaissée pour que malgré une hauteur de marée et une force du vent relativement faibles, la submersion soit sévère.
- la submersion sévère du 25/11/1984 nécessite une plus courte durée d'action de vent d'afflux fort. La plage a été au préalable abaissée par des vents forts et continus sur 88 h (provoquant deux submersions, le 23 et 24/11/1984). Ces 88 h sont efficaces en termes d'abaissement du profil de plage, favorisant un franchissement sévère.

Ces résultats corroborent ceux observés en milieu sableux sur la côte d'Opale (région Nord-Pas-de-Calais) et en Bretagne (Suanez et Cariolet, 2010 ; Maspataud, 2011).

Il est important de préciser qu'à l'inverse les conditions morpho-sédimentaires ont parfois empêché la survenue d'une submersion marine ou limité leur intensité (en cas d'exhaussement du profil de plage).

4.2. Trajectoires des centres dépressionnaires menant à la submersion : une base de prévision

Afin d'aboutir à une approche prospective, nous avons analysé l'évolution des 78 inondations par la mer en étudiant, à l'échelle de l'Atlantique nord et sur les 2 jours précédant l'inondation, les positions successives – et donc les trajectoires – des centres dépressionnaires

à l'origine des submersions. L'objectif est de mettre en évidence d'éventuels types de trajectoires favorables aux franchissements. Ce travail complète une approche initialement fondée sur les types de circulation GWL (Grosswetterlagen) qui avait l'inconvénient de proposer une fenêtre temporelle et spatiale trop large pour prendre en compte les subtilités de la dynamique atmosphérique nécessaires à notre problématique.

Pour des raisons d'homogénéité des données sur l'ensemble de la période 1949-2010, notre travail s'est appuyé sur les réanalyses de la NCEP (National Centers for Environmental Prediction) du champ barométrique au sol et en altitude et des vents résultants, à 00 h et 12 h UTC. Ces réanalyses, dont la résolution spatiale est de 2,5° x 2,5°, sont accessibles sur le site internet originel de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et reprises sur des sites français tels que Météociel ou Infoclimat.

Sur les 78 submersions recensées, deux grands types de trajectoires sont mis en évidence (figure 17) : les trajectoires de quadrant ouest (75 cas) et celles de quadrant nord (3 cas). Au sein du « quadrant » ouest, l'écrasante majorité des submersions (69 cas) possède une trajectoire d'ouest contre 6 cas de sud-ouest. Cette prépondérance est néanmoins caractérisée par une très grande variabilité spatiale des positions successives du centre de la dépression.

Malgré cette variabilité, deux grands types de circulation d'ouest sont mis en évidence, pouvant ainsi améliorer la prévision/prévention de l'aléa :

1) une circulation rapide d'ouest, à hauteur de la Manche, d'une dépression qui s'accompagne de vents de nord-ouest en position de traîne (15 cas) ;
2) une pénétration en Mer du Nord d'une dépression atlantique de plus haute latitude, se dirigeant vers la Scandinavie (46 cas). Le gradient de pression se renforce alors sur la Manche. Des forts vents de nord-ouest se lèvent et persistent tant que la dépression ne s'éloigne pas ou ne se comble pas (Costa, 1997).

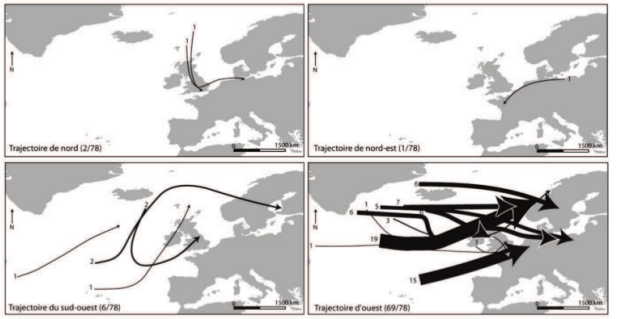


Figure 17 : Trajectoires des centres dépressionnaires ayant provoqué des submersions (toutes intensités confondues) (l'épaisseur de la flèche varie en fonction du nombre de submersions marines). *Trajectories of low air pressure centres ending in coastal flooding events (all degrees of severity) (thickness of the arrow evolves in function of the number of coastal flooding events).*

Ces résultats renvoient au modèle explicatif des perturbations atlantiques (Joly, 1995) qui met en évidence le déplacement des dépressions d'ouest en est le long d'un rail (configuration

zonale). L'étude des trajectoires des dépressions d'origine atlantique met en évidence deux configurations. Dans la première, le rail qui part toujours de la région de Terre-Neuve, se coupe en deux au niveau du 30ème méridien ouest pour se diriger vers l'Islande ou vers l'Espagne (figure 18A).

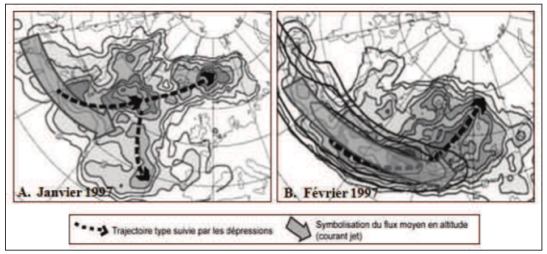


Figure 18 : **A)** Le rail des dépressions en janvier 1997, avec une configuration de blocage : les tempêtes restent sur l'Atlantique. Le courant-jet, courant d'altitude, est limité à la partie ouest de l'océan Atlantique (d'après C. Baehr *et al.*, 1999 ; source : http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet003.html#railbloc). *Rail of low air pressure in January 1997. The meteorological configuration is "blocked": storms stay in Atlantic zone. The jet-stream is confined to the West part of the Atlantic Ocean (from Baehr et al., 1999; source: http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet003.html#railbloc).* **B)** Le rail des dépressions en février 1997. Dans cette configuration dite « zonale », le rail des dépressions s'étend le long du 50ème parallèle. Les dépressions ne sont pas bloquées. On remarque que le courant-jet s'étend plus à l'est et que les dépressions ont tendance à couper le courant-jet du côté de son extrémité est (d'après C. Baehr *et al.*, 1999 ; source : http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet004.html#railzonal). *Rail of low air pressure in February 1997. In this "zonal" configuration, the rail of low air pressure extends along the 50th parallel North. Low air pressure is not blocked. We notice that jet-stream extends to East and low air pressure can cut the eastern extremity of the jet-stream (from Baehr et al., 1999; source: http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet003.html#railbloc).*

Dans la seconde configuration, la plus fréquente, le rail s'étend le long du 50ème parallèle jusqu'aux îles Britanniques (Bessemoulin, 2002 ; Beltrando, 2004). Leurs recherches ont également permis d'identifier le rôle des courants-jets. Ces courants d'altitude générés par la différence de température entre les pôles et l'équateur, circulent d'ouest en est aux latitudes 50-55°N (régions tempérées) dans la haute troposphère (8-10 km d'altitude) et favorisent la formation et le creusement des dépressions. Ce phénomène s'explique en partie par le mécanisme d'interaction barocline, défini comme étant l'amplification de deux anomalies (une anomalie froide située en altitude et une anomalie de surface, à savoir une dépression) qui interfèrent avec le courant-jet (Ayrault et Joly, 2000). La région la plus favorable à l'amplification des tempêtes semblerait se situer à l'extrémité est du jet (figure 18B). En configuration zonale, les dépressions coupent ainsi souvent le courant-jet au niveau du 15ème méridien ouest, et s'en trouvent alors amplifiées par le mécanisme d'interaction barocline (Ayrault et Joly, 2000 ; Bessemoulin, 2002 ; Cariolet *et al.*, 2010). Une analyse de la position et de l'intensité des courants jets et des submersions par la mer est actuellement en cours.

Conclusion

Grâce à un travail d'inventaire réalisé à partir de sources diverses entre 1949 et 2010, l'étude des submersions marines en Manche orientale s'est appuyée sur des événements d'intensité variée. Cette prise en compte d'événements extrêmes (submersion sévère) et non-extrêmes (submersion faible et modérée) a permis de mettre en évidence deux éléments.

D'une part, l'absence de tendance évolutive significative de la fréquence de ces situations au cours des soixante dernières années, même si quelques oscillations pluriannuelles s'individualisent nettement, faisant plus appel à la variabilité climatique, inhérente à nos latitudes, qu'à une variation sur le long terme. A cette explication « naturelle » nous devons ajouter la dimension anthropique du problème, liée à l'augmentation de la vulnérabilité des côtes en raison du développement de nouvelles constructions et au phénomène de résonance journalistique.

D'autre part, la genèse de ces phénomènes météo-marins est complexe. Leur compréhension bénéficie d'une démarche inductive et naturaliste (sans *a priori* sur les facteurs explicatifs) et d'une approche par emboîtement d'échelles spatiales (de la position des centres d'action, au suivi de la position du front froid ou de la surcote par rapport à l'onde de marée) et d'échelles temporelles (de la submersion, jusqu'aux 28 jours la précédant) mais également systémique (interaction entre divers processus météo-marins et entre forme de plage et processus hydrodynamiques). Ainsi, à l'échelle de la Manche, l'influence du gradient de pression et du passage du front froid ont pu être mis en évidence. Cependant, certaines submersions ne peuvent être expliquées uniquement par ces facteurs-là. Pour les comprendre, il est nécessaire d'observer les conditions d'agitation sur les 28 jours précédant la submersion, afin d'intégrer le budget sédimentaire des plages et leur profil. L'évolution morphologique de ces plages peut être extrêmement rapide. Cette étude a permis de mettre en évidence qu'une forte agitation marine au cours des 48 heures précédant l'inondation par la mer peut suffire pour générer un abaissement du profil de plage, synonyme d'un rapprochement à la côte du point de déferlement des vagues de tempête.

Quant à la prévision, l'étude a permis d'identifier deux trajectoires principales des centres d'action majoritairement impliquées dans les submersions génératrices de dommages. Ces trajectoires sont prévisibles quelques jours à l'avance et intégrées dans les modèles de prévision de Météo-France. Afin d'affiner la compréhension des phénomènes générateurs de submersions marines, il conviendra d'utiliser des documents à une échelle spatiale et à des pas de temps plus fins. De plus, il sera nécessaire d'intégrer les prédictions du changement climatique. En effet, pour le climat des tempêtes aux latitudes moyennes, trois changements importants sont évoqués (Keim *et al.*, 2004 ; Lozano *et al.*, 2004 ; Wang *et al.*, 2011) : un déplacement vers les pôles de trajectoires des tempêtes des moyennes latitudes (Meehl *et al.*, 2007) ; un nombre croissant de tempêtes pour certaines régions (la Grande Bretagne par exemple) ; une réduction mineure du nombre total de dépressions (par exemple Lambert et Fyfe, 2006 ; Leckebusch *et al.*, 2006 ; Loeptien *et al.*, 2008 ; Ulbrich *et al.*, 2009). Pour les régions telles que les îles Britanniques/mer du Nord ou l'Europe de l'ouest, une tempête de période de retour de 20 ans pourrait devenir un événement avec une période de retour de 10 ans autour de 2030-2040, et un événement de période de retour de 5-6 ans en 2100 (Della-Marta et Pinto, 2009). De tels changements dans le climat des tempêtes pourraient donc avoir des impacts considérables sur les sociétés et la dynamique des milieux littoraux.

Ces possibles changements seront prochainement abordés grâce aux données de l'ANR-SCAMPEI (2011) qui, à partir de trois modèles de climats à maille fine (ALADIN, LMDZ et MAR) et de trois scénarios de concentration de gaz à effets de serre préconisés par le GIEC (A1B, A2 et B1), nous fournissent notamment des données de vent (moyen et rafales maximales) sur un futur proche (2030) et un futur lointain (2080).

Remerciements : Les auteurs remercient les relecteurs anonymes pour leur contribution à l'amélioration du manuscrit, Météo-France et le SHOM pour l'accès à leur banque de données, et Blandine Parey pour ses relectures.

Bibliographie

AGASSE E., 2005 : *Les crues de rivières en Basse-Normandie. Expression d'un système hydrogéographique complexe en milieu tempéré océanique*. Thèse de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 551 pages.

ALLEN H., DELANNOY B., 1990 : *Mesure de houle en différents sites du littoral français*. Rapport EDF-LNH HE-45/88.03.532, 288 pages.

ANSELME B., GOELDNER-GIANELLA L., DURAND P., 2008 : Le risque de submersion dans le système lagunaire de La Palme (Languedoc, France) : nature de l'aléa et perception du risque. *Colloque international pluridisciplinaire « Les littoraux : subir, dire et agir*.

AYRAULT F., JOLY A., 2000 : Une nouvelle typologie des dépressions atmosphériques : classification des phases de maturation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes*, 330, 167-172.

BAEHR C., POUPONNEAU B., AYRAULT F., JOLY A., 1999 : Dynamical characterization of the FASTEX cyclogenesis cases. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,* 125, 3469-3494.

BELTRANDO G., 2004 : *Les climats : processus, variabilité et risques*. Paris, Ed. Armand Colin, 261 pages.

BESSEMOULIN P., 2002 : Les tempêtes en France. *Annales des Mines*, 9-14.

BRUZZI C., 1998 : *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône*. Thèse de Géographie, Université de Provence, 325 pages.

Bulletin Météorologique Européen (BME) (0 h, 12 h UTC).

CANTAT O., SAVOURET E., BRUNET L., 2009 : Les anémomorphoses végétales : quelle signification géoclimatique réelle ? *Climatologie*, 6, 9-31.

CARIOLET J.-M., 2011. *Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne. Vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires*. Thèse de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 348 pages.

CARIOLET J.-M., SUANEZ S., 2009 : Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses. *La Houille Blanche*, 2, 52-58.

CARIOLET J.-M., COSTA S., CASPAR R., ARDHUIN F., MAGNE R., GOASGUEN G., 2010 : Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Norois*, 215, 11-31.

CARTER R. W. G., 1988 : *Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. London, Academic Press, 617 pages.

CARTER R. W. G., ORFORD J. D., 1993 : The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: A short- and long-term perspective. *Journal of Coastal Research,* 15, 158-179.

CASPAR R., 1988 : Marée de tempête sur le littoral de Haute-Normandie. 22 janvier 1988. *Met. Mar,* 141, 12-18.

CASPAR R., 1990 : Marées de tempête dans le nord-ouest de la France. *Neptunia, Amis des musées de la Marine*, 178, 8-15.

CASPAR R., POULLAIN H., 1996 : Coups de vent de nord-est sur les côtes normandes. Etudes de la situation des 19 et 20 février 1996. *Met. Mar.*, 172, 33-38.

CASPAR R., COSTA S., JACOB E., 2007 : Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France : le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et de la Somme. *La Météorologie*, 57, 37-47.

CASPAR R., COSTA S., LEBRETON P., LETORTU P., 2010 : Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute-Normandie, France) : détermination météo-marine. *Norois*, 215, 115-132.

COSTA S., 1997 : *Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme*. Thèse de Géographie, Université de Paris I, 376 pages.

COSTA S., 2005 : *Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits*. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Bretagne Occidentale, 310 pages.

COSTA S., CANTAT O., PIRAZZOLI P. A., LEMAITRE M., DELAHAYE D., 2004 : Vents forts et submersions de tempête en Manche orientale : analyse météo-marine sur la période historique récente. *Actes du Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « Climat, mémoire du temps. Les relations climat-espace-société »*, 277-280.

COSTA S., HENAFF A., LAGEAT Y., PLESSIS E., 2002 : Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 8, 107-118.

COSTA S., DELAHAYE D., 2005 : *Plages A Risques/Beaches At Risk (PAR/BAR)*. Rapport final. Conseil Régional de Haute-Normandie. Programme Européen Interreg IIIa, 175 pages.

COSTA S., LEVOY F., MONFORT O., CUROY J., DE SAINT LEGER E., DELAHAYE D., 2008 : Impact of sand content and cross-shore transport on the morphodynamics of macrotidal gravel beaches (Haute-Normandie, English Channel). *Zeitschrift für Geomorphology,* 3, 41-62.

DELLA-MARTA P. M., PINTO J. G., 2009 : Statistical uncertainty of changes in winter storms over the North Atlantic and Europe in an ensemble of transient climate simulations. *Geophysical Research Letters,* 36, L14703. doi:10.1029/2009GL038557.

ELINEAU S., DUPERRET A., MALLET P., CASPAR R., 2011 : Urban tidal flooding in Normandy (Le Havre, NW France). *Geophysical Research Abstracts*, 13, 201.

ESCOURROU G., 1978 : *Climats et types de temps en Normandie*. Thèse de Géographie, Université de Paris IV, 662 pages.

FLOHN H., 1968 : *Le temps et le climat*. Paris, Ed. Hachette, 253 pages.

GALLI F.L., HONTARREDE M., 2001 : Surcote et marée de tempête. *Met. Mar.,* 49, 79-89.

HALLEGOUET B., HENAFF A., 2006 : Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'ouest Cornouaille. « Quelles pistes de développement pour le territoire ? » *Actes des rencontres de l'ouest Cornouaille,* 20-34.

HERRMANN T. M., PLANCHON O., 1998 : Climat et aménagement littoral en Poméranie occidentale (Allemagne/mer Baltique). *Les publications de l'AIC*, 11, 99-106.

JENNINGS R., SHULMEISTER J., 2002 : A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186, 211-228.

JOLY A., 1995. Le front polaire : un concept dépassé qui a la vie dure. *La Recherche*, 273, 128-135.

KEIM B. D., MULLER R. A., STONE G. W., 2004 : Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*, 210, 7-15.

LAMBERT S., FYFE J. C., 2006 : Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse gas experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Climate Dynamics*, 26, 713-728.

LECKEBUSCH G. C., KOFFI B., ULBRICH U., PINTO J.G., SPANGEHL T., ZACHARIAS S., 2006 : Analysis of frequency and intensity of winter storm events in Europe on synoptic and regional scales from a multi-model perspective. *Climate Research*, 31, 59-74.

LE CORNEC E., SCHOORENS J., 2007 : Etude de l'aléa submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres. *Rapport d'étude DHI et GEOS*, 103 pages.

LEROY M., 1999 : *Classification d'un site*. Notes techniques, DSO, Météo France, 35, 12 pages.

LEROY M., LAFAYSSE C., 1993 : *Recommandations pour l'implantation et l'aménagement des parcs météorologiques*. Notes techniques, DSO, Météo France, 31, 10 pages.

LOEPTIEN U., ZOLINA O., GULEV S., LATIF M., SOLOVIOV V., 2008 : Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs. *Climate Dynamics*, 31, 507-532.

LOZANO I., DEVOY R.J.N., MAY W., ANDERSEN U., 2004 : Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: Analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology,* 210, 205-225.

MASON T., VOULGARIS G., SIMMONDS D.J., COLLINS M.B., 1997 : Hydrodynamics and sediment transport on composite (mixed sand/shingle) and sand beaches: A comparison. *Coastal Dynamics*, 48-57.

MASON T., COATES T.T., 2001 : Sediment transport processes on mixed beaches: A review for shoreline management. *Journal of Coastal Research*, 17, 645-657.

MASPATAUD A., 2011 : *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal*. Thèse de Géosciences, Géologie, Paléontologie, Océanographie, Université du Littoral Côte d'Opale, 470 pages.

MEEHL G. A., STOCKER T. F., COLLINS W. D., FRIEDLINGSTEIN P., GAYE A. T., GREGORY J. M., KITOH A., KNUTTI R., MURPHY J. M., NODA A., RAPER S. C. B., WATTERSON I. G., WEAVER A. J., ZHAO Z. C., 2007 : Global climate projections. *In:* SOLOMON S. *et al.* (eds), *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, UK and New-York, USA, Cambridge University Press, 747-845.

Météo-France, isofronts (06 h, 12 h, 18 h UTC).

Météo hebdo : Bulletin hebdomadaire d'études et de renseignements (12 h UTC).

MOREL V., 1997 : *De la géomorphologie à la gestion des accumulations de galets littoraux du bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, Picardie, Sud Angleterre) et réflexions générales*. Thèse de Géographie, Université de Brest, 286 pages.

ORFORD J. D., 1977 : A proposed mechanism for storm beach sedimentation. *Earth Surface Processes*, 2, 381-400.

ORFORD J. D., JENNINGS S. C., FORBES D. L., 2001 : Origin, development, reworking and breakdown of gravel-dominated coastal barriers in Atlantic Canada: Future scenarios for the British coast. *In*: Packham J.R. (eds), *British Shingles*. Otley, Westbury, 23-55.

ORFORD J. D., FORBES D. L., JENNINGS S. C., 2002 : Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48, 51-85.

PASKOFF R., 1985 : *Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution*. Paris, Ed. Masson, 188 pages.

PEETERS P., SCHOORENS J., LE CORNEC E., MICHARD B., LECHAT M., 2009 : Définition de l'aléa submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres (Morbihan). *La Houille Blanche*, 1, 45-51.

PERHERIN C., AZZAM C., KERGADALLAN X., 2012 : Révision du guide méthodologique plans de prévention des risques littoraux : une meilleure prise en compte de l'ensemble des phénomènes pour la connaissance de l'aléa submersion marine. *Congrès SHF : « Evènements extrêmes fluviaux et maritimes »*, Paris.

PIRAZZOLI P. A., COSTA S., DORNBUSH U., 2007 : Flood threat anomaly for the low coastal areas of the English Channel based on analysis of recent characteristic flood occurrences. *Ocean Dynamics*, 57, 501-510.

PIRAZZOLI P. A., COSTA S., DORNBUSH U., TOMASIN A., 2006 : Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal-flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics*, 56, 498-512.

PONTEE N. I., PYE K., BLOTT S., 2004 : Morphodynamic and sedimentary variation of mixed sand and gravel beaches, Suffolk, UK. *Journal of Coastal Research*, 1, 256-276.

SABATIER F., ANTHONY E. J., HEQUETTE A., SUANEZ S., MUSEREAU J., RUZ M. H., REGNAULT H., 2009 : Morphodynamics of beach/dune systems: Examples from the coast of France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 3-22.

SAVOURET E., 2007 : *Le concept d'événement géographique. Approche et réflexions à partir de l'étude environnementale et sociétale des impacts littoraux induits du Débarquement de Normandie du 6 juin 1944*. Thèse de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 360 pages.

SCAMPEI, 2011 : Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomènes extrêmes, Enneigement et Incertitudes. Site internet : http://www.cnrm.meteo.fr/scampei/

SIRACEDPC, 2008 : *Plan ORSEC*. Préfecture de Seine-Maritime. Document interne.

Site internet d'Infoclimat, réanalyse NCEP (00 h, 12 h UTC) : http://www.infoclimat.fr/modeles/ncep.php

Site internet de la NOAA : http://www.noaa.gov

Site internet de la Wetterzentrale, UKMO (00 h UTC) : http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkfaxbraar.htm

Site internet de Météociel, réanalyse NCEP (00 h, 12 h UTC) : http://www.meteociel.fr/modeles/archives/archives.php

Site internet de Météo-France sur les mécanismes et l'origine des tempêtes : http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet004.html#railzonal ; et …/tempet003.html#railbloc

STEPHAN P., 2008 : *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*. Thèse de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 560 pages.

SUANEZ S., 2009 : *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Caen Basse-Normandie, 212 pages.

SUANEZ S., FICHAUT B., SPARFEL L., 2007 : Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne). *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 4, 319-334.

SUANEZ S., CARIOLET J.-M., 2010 : L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes, les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norois*, 215, 77-99.

TONISSON H., ORVIKU K., JAAGUS J., SUURSAAR U., KONT A, RIVIS R., 2008 : Coastal damages on Saaremaa Island, Estonia, caused by the extreme storm and flooding on January 9, 2005. *Journal of Coastal Research*, 24, 602-614.

TONNERRE M.-A., 2001 : *Contributions à l'étude des tempêtes dans la Manche et en façade atlantique de la France, au nord de l'île de Noirmoutier, 1965-1994*. Doctorat d'Etat, Université de Lille, 363 pages.

TRZPIT J.-P., 1977 : Les tempêtes nord-atlantiques : essai d'analyse géographique. *Norois*, 93, 33-52, et 94, 211-234.

TRZPIT J.-P., 1990 : Vivre avec les tempêtes dans l'Europe du Nord-Ouest. De l'évènement météorologique à la réalité vécue, *Bulletin de la Société languedocienne de Géographie*, 1-2, 164-202.

ULBRICH U., LECKEBUSCH G. C., PINTO J. G., 2009 : Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 117-131.

VASSEUR B., HEQUETTE A., 2000 : Storm surges and erosion coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), Southwestern North Sea. *In:* Pye K., Allen J.R.L. (eds), *Coastal and Estuarine Environments*. London, Geological Society, Special Publications, 175, 99-107.

WANG X. L., WAN H., ZWIERS F. W., SWAIL V. R., COMPO G. P., ALLAN R. J., VOSE R. S., JOURDAIN S., YIN X., 2011 : Trends and low-frequency variability of storminess over western Europe, 1878-2007. *Climate Dynamics*, 37, 2355-2371.

WOTH K., WEISSE R., VON STORCH H., 2006 : Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dynamics*, 56, 3-15.

PUBLICATION N°18

COSTA S., DELAHAYE D., LETORTU P., DOUVINET J., CANTAT 0., DAVIDSON R., 2013 : **Spatial coexistence and temporal logout between mainland and marine hazards in Upper Normandy (NW France).**

Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 36 (1), 53-61.

Geogr. Fis. Dinam. Quat.
36 (2013), 53-61, 8 figg.

DOI 10.4461/GFDQ.2013.36.4

STÉPHANE COSTA (*), DANIEL DELAHAYE (*), PAULINE LETORTU (*),
JOHNNY DOUVINET (**), OLIVIER CANTAT (*) & ROBERT DAVIDSON (*)

SPATIAL COEXISTENCE AND TEMPORAL LOGOUT BETWEEN MAINLAND AND MARINE HAZARDS IN UPPER NORMANDY (NW FRANCE)

ABSTRACT: COSTA S., DELAHAYE D., LETORTU P., DOUVINET J., CANTAT O. & DAVIDSON R., *Spatial coexistence and temporal logout between mainland and marine hazards in Upper Normandy (NW France).* (IT ISSN 0391-9838, 2013).

This paper focuses on the spatial coexistence between different hazards (strong west winds, beach sedimentary crisis and flash floods) in outlets of small catchments in a sedimentary basin. This study was carried out in the department of Upper Normandy located in north-western France. To anticipate possible future hazards and damages without depending on meteorological triggers (neither intense rainfall nor synoptic conditions), we combine previous knowledge accumulated on local phenomena to highlight the pre-conditioning factors and identify those areas characterised by the highest susceptibility to risk due to the accumulation of numerous hazards. This approach enables both space and time distribution patterns of natural hazards to be revealed. In space, the risk susceptibility strongly depends on morphology. Populations located at the outlet of large wet valleys, at the final outlets of small basins at a short distance from the plateaus and on the coastal fringe appear to be the most endangered. Even if hazards never occur at the same time, these areas can be affected by different hazards during one year (summer flash floods, floods, winter storm surges). This study identifies 14 sensitive areas along hollow shapes of the study area. Finally, our methodological investigations question the creation of a warning system combining mainland and marine hazards in these 14 outlets.

KEY WORDS: Natural hazards, Spatial interactions, Parisian Basin, France.

INTRODUCTION

Both the mainland and coastal parts of Upper Normandy (France) present a strong sensitivity to hydrological risks (fig. 1). Three reasons can explain this characteristic. Firstly, there is a close relationship between their morphology (hollow shape) and human occupation. In fact, urbanisation is preferentially located in the valleys and «*valleuses*» (*i.e.*, dry valleys), which can be flooded but are the only link between the sea and inland. Secondly, this department is characterised by a sharp interface between land and sea. For example, cliffs frame the valleys over 50 m and the slopes of the valleys and their thalwegs are often steep. Thirdly, there is a strong spatial proximity between vulnerabilities and hazards (*i.e.*, flash floods/coastal flooding) that occur over a very short time-duration (short time interval between the preparation of the phenomena leading to damage and the occurrence of risk). It should be recalled that these hazards (coastal flooding and mainland flooding, including flash floods) are among the most fatal phenomena in France (Costa, 1997; Delahaye, 2002; Douvinet & Delahaye, 2010). To improve knowledge on this topic, we combined various scientific data collected during previous field-experiments and research (Delahaye, 2002; Costa & *alii*, 2004; Douvinet, 2008; Letortu, 2010). This paper presents the different features of the hazards that are concentrated in the hollow shapes of the study area. By studying past phenomena, their spatial distribution can be better understood and some solutions for the management of hydrological risks can be provided.

STUDY AREA

The department (*i.e.*, administrative sub-division in France) of Upper Normandy corresponds geologically to the north-western termination of the Parisian Basin. The plateau of Upper Normandy and its cliffs are formed by Cretaceous (Cenomanian to Campanian) chalk and are more or less resistant to weathering. Residual formations

(*) *Université de Caen Basse-Normandie, Umr-Cnrs Letg 6554 Géophen, Caen, France.* E-mail: stephane.costa@unicaen.fr
(**) *Université d'Avignon, Umr-Cnrs Espace 7300, Avignon, France.*

We wish to thank the reviewers who have worked for the publication of this article, and Carol Robins for English editing. We also extend our gratitude to Monique Fort who knows Upper Normandy and the issues presented very well, since she took part in numerous field trips with students and us, and because she has strong family memories.

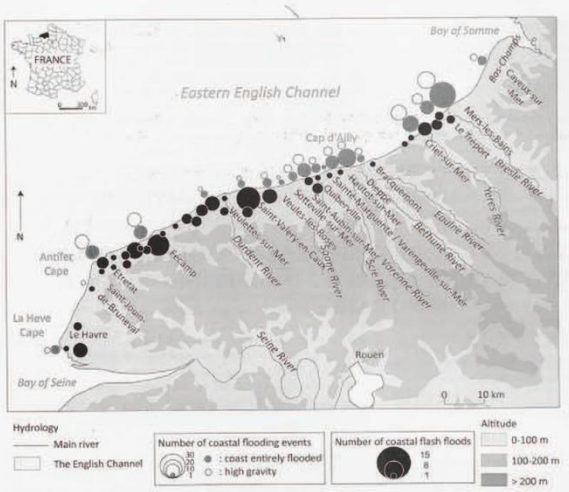


FIG. 1 - Urbanised valley of Upper Normandy affected by storm floods between 1949 and 2010 (from Letortu, 2012) and flash floods between 1960 and 2000 (from Delahaye, 2002). Source: Number of coastal flooding events from Les Informations Dieppoises, Ouest-France, Liberté de Normandie, commune and department files, CETE of Rouen files, scientific papers, Costa (1997), and MEDDE - Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Énergie files from 1949 to 2010).

with flint and Quaternary loess are also deposited upon this karstified chalk. These plateaus are cut by valleys, whose orientation is driven by the major tectonic deformations (NW-SE direction). The Pays de Caux is specifically a homogeneous plateau with an elevation ranging from 140 m to 3 m. Nearest the English Channel (*i.e.*, La Manche), steep cliffs can reach an elevation of 120 m (Étretat). The eastern termination of the Pays de Caux corresponds to the Pays de Bray syncline, cut off by a double cuesta where Jurassic rocks outcrop. This plateau is delineated by the Seine River to the south. The upper Cretaceous chalk associated with sandstone (Cenomanian) or flint in various proportions (Turonian, Coniacian, Santonian, Campanian) represents a thickness of 300 m. Flint clay generated by climatic variations during the Cenozoic period appears locally and the onset of glaciation cycles during the Quaternary period has induced differential erosion.

The first period of incision by hydrographical networks over the Tertiary formations began during the Early Pleistocene, concomitant with the start of a gentle surrounding of the plateau estimated at 0.05 mm/a (Lautridou & *alii*, 1999). The incision lasted during the Pleistocene and occurred synchronously with significant loess supply, thus leading to the formation of soils. The incision of slopes and valleys has evolved over the last million years following climatic variations and interactions in time between freeze and thaw periods, especially on the slopes exposed to the north. Finally, the biggest loessic accumulation appeared during the Late Pleistocene with an elevation ranging from 7 m to 8 m (Lautridou & Coulthard, 1995).

The landscape currently consists of successive sub-horizontal to slightly undulating plateaus that are incised by «dry valleys» inherited from the Quaternary periglacial periods (Lahousse & *alii*, 2003; Larue, 2005). This inherited network presents a multi-scalar form with valleys highly susceptible to react during intense rainfall. Elementary catchments constitute the smallest element of this network, with an area less than 1 km^2. However, when the plateaus are sufficiently developed between two permanent rivers, catchments can cover larger areas (ten km^2) with a Strahler indexation of 4 (fig. 2).

The dominant soils (luvisols) are highly exposed to erosion due to low levels of organic matter (<2%) and clay (<15%) but high silt contents (>70%). Soil sensitivity has been well demonstrated in several previous works (Auzet & *alii*, 1995; Souchère, 1995; Le Bissonnais & *alii*, 2002): 67% of the 189 catchments (fig. 1B) present a high sensitivity to erosion during summer and 58% during spring. Surface degradation under raindrop impact induces a strong reduction in infiltration capacity and a progressive disappearance of soil roughness, which together provide significant concentrated runoff waters (Delahaye, 2002). For this reason, soil erosion has first been studied in this region in the context of land-use dynamics, agricultural practices and long-duration rains.

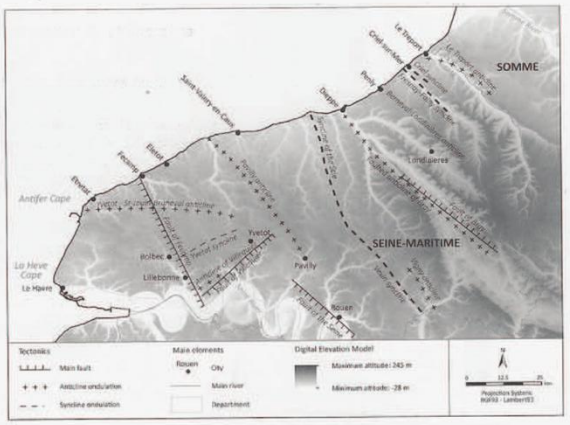


FIG. 2 - Location map, hydrography and morphostructural characteristics of the studied area. Source: BD Carthage® and GEOFLA®, IGN 2011, and Mégnien (1980).

The climate of Upper Normandy is oceanic and characterised by mild temperatures and normal humidity levels. Winter temperatures are positive (an average of +5 °C in January) along coastal parts and slight differences are observed with those recorded in Rouen (+4 °C). Summer is also temperate, with an average of +17 °C in July both within and behind coastal areas. Rainfall is equally distributed over the year, but this homogeneity hides large disparities in space and time. For example, there is a rainfall gradient between the western parts (1100 mm/a in Bolbec) and the drier south (only 650 mm/a in Rouen) while coastal parts are also dry. Heavy rains can also hide more intense rains, observed during the spring or summer periods. On average, 35 days with rainfall up to 10 mm are recorded but daily rainfalls of up to 30 mm are also frequent (fig. 3).

Along the coast (120 km-long from Cap d'Antifer to Le Tréport with chalk cliffs averaging approximately 70 m in height), chalk cliffs are interrupted by drained or dry valleys, which are the only links between the sea and inland. This is why coastal communities and areas of economic activity are preferentially located in these valleys, although they are liable to flood (marine and mainland floods). Several sectors are prone to flooding due to morphostructural and climatic factors (facing the westerly fluxes associated with mid-latitude low-pressure systems). Furthermore, significant urbanisation occurs at elevations often lower than the high-water level of spring tides. Together, these patterns make the Upper-Normandy coast particularly exposed to natural hazards, namely coastal flooding. Although this hazard has always threatened the study area, it is currently of concern to policymakers and populations because of the increasing repetition of these phenomena over the last forty years. At the foot of the coastal cliffs, a shore platform is cut into the chalk substrate and the seaward slope is gentle (1° maximum at Antifer). This wide shore platform (150-300 m) is covered on its landward margin by a thin gravel beach. In fact, the numerous dry and drained valleys perpendicular to the shoreline are protected by a gravel beach that is often thick (due to the presence of jetties and groynes) and 30 m to 100 m wide. Behind the urbanised valleys, the gravel beaches are blocked by a seawall parallel to the coastline, whose purpose is also to protect the lower coast (fig. 2).

The strongest and most frequent waves (Hs) develop to the west, causing a dominant longshore drift of beach gravels from southwest to northeast. Any notable wave height is still below 1 m during 70% of the time, 2 m for 95% of the time, and exceeds 3 m 0.3% of the time, *i.e.* 25 h/a. The wave period varies between 2 s and 19 s, but the average is *ca.* 5-7 s. For stronger waves, the period is *ca.* 7-10 s. In the English Channel, the tide is semi-diurnal. The tidal range is *ca.* 8.5 m in Dieppe for an average spring tide, defining a megatidal environment. For an exceptional spring tide, the tidal range increases from Le Havre (8.1 m) to Le Tréport where it exceeds 10 m (SHOM, 1999).

SPECIFIC FLASH FLOOD FEATURES

In the last two decades, flash floods have posed serious risk conditions in the small valleys located in Upper Normandy (Douvinet, 2008; Delahaye & *alii*, 2010; Douvinet & Delahaye, 2010; Douvinet & *alii*, 2013). They are generated during and shortly after high rainfall intensities during the spring or summer periods, and are characterised by a sudden onset and a rapid rising time (fig. 1). These floods present similar features to those occurring in European sedimentary areas (Boardman & *alii*, 2003; Evard & *alii*, 2007): these phenomena reveal significant runoff production that strongly depends on spatial interactions between the morphology and nature of the land cover and rainfall intensities. High specific peak discharges (up to 1 $m^3.s^{-1}.km^{-2}$) and high specific shear stress (15-525 W/m^2) explain why we call them flash floods (Douvinet & Delahaye, 2010), even though the damage, the violence of onset and the rain intensity are different from those characterising the flash floods in the Mediterranean mountains (Montz & Grunfest, 2002; Gaume & *alii*, 2009). Such phenomena have been observed since the 1970s but damage increased over the 1990-2000 period (Delahaye & *alii*, 1999). Since the 2000s, the number of floods seems to have decreased due to the construction of dams and dykes and other structural measures (grass strips, bunds). The flash floods therefore occur following a similar pattern: an overall contribution of the catchments produces (i) high runoff, ranging from an average of 17% (overall rainfall event) to 100% (extreme, intense rains for a few minutes), and (ii) abundant sediment yield (ranging from 1% of the flood flow to less than 10% in rare field-experiments). Muddy flows quickly appear in the upstream part of the dry valleys and a surge generally rushes down the main valley just a few minutes after the rainfall peak. Numerous parcels located in the downstream part of the plateaus then present rill erosional forms. Flows endanger the population when they are sufficiently concentrated in space (*i.e.*, when the water height exceeds 1 m or when the flow velocity is up to 1 m/s) or when the total amount of water supplied in the downstream part of the catchments threatens urbanised areas.

Each of these patterns may be related to a distinct hydro-meteorological event: floods during the spring or summer periods (from May 1st to September 10th) and winter floods, respectively (fig. 4):

– The spring and summer events are generated by thunderstorms with intense rains (*i.e.* between 50 to 100 mm in a few hours). The process is different from winter floods because previous rains do not play a key role, except during the events observed in May as this period relates the winter to the spring process. Sub-torrential flows quickly occur because rainfall intensity exceeds infiltration capacity, so that runoff constitutes the only source of flows. All the field-experiments prove that land cover and mainly the relationships between runoff production and infiltration areas are of prime importance in the occurrence of flash floods. Affected catchments are characterised by small areas (<40 km^2) and the highest slope gradients of the study region (up to 15% in shallow slopes). Catchments ranging from 10 to 20 km^2 in area generate the most sudden onsets as they cumulate high surface flow concentrations and the main valley concentrated runoff coming from upstream (Douvinet & *alii*, 2013). In this case, the time of concentration is the more important trigger, rather than the cumulative amounts of water. Secondly, morphology and local topography is the dominant controlling factor as explained by the synthetic functioning scheme proposed in previous studies (Delahaye, 2002; Lahousse & *alii*, 2003; Douvinet, 2008). Affected catchments always present a

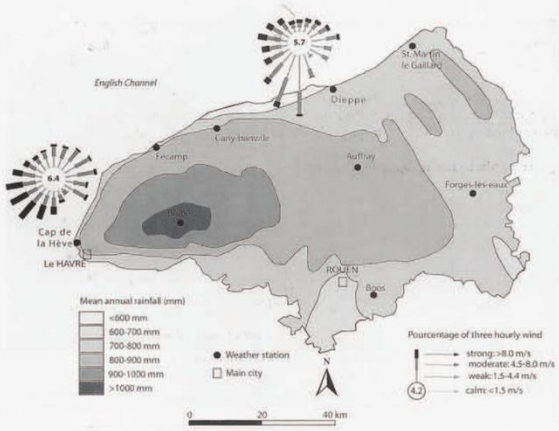


FIG. 3 - Distribution and height of yearly rains and winds observed in Upper Normandy. Source: Météo-France. Time periods: 1981-1990 for La Hève and Dieppe. Nota: for the readability of the map, wind roses are not exactly positioned at the location of stations but are representative of studied sectors. DIREN: Mean annual rainfall.

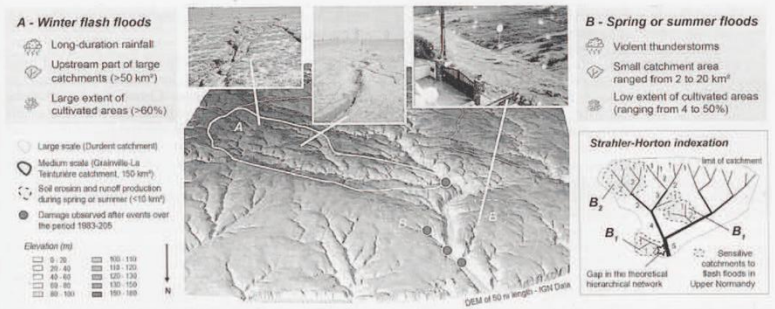


FIG. 4 - Simplified diagram of spatial interaction between winter or spring and summer events, explaining why flash floods occur in dry valleys in northern France.

gap in the Strahler-Horton indexation. Catchments have values ranging from 2 to 4 but they are connected to orders of up to 7 (wet valleys). This anomaly in the theoretical Strahler-Horton indexation is explained by the longitudinal profile (marked) and the slopes (exceeding 10% in the main dry valley bottom). This gap makes up for the relief differences between plateaus and wet valleys. As a consequence, by collecting water and runoff amounts, the main valley can generate most of the damage if urbanised areas are located at the outlet of these small basins.

– Winter floods are due to heavy but gentle rains. Such events require large cultivated areas within catchments (over an area of more than 1 km²) that produce high runoff amounts. Floods generally appear in the downstream parts of catchments in which a large number of elementary catchments and plateaus are characterised by low slope gradients. In these catchments, floods are of high frequency, and runoff can occur at least once per year. High cumulative amounts of rain explain why local runoffs change into severe flash floods (Papy & Douyer, 1991; Auzet & *alii*, 1995; Le Bissonnais & *alii*, 2002).

The controlling factors are different for spring and summer events, and for winter events, thus both types of flash flood coexist in space. First, winter phenomena are not sensitive to slope gradients, as their occurrence is explained by the nature of soils (especially the percentage of silts) and agricultural practices. Large catchments with gentle slopes, a high percentage of cultivated areas and an advanced rill network are thus the most sensitive areas to generate winter floods. Small basins with few cultivated areas do not generate winter floods because they cannot gather enough water. To activate the small catchments, rainfall intensity has to exceed infiltration capacity, giving a strong controlling effect to the local morphology, especially high slope gradients and steep longitudinal profiles. Following this assumption, all the municipalities located near the coastal fringe of Upper Normandy are sensitive to flash floods, and especially during spring periods. These areas are indeed located at the outlets of small dry rivers or in the lower part of wet valleys, and they are also systematically connected to adjacent catchments with higher slopes. All the municipalities were affected over the 1980-2010 period (*e.g.*, Étretat, Fécamp, Veules-les-Roses, and Saint-Valéry-en-Caux). The catchments have been morphologically shaped by the flash floods but human settlements have never decreased over the last thirty years. Consequently, properties are exposed to stream flows and the damage can be substantial: the 1997 flash flood event at the outlet of the Saint-Martin-de-Boscherville catchment cost more than 14 M€. Furthermore, the spatial proximity between hazard and vulnerability strongly endangers the population.

STORM-SURGE AND STORM-FLOOD HAZARDSOWER COAST

Each year, a high toll is paid by French coastal areas during meteorological and marine peaks. Due to the concentration of activities and population on the coastal fringe, the forecasting and prevention of natural hazards are fundamental economic issues. Because of cumulative factors (exposure to strong west winds, sedimentary crisis on beaches, low elevation of valley bottoms), the lower coastal areas of Upper Normandy are of interest in the analysis of risk due to coastal flooding (Caspar, 1988; Caspar & Poullain, 1996; Costa, 1997; Galli & Hontarrède, 2001; Costa & *alii*, 2004; Pirazzoli & *alii*, 2006; Caspar & *alii*, 2010). Societal vulnerability, which has always affected the study area, is becoming of growing concern to policy makers and to the population due to the increasing repetition of these phenomena over the last forty years.

Coastal flooding in the eastern English Channel (tide regime) is the result of a combination of low atmospheric pressure and strong winds perpendicular to the coast during spring high tides. This flooding can occur by overtopping, overwash, or breaching of coastal defence infrastructures (Besson, 1991; Reeve & Burgess, 1993; Garry & *alii*, 1997; Perherin & Roche, 2010). For the Upper-Normandy shoreline, most coastal flooding events occur by overtopping and the beating of waves against the seawall, leading to the flooding of lower valleys. From an inventory of past events (Costa, 1997; Costa & *alii*, 2004; Letortu & *alii*, 2012), the aim of this work is to define the meteorological, marine, and geomorphological conditions leading to overtopping, and to discuss the possible changes in both the frequency and intensity of these hazards.

Meteorological and marine conditions leading to damage:

The adopted method is based on an inventory of all the events that have generated coastal flooding during the last sixty years (Letortu & *alii*, 2012). This record, derived from the local and regional press, was examined with great attention to mitigate the effects of «journalistic resonance» that can lead to an overestimation of the frequency and intensity of these phenomena or, conversely, their trivialisation. From this inventory, it was possible to determine the tide heights and wind forces which resulted in, and will result in, risk due to coastal flooding. This predictive approach, initiated in 1986 by the prefecture of Upper Normandy in partnership with Météo-France, is a simple method that is the basis of the coastal flooding warning system of the prefecture. For example, for the site of Fécamp, during a forecast tide height of 8.5 m (coefficient of 90 at Fécamp, appearing about 80 d/a), a wind of 38 knots from the western sector can generate overtopping (fig. 5). This type of approach can identify the periods of the year when the tides are at dangerous levels. If Météo-France forecasts a gale from the west quadrant at the same time, the population has to be particularly vigilant. Nevertheless, for similar meteorological and marine conditions, severe coastal flooding events or no flooding are alternately observed. This indicates that one or several other factors contribute to the process of coastal flooding.

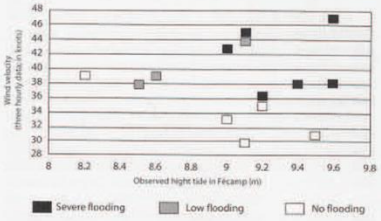


FIG. 5 - Tidal level and critical west-wind velocity for which sea flooding is possible at Fécamp (from Costa & *alii*, 2004).

Analysis of meteorological conditions on a synoptic scale during coastal flooding

Due to the limited reliability of some recorded wind time series, a coastal flooding inventory was also used to determine, in both the English Channel and part of the North Sea, the main meteorological aspect of these events leading to damage. This analysis was conducted from more reliable documents for this type of approach, namely daily synoptic charts with the surface pressure [BQR (*Bulletin quotidien de renseignement*) and BQE (*Bulletin quotidien d'étude*)]. Thus, two major types of atmospheric circulation leading to flooding were defined.

The first, accounting for roughly one third of the observed cases, corresponds to a movement from west to east of a young, low pressure accompanied by NW winds immediately behind the barometric minimum (fig. 6). The second major type of atmospheric circulation, which has provoked severe storm flooding events, corresponds to the penetration of an Atlantic low pressure (higher latitude low pressure) in the North Sea, moving to the Netherlands or Scandinavia. Finally, the fundamental meteorological characteristic of these events leading to damage corresponds to a high northwest pressure gradient (measured from «Pointe du Raz» (France) to Cromer (UK) higher than or equal to 20 hPa (or 4 isobaric intervals).

The systematic analysis of daily synoptic charts performed from 1894 to 2003 shows no significant trend over the last 110 years (fig. 7). However, some multi-year oscillations, more or less acyclic, are clearly individualised (the period 1970-1990 is remarkable for this; Costa, 1997), corresponding more to climate variability than to any other variation or temporal trend. The significant repetition of severe coastal flooding between 1970 and 1990 is obviously linked to these peak situations that other studies have also highlighted (Lambert, 1996; Hofstede, 1997; Alexandersson & *alii*, 1998; Héquette & Vasseur, 1998; Schmith & *alii*, 1998; Wasa Group, 1998; Jones & *alii*, 1999; Alexandersson & *alii*, 2000; Pirazzoli & *alii*, 2004). However, since the early 2000s and until today, these synoptic situations potentially generating damage have decreased significantly (Wang & *alii*, 2011; Ulbrich & *alii*, 2009; Garnier, 2012; Letortu & *alii*, 2012; Schoenenwald, 2013).

The meteorological analysis of past coastal flooding events (since 1967) has highlighted that nearly 70% of the cases observed occurred at or shortly after the passage of an atmospheric cold front (fig. 8; Costa & *alii*, 2004; Caspar & *alii*, 2007). In fact, when an atmospheric cold front approaches, several phenomena appear prone to overtopping. Firstly, the pressure drops dramatically, reaching its minimum at the front, and the wind force increases. Just after the front occurs, the pressure begins to increase, and the wind (i) undergoes a significant rotation, turning to the west or to the northwest, (ii) remains strong and (iii) is characterised by the occurrence of very strong gusts. This situation results, on the one hand, from the creation of a storm surge at the cold front due to the barometric minimum and, on the other hand, from the emphasis of the water flow perpendicular to the coast induced by

FIG. 6 - Example of an atmospheric situation generating significant storm floods: NW pressure gradient of 30 hPa, 6 isobaric intervals intersecting the line segment connecting the Pointe du Raz and Cromer (1990/2/26, situation at 12:00 GMT, and storm flooding at Fécamp). Photo credit: S. Costa, Fécamp in February 1990.

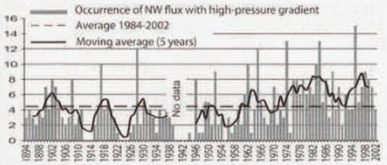


FIG. 7 - Annual evolution of atmospheric situation (in frequencies) with a high northwest pressure gradient (≥20 hPa) between 1894 and 2002 (from Costa, 1997; Costa & *alii*, 2004).

strengthening and the fact that the wind has turned to the west. Wind speed and (momentarily) wave height increase while, more importantly, the sudden change in wind direction is favourable to the formation of a crossed swell. This leads to beach lowering and the projection of large volumes of water above the seawall.

To summarise, it appears that coastal flooding events result from a combination of interacting factors, which depend on the position of the main low-pressure centres, the trajectory and displacement speed of low pressure, disturbances of the sediment budget of beaches, and the proximity of the cold front during high tide. Although the low coastal areas of Upper Normandy have suffered extensive damage, the perfect combination of factors (maximum height of the storm surge, wind at spring high tide, and passage of a cold front) has not been observed since 1960 (Pirazzoli & *alii*, 2006, 2007). Nevertheless, this combination is statistically possible. For example, the severe flooding of 1990/2/11-12 was associated with a storm-surge height of 70 cm, while 2 hours before the high tide, the

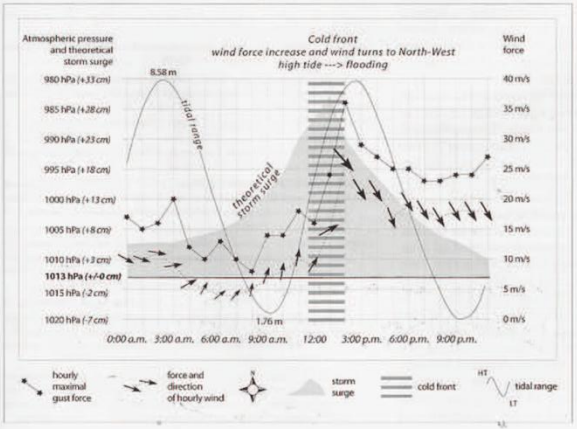


FIG. 8 - Coupling of meteo-marine elements (atmospheric pressure, storm surge, wind speed and direction, cold front, tidal) during the storm flooding of December 17, 2004 in Dieppe (data from Météo-France and SHOM).

peak of the storm surge reached 1.1 m. For this severe flooding, what would be the extent of the damage with a water level higher than 40 cm?

DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

(i) A significant proportion of the habitation is concentrated in the valleys of the Upper Normandy plateau. These valleys are both the only points of access to the sea and the natural north/south axes of circulation, connecting the coast to the Seine valley. With 1,250,000 inhabitants, Seine Maritime, including its coastline (Dieppe: 33,000 inhab.; Fécamp: 19,500 inhab.; Saint-Valery-en-Caux: inhab.; Le Tréport: 5300 inhab.) is a populated French department (14th place). These figures do not take into account the influx of tourists. Industrial activity is also concentrated in these small valleys in contrast to the plateau devoted to agriculture.

(ii) Obviously, coastal towns are particularly susceptible to mudflows and especially those related to thunderstorms. They are located at the mouths of small coastal rivers in the lowest areas of the region. They are always in contact with small lateral basins with steep slopes linking the plateau to the lower valley. Thus, all these municipalities are endangered and most have already been affected (Étretat, Fécamp, Veules-les-Roses, Saint-Valery-en-Caux). Morphologically, these sites are very adapted to the formation of mudflows during spring (steep slope between the plateau and the lower valley, lateral small valleys) and they represent a significant vulnerability with numerous properties on the flow path.

(iii) Coastal towns are also sensitive to the risk of coastal flooding (storm) because of their low altitude and the concentration of people and activities. These phenomena are generally distinct but may be concomitant. Sometimes heavy rainfalls (cumulative or instantaneous) are blocked at the outlet of the river because of the maintenance of a spring high tide (for one to two hours) by a storm surge due to low pressure. The latter often leads to heavy rains. Thus, the geomorphological characteristics of the valleys (steep slopes covered with unconsolidated, erodible soil, low slope gradient of the longitudinal profile, low altitude in comparison with the current mean sea level) may combine to make these hollow shapes particularly prone to mainland and marine hydrological risks.

(iv) In both cases (flooding and mudflows), there is a spatial proximity between the hazard and vulnerability. For example, in the first case, the waves just need to overtop the dyke to reach the houses while in the second case, turbid flows have a short distance to go between the lateral small valleys and the urbanised areas of the valley. This closeness partly explains the danger of these processes that are sudden and hard to forecast. The spatial interaction between the two phenomena is also special because the same properties are exposed to the two different hazards. These coastal towns, located at the interface between land and sea, are also at the interface of hydrological risks. These phenomena have reciprocal routes (upstream and downstream), which complicates their management. For the first, access to the sea should be closed to prevent it from intruding while for the second the estuary should be wide open to allow the flood to escape.

(v) For all these reasons, these areas are subject to significant risks, which are difficult to manage, and in morphological and climatic contexts that do not seem to be the most sensitive. In the context of contemporary global warming, part of the scientific community of modellers forecast for this region an accentuation of the frequency and intensity of storms, winter precipitation, summer storms, and a rise in sea level. This situation could be particularly favourable to an increase in hydrological hazards leading to damage. Meanwhile, the attractiveness of the Normandy coast and its proximal territories (valleys) will intensify its vulnerability.

REFERENCES

ALEXANDERSON H., SCHMITH T., IDEN K. & TUOMENVIRTA H. (1998) - *Long-term variations of the storm climate over North West Europe.* Global Atmosphere and Ocean System, 6, 97-120.

ALEXANDERSSON H., SCHMITH T., IDEN K. & TUOMENVIRTA H. (2000) - *Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set.* Climate Research, 14, 71-73.

AUZET A.-V., BOIFFIN J. & LUDWIG B. (1995) - *Erosion hydrique dans les bassins versants agricoles des régions limoneuses du nord-ouest de la France.* Annales de Géographie, 281-282, 187-190.

BESSON L. (1991) - *Les risques naturels: de la connaissance pratique à la gestion administrative.* Techni-Cités, Collection Dossier d'expert, Voiron, 610 p.

BOARDMAN J., EVANS R. & FORD J. (2003) - *Muddy floods on the South Downs, southern England: Problem and responses.* Environmental Sciences & Policy, 6, 69-83.

CASPAR R. (1988) - *Marée de tempête sur le littoral de Haute-Normandie. 22 janvier 1988.* Met Mar, 141, 12-18.

CASPAR R. & POULLAIN H. (1996) - *Coups de vent de nord-est sur les côtes normandes. Études de la situation des 19 et 20 février 1996.* Met Mar, 172, 33-38.

CASPAR R., COSTA S. & JACOG E. (2007) - *Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France: le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et de la Somme.* La Météorologie, 57, 37-47.

CASPAR R., COSTA S., LEBRETON P. & LETORTU P. (2010) - *Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute-Normandie, France): détermination météo-marine.* Norois, 215, 115-132.

COSTA S. (1997) - *Dynamique littorale et risques naturels: l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme.* Thèse de Géographie, Université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 376 p.

COSTA S., CANTAT O., PIRAZZOLI P.A., LEMAITRE M. & DELAHAYE D. (2004) - *Vents forts et submersions de tempête en Manche orientale: analyse météo-marine sur la période historique récente.* Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie «Climat, mémoire du temps. Les relations climat-espace-société», 277-280.

DELAHAYE D. (2002) - *Apport de l'analyse spatiale en géomorphologie - modélisation et approche multiscalaire des risques.* Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, université de Rouen, Laboratoire Modélisation et Traitements Graphiques (MTG), 2 tomes, 250 p.

DELAHAYE D. (2008) - *Modelling the watershed as a Complex Spatial System. A review.* In: Guermond Y. (Ed.), «Modeling Process in Geography - From Determinism to Complexity». Wiley, Chichester, 191-213.

DELAHAYE D., GAILLARD D. & HAUCHARD E. (1999) - *Analyse des processus de ruissellement et d'inondation dans le Pays de Caux (France), intérêt d'une approche géomorphologique.* In: Wicherek S. (Ed.), «Paysage agraires et environnement». CNRS éditions, Paris, 209-219.

DELAHAYE D., DOUVINET J. & LANGLOIS P. (2010) - *Le bassin versant: de l'unité spatiale aux sous unités fonctionnelles.* In: Weisbuch G., Zwirn H. (Eds.), «Qu'appelle-t-on aujourd'hui les sciences de la complexité?» Vuibert, Paris, 301-328.

DOUVINET J. (2008) - *Les bassins versants sensibles aux «crues rapides» dans le Bassin parisien. Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes.* Thèse de doctorat en géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 381 p.

DOUVINET J. & DELAHAYE D. (2010) - *Caractéristiques des «crues rapides» du nord de la France (Bassin parisien) et risques associés.* Géomorphologie: relief, processus, environnement, 1, 73-90.

DOUVINET J., DELAHAYE D. & LANGLOIS P. (2013) - *Measuring surface flow concentrations using a cellular automaton metric: a new way of detecting potential impacts of flash floods in sedimentary context.* Géomorphologie: relief, processus, environnement, 1, 27-46.

EVRARD O., PERSOONS E., VANDELE K. & VAN WESEMAEL B. (2007) - *Effectiveness of erosion mitigation measures to prevent muddy floods: A case study in Belgian loam belt.* Agriculture, Ecosystems and Environment, 118, 149-158.

GALLI F.L. & HONTARREDE M. (2001) - *Surcote et marée de tempête.* Met Mar, 49, 79-89.

GARNIER E. (2012) - *Histoire des tempêtes.* Risques, les cahiers de l'assurance, 91, septembre 2012, pp. 22-30.

GARRY G., GRASZK E., TOULEMONT M. & LEVOY F. (1997) - *Plans de prévention des risques littoraux (PPR).* Guide méthodologique. Ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement et Ministère de l'équipement, des transports et du logement. La documentation Française, Paris, 54 p.

GAUME E., BAIN V., BERNARDARA P., NEWINGER O., BARBUC M., BATEMAN A., BLASKOVICOVA L., BLOSCHL G., BORGA M., DUMITRESCU A., DALIAKOPOULOS I., GARCIA J., IRIMESCU A., KOHNOVA S., KOUTROULIS A., MARCHI L., MATREAT S., MEDINA V., PRECISO E., SEMPRE-TORRES D., STRANCALIE G., SZOLGAY J., TSNAIS I., VELASCO D. & VIGLIONE A. (2009) - *A compilation of data on European flash floods.* Journal of Hydrology, 367, 70-78.

HÉQUETTE A. & VASSEUR B. (1998) - *Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), Southwestern North Sea.* In: Pye K., Allen J.R.L. (Eds.), «Coastal and Estuarine Environments». Geological Society, London, Special Publications, 175, 99-107.

HOFSTEDE J.L.A. (1997) - *Process-response analysis for the North Frisian supratidal sands (Germany).* Journal of Coastal Research, 13, 1-7.

JONES P.D., HORTON E.B., FOLLAND C.K., HULME M., PARKER D.E. & BASNETT A. (1999) - *The use of indices to identify changes in climatic extremes.* Climate Change, 42, 131-149.

LAHOUSSE P., PIERRE G. & SALVADOR P.-G. (2003) - *Contribution à la connaissance des vallons élémentaires du nord de la France: l'exemple de la creuse des fossés (Autbieule, plateau picard).* Quaternaire, 14, 189-196.

LAMBERT R. (1996) - *Géographie du cycle de l'eau.* Presses Universitaires du Mirail, Toulouse, 439 p.

LARUE J.-P. (2005) - *The status of ravine-like incisions in the dry valleys of the Pays de Thelle (Paris basin, France).* Geomorphology, 68, 242-256.

LAUTRIDOU J.-P. & COUTARD J.-P. (1995) - *Le problème de l'extension et de la profondeur du pergélisol Pléistocène en Normandie (France du nord-ouest).* Quaestiones Geographicae, numéro spécial 4, 201-203.

LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., BALTZER A., CLET M., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LERICOLAIS G., ROBLIN-JOUVE A., BALESCU S., CARPENTIER G., DESCOMBES J.-C., OCCHIETTI S. & ROUSSEAU D.-D. (1999) - *Le fleuve Seine, le fleuve Manche.* Bulletin de la Société Géologique de France, 170-4, 545-558.

LE BISSONNAIS Y., THORETTE J., BARDET C. & DABOUSSIN J. (2002) - *L'érosion hydrique des sols en France.* INRA-IFEN Official report, 109 p.

LETORTU P., COSTA S., CANTAT O. & PLANCHON O. (2012) - *Vers la caractérisation des phénomènes météo-marins responsables des inondations par la mer des côtes basses en Manche orientale.* In: «Recueil des résumés du colloque SHF», 1-2 Février 2012, Paris, p. 21, and CD-Rom of abstract extent, 8 p.

MÉGNIEN C. (1980) - *Synthèse géologique du Bassin de Paris.* Mémoire du BRGM, Orléans, 3 volumes, 101, 102, 103, 466 p., 467 p., and atlas.

MONTZ B.E. & GRUNFEST R. (2002) - *Flash flood mitigation: Recommendations for research and applications.* Environment Hazards, 4, 1-15.

PAPY F. & DOUYER C. (1991) - *Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques.* Agronomie, 11, 201-215.

PERHERIN C. & ROCHE A. (2010) - *Évolution des méthodes de caractérisation des aléas littoraux.* XIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 Juin 2010, 609-616.

PIRAZZOLI P.A., REGNAULD H. & LEMASSON L. (2004) - *Changes in storminess and surges in western France during the last century.* Marine Geology, 210, 1-4, 307-323.

PIRAZZOLI P.A., COSTA S., DORNBUSH U. & TOMASIN A. (2006) - *Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal-flooding risk on the eastern coasts of the English Channel.* Ocean Dynamics, 56, 498-512.

PIRAZZOLI P.A., COSTA S. & DORNBUSH U. (2007) - *Flood threat anomaly for the low coastal areas of the English Channel based on analysis of recent characteristic flood occurrences.* Ocean Dynamics, 57, 501-510.

REEVE D.E. & BURGESS K.A. (1993) - *A method for the assessment of coastal flood risk.* IMA Journal of Management Mathematics, 5-1, 197-209.

SCHMITH T., KAAS E. & LI T.S. (1998) - *Northeast Atlantic storminess 1875-1999 reanalysed.* Climate Dynamics, 14, 529-536.

SCHOENENWALD N. (2013) - *Les tempêtes en France et dans les îles britanniques: des aléas aux événements.* Thèse de Géographie, Université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 335 p.

SHOM (1999) - *Les instructions nautiques C2-1. France (côte Nord). De la frontière belge aux Casquets*, 241 pp.

SOUCHÈRE V. (1995) - *Modélisation spatiale du ruissellement à des fins d'aménagement contre l'érosion de thalweg, application à des petits bassins versants en Pays de Caux (Haute Normandie).* Thèse, INAPG, 201 p.

ULBRICH U., LECKEBUSCH G.C. & PINTO J.G. (2009) - *Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review.* Theoretical and Applied Climatology, 96, 117-131.

WANG X.L., WAN H., ZWIERS F.W., SWAIL V.R., COMPO G.P., ALLAN R.J., VOSE R.S., JOURDAIN S. & YIN X. (2011) - *Trends and low-frequency variability of storminess over western Europe,* 1878-2007. Climate Dynamics, 37, 2355-2371.

WASA GROUP (1998) - *Changing waves and storms in the Northeast Atlantic?* Bulletin American Meteorological Society, 79, 741-760.

(Ms. received 1 February 2012; accepted 1 March 2013)

PUBLICATION N°19

CANTAT O., 2008 : **Développement durable : une pensée de référence difficile à mettre en œuvre.**

Droit et Environnement, numéro spécial, n°160, p. 12-13.

DEVELOPPEMENT DURABLE : UNE PENSEE DE REFERENCE DIFFICILE A METTRE EN OEUVRE.

Olivier Cantat

Maître de conférences à l'Université de Caen Basse-Normandie
Géographe-climatologue, Géophen, UMR LETG 6554 CNRS

Face aux préoccupations croissantes liées aux effets du développement économique sur la santé, les ressources naturelles et l'environnement, les Nations Unies publient en 1987 le « Brundtland Report »[1] dans lequel est défini le concept de *développement durable* : « *qui répond aux besoins du présent sans compromettre la capacité de futures générations de répondre à leurs propres besoins* ».

Dans cette optique, la maîtrise de l'atmosphère et de son évolution constitue un des domaines essentiels de connaissances car la *durabilité* repose en partie sur le maintien en équilibre des sociétés avec le climat. Or, depuis l'ère industrielle, l'utilisation massive de combustibles fossiles entraîne une pollution atmosphérique dont les effets ne se font plus sentir aujourd'hui uniquement sur la santé à proximité de leurs lieux d'émission mais également sur le climat à l'échelle de la planète toute entière. Par l'intermédiaire des risques environnementaux et sociétaux majeurs qu'il engendrerait[2], le réchauffement climatique prévu au cours du 21ème siècle pourrait ainsi remettre en cause l'avenir de l'humanité. Même si à l'échelle de certains pays comme la France des mesures concrètes ont déjà été prises (article L. 229-1 du Code de l'environnement[3]), la solution ne saurait être que globale car, contrairement à d'autres nuisances, la pollution de l'air n'a pas de frontière physique.

Dans le cadre de ce résumé, nous apporterons quelques éclaircissements expliquant pourquoi, malgré l'urgence apparente de la situation, la mise en application du concept de développement durable tient plus aujourd'hui du discours convenu que de la réalité.

[1] Le « rapport Brundtland », du nom de la Présidente de la commission « environnement et développement » de l'ONU qui l'a rédigé, est également connu sous le nom de « Our Common Future ».

[2] Diverses informations disponibles sur les sites internet suivants : www.ipcc.ch, rapports 2001 et 2007 du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) créé en 1988 par l'OMM et l'ONU, composé d'environ 2000 experts issus de 170 pays ; www.grida.no/climate, Centre d'information sur les ressources environnementales (GRID-Arendal) ; www.unfcc.int, convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC)

[3] En 2003, le Code de l'environnement proclame que « la lutte contre l'intensification de l'effet de serre et la prévention des risques liés au réchauffement climatique sont reconnus priorités nationales »

Droit de l'Environnement. N°160, juillet-août 2008

Les difficultés économiques et sociales entourant la mise en application du principe de développement durable.

Pour la plupart des personnes, le *développement durable* est associé exclusivement à la préservation de l'environnement, en réponse à la dégradation continue d'origine anthropique de la qualité de l'air, de l'eau et des sols. Les nuisances environnementales ne constituent pourtant qu'un signal d'alerte matérialisant la nécessité de mettre en place un développement économique global qui pourrait être « soutenu »[4] sans épuiser les ressources naturelles et nuire à l'environnement, bien sûr, mais aussi capable d'assurer le partage équitable des avantages de l'activité économique permettant ainsi aux pays « pauvres » d'accéder à un bien-être de qualité égale à celui des pays « riches ».

D'après le rapport Brundtland, les trois piliers du Développement durable – protection de l'environnement, croissance économique et équité sociale – sont simultanément possibles sous réserve d'un contrôle de la croissance démographique (difficile à réaliser pour les pays émergents[5]), d'une réduction des émissions de pollution atmosphérique[6] et d'un changement progressif de nos modes de vie (difficile à concevoir pour les États-Unis[7]).

La mise en application des mesures prévues dans l'Agenda 21[8] pour « transmettre un monde vivable, viable et reproductible » implique donc des changements sociaux et technologiques importants diversement perçus selon les pays… Pour les pays les plus pauvres, il est fort concevable que la préservation de l'environnement ne soit pas une priorité face aux besoins immédiats d'une population vivant dans des conditions de dénuement presque total. Ainsi, au-delà des intentions généreuses qui motivent le concept, une part du risque de crises à l'échelle mondiale pourrait résulter du sentiment d'ingérence ressenti par certains pays défavorisés – qui ambitionnent légitimement de rattraper leur retard – vis-à-vis de directives imposées dans le cadre d'une vision très occidentale du développement durable.

[4] Le terme « développement durable » est en fait une traduction quelque peu restrictive de l'expression anglaise « sustainable development », le verbe *to sustain* signifiant aussi bien *accepter* ou *promouvoir* que *faire durer*. L'expression « développement soutenable » serait certainement plus en phase avec la réalité du concept originel défini dans le rapport Brundtland.

[5] D'après les experts, pour répondre *durablement* à leurs besoins de base en nourriture, énergie, eau, hygiène et emplois, il est nécessaire que les pays en voie de développement se stabilisent sur un niveau de population *durable* également.

[6] La croissance économique indispensable à l'amélioration des conditions de vie repose sur une plus grande consommation d'énergie (pour l'industrie, l'électricité, le transport, le chauffage…). Pour ne pas pénaliser le développement des pays du Sud, le protocole de Kyoto n'impose aucune limite dans leurs rejets de pollution, contrairement aux pays industrialisés qui devraient diviser par quatre leurs émissions de CO_2 d'ici 2050.

[7] Devant les concessions à faire en matière de consommation d'énergie et d'émission de pollution, refus de signature de divers protocoles proposés lors des différentes conférences internationales, comme à Kyoto en 1997 ou Montréal en 2005, par exemple. Cependant, d'après les experts, la position en matière d'environnement et de politique énergétique de l'administration américaine devrait changer après les prochaines élections présidentielles de 2008.

[8] L'Agenda 21 fixe les mesures à prendre pour assurer un *développement durable* dans le monde entier. Il a été rédigé en 1992, lors du sommet de la Terre de Rio.

Les incertitudes en matière d'évolution climatique : un frein dans la prise de décision…

Outre les diverses causes économiques et sociales précédemment évoquées, l'autre part de risque de crises à l'échelle mondiale réside dans nos connaissances limitées sur l'avenir du climat. Or, si les sociétés modernes se sont relativement bien adaptées au climat actuel, force est de constater que celui-ci est susceptible de se modifier profondément et de remettre ainsi en cause les grands équilibres contemporains[9]. L'histoire de la Terre prouve que le système climatique n'a jamais été exempt de variations d'origines naturelles[10]. De nos jours, la menace proviendrait d'un changement climatique rapide provoqué par l'Homme *via* ses rejets de pollution qui modifient profondément la composition de l'atmosphère et par conséquent le bilan d'énergie de la planète[11].

Si l'hypothèse du *réchauffement global* est aujourd'hui majoritairement acceptée, la complexité des processus dont dépend l'évolution du climat rend cependant les projections incertaines, avec des scénarios très variables dans le temps comme dans l'espace[12]. Dans le cadre d'une gestion durable, comment prendre en compte ces changements climatiques « incertains » susceptibles de modifier en partie les potentialités et contraintes naturelles d'une région et par voie de conséquence les grands équilibres économiques mondiaux ?

Autre préoccupation plus immédiate, l'augmentation apparente des phénomènes atmosphériques extrêmes (tempêtes, canicules, inondations…) est source d'inquiétudes pour les populations et occasionne de nouvelles responsabilités pour les décideurs en matière d'aménagement du territoire. Mais au-delà des faits dramatiques, la transformation de l'aléa naturel en catastrophe humaine est fortement conditionnée par la vulnérabilité grandissante de nos sociétés. La croissance démographique et l'extension de nos activités dans des secteurs à risques induisent inévitablement plus de dégâts. Depuis une trentaine d'années, dans les pays développés, on enregistre ainsi une forte hausse des remboursements pour « catastrophes naturelles » alors que la fréquence des aléas ne présente pas de tendances significatives[13].

Dans une optique de développement durable, en matière de climat, il convient donc de distinguer clairement ce qui relève des contours incertains d'un changement climatique global sur le long terme, de ce qui est imputable aux aléas atmosphériques actuels qui marquent fortement les

[9] Le climat actuel, en place depuis environ 7000 ans, ne représente en fait qu'une situation provisoire, expression d'un équilibre dynamique à la fois complexe et très fragile que l'Homme pourrait en partie perturber par les rejets de combustibles fossiles renforçant l'effet de serre naturel de l'atmosphère.

[10] Ces changements témoignent de la combinaison de facteurs externes (activité solaire, paramètres orbitaux, impacts d'astéroïdes) ou internes (dérive des continents, poussières volcaniques…)

[11] Le seuil critique pourrait correspondre à une élévation de 2°C or la majorité des modèles prévoit un réchauffement supérieur à cette valeur avant la fin du 21ème siècle… D'ici 2050, en relation avec la hausse des océans, certaines études envisagent déjà entre 80 et 400 millions de « réfugiés climatiques ».

[12] Les incertitudes dans l'évolution du climat résultent du niveau de compréhension scientifique très différent des forçages naturels et anthropiques : niveau élevé pour les gaz à effet de serre, mais très faible en ce qui concerne le rôle des aérosols, des nuages, du soleil… De ce fait, les simulations climatiques sont toujours assorties d'un degré de confiance très variable selon les paramètres et les secteurs géographiques considérés (GIEC 2007).

[13] Carrega P., Dubreuil V., Richard Y, 2004 : Climatologie et développement durable. *Historiens et Géographes*, n°387, pp. 205-209.

esprits mais dont les conséquences dramatiques sont plus liées à la vulnérabilité croissante de nos sociétés qu'à un changement du climat…

Que faut-il faire ? Entre incertitudes scientifiques et principe de précaution

Fort de ces constats, la mise en place d'une politique globale de développement durable doit donc s'accommoder des multiples incertitudes concernant l'influence et l'évolution des entrées physiques et humaines qui régissent le fonctionnement du système planétaire. Dans ce contexte, comment équilibrer les risques de mesures insuffisantes ou excessives ? Comment en évaluer objectivement les conséquences environnementales et économiques à moyen et long termes ? Face à l'importance du risque et au consensus scientifique grandissant, en application du principe de précaution, la mise en œuvre de mesures contre la pollution atmosphérique s'avère nécessaire car, quels qu'en soient les effets climatiques, les rejets toujours croissants dans l'atmosphère de gaz et d'aérosols occasionnent une pollution généralisée de l'air mais aussi des sols et de l'eau dont les conséquences sont déjà visibles sur notre environnement[14]…

Ainsi, la réflexion engagée sur le *développement durable* intègre nécessairement l'évolution naturelle et anthropique du climat, domaine bénéficiant du progrès continu des sciences de l'atmosphère et de l'amélioration des modèles de prévision rendant les scénarios de plus en plus fiables. Cependant, dans un système en interaction permanente associant la Nature et l'Homme, pour que la durabilité du développement ne soit pas compromise, il est indispensable d'intégrer également des modèles traitant des sciences humaines et sociales (économie, démographie, politique…) qui possèdent leurs propres incertitudes…

En sus de ces incertitudes scientifiques, pour l'homme de droit par qui passe tout processus décisionnel, la tâche est encore compliquée par le fait qu'il est obligé de composer avec un support largement conceptuel « *dont les implications multiformes ne sont qu'en partie matérielles et procèdent initialement d'intentions généreuses frisant parfois l'utopie* »[15]. Dans ce même article, la juriste Jocelyne Dubois-Maury notait plus largement que « *le cortège d'idées-forces, souvent dynamiques, attractives, flexibles qui accompagne le développement durable semble très éloigné, sinon en contradiction avec la rigueur de la règle de droit, garante dans la durée, des équilibres fondamentaux nécessaires au bon fonctionnement de toute société* »…

[14] L'Homme est déjà responsable par sa destruction de l'environnement et sa pollution de la 6ème grande crise d'extinction biologique connue sur Terre…

[15] Dubois-Maury J., 2004 : Le juriste confronté au développement durable. *Historiens et Géographes*, n°387, pp. 189-194

PUBLICATION N°20

LE GOUEE P., CANTAT O., BENSAID A., SAVOURET E., 2010 : **La sensibilité des systèmes de production agricole en Normandie face au changement climatique.**

Actes de l'Association Internationale de Climatologie, colloque international de Rennes, « Risques et changement climatique », vol. 23, pp. 331-336.

LA SENSIBILITÉ DES SYSTÈMES DE PRODUCTION AGRICOLE EN NORMANDIE FACE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE (2000-2100).

LE GOUÉE P.[1], CANTAT O.[1], BENSAÏD A.[1] et SAVOURET E.[2]

[1] *LETG UMR 6554 CNRS, Université de Caen Basse-Normandie, Géophen, Esplanade de la Paix, BP 5186 - 14032 Caen cedex, patrick.legouee@unicaen.fr, olivier.cantat@unicaen.fr, abdelkrim.bensaid@unicaen.fr*

[2] *UMR 8185 CNRS, Université de Paris IV-Sorbonne, ENeC (Espaces, Nature et Culture), 191 rue St-Jacques, 75005 Paris, edwige.savouret@orange.fr*

Résumé : *L'économie agricole française est très étroitement contrôlée par les conditions météo-climatiques. Le réchauffement du climat amorcé depuis la fin du 19ème siècle et qui semble devoir se poursuivre et s'amplifier au 21ème siècle (rapport du GIEC, 2007) pose la question de la sensibilité dans le futur des systèmes de production agricole face au changement climatique. L'évaluation et la cartographie à fine résolution spatiale de la sécheresse des sols agricoles pour la période actuelle et pour l'horizon 2100, d'après le scénario A1B du GIEC, présentent à ce titre un enjeu capital pour tenter d'apprécier la sensibilité de l'agriculture normande face à l'évolution climatique annoncée pour la fin du 21ème siècle. Ce travail exploratoire a été mené sur l'ensemble du territoire du Calvados (5500 km²).*

Mots-clés *: Agriculture, sécheresse, sol, changement climatique*

Abstract: ***Climate change and farming system sensitivity in Normandy (2000-2100)***
The French agricultural economy closely depends on weather-climate conditions. The global warming, that has begun at the end of the 19th century and seems to continue and even intensify during the 21st century (GIEC, 2007), in turns arises the question of farming systems' future sensibility. For the current period till the 2100 horizon and according to the GIEC A1B scenario, fine scale evaluation and mapping of agricultural soils dryness present a capital stake to assess Normandy agriculture sensitivity in connection with the climatic evolution announced for the end of the 21st century. This exploratory work has been undertaken for the departmental territory of Calvados (5500 km²).

Keywords: *Agriculture, dryness, soil, climate change*

Introduction

L'économie agricole française est très étroitement contrôlée par les conditions météo-climatiques. La sécheresse liée à la canicule de 2003 a affecté l'état de la végétation en conduisant à un ralentissement significatif de l'activité photosynthétique et une diminution de la production végétale. Cela s'est traduit par une réduction conséquente de la production agricole, notamment pour les cultures et les fourrages. Le réchauffement du climat amorcé depuis la fin du 19ème siècle et qui semble devoir se poursuivre et s'amplifier au 21ème siècle (GIEC, 2007) pose la question de la sensibilité dans le futur des systèmes de production agricole face au changement climatique.

En France, des travaux récents (Cloppet *et al.*, 2009) ont conduit à une spatialisation sur le territoire national des caractéristiques climatiques à venir selon divers scénarios. Quel que soit le scénario envisagé, il semblerait que le type de climat actuel normand disparaisse d'ici la fin du siècle au bénéfice d'un temps marqué par une évapotranspiration, des températures minimales et maximales ainsi qu'une vitesse du vent et un rayonnement global plus élevés. Globalement, cela aurait pour conséquence d'accentuer l'impact négatif de la sécheresse des sols agricoles sur les productions des grandes cultures et des pâturages (Ruget et Brisson, 2007). Cependant, il semblerait que cette évolution climatique apporterait un gain de production dès lors que la réserve utile des sols permettrait d'empêcher ou de limiter fortement l'apparition du stress hydrique.

L'évaluation et la cartographie à fine résolution spatiale de cet indicateur pédo-climatique pour la période actuelle et pour l'horizon 2100, d'après le scénario A1B du GIEC, présentent à ce titre un enjeu capital pour tenter d'apprécier la sensibilité de l'agriculture normande face à l'évolution climatique annoncée pour la fin du 21ème siècle. Ce travail exploratoire a été

mené sur l'ensemble du territoire du Calvados (5500 km²) dans le cadre du programme CLIMASTER.

1. Les systèmes de production agricole normands face au changement climatique

Depuis une quarantaine d'années, l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère induite par les activités humaines aboutit aujourd'hui à un large consensus des spécialistes du climat pour évoquer l'idée d'un changement climatique. Les scénarii prédictifs d'ici à 2100 attestent d'un accroissement moyen de la température de surface oscillant entre 1,8° C et 4° C (GIEC 2007). Les conséquences de ce changement climatique sur l'économie agricole régionale et locale se posent plus particulièrement en Normandie où les productions agricoles occupent plus des ¾ du territoire.

1.1. Le changement climatique en Normandie : données globales et régionales

Les travaux du GIEC en 2001 puis 2007 montrent que l'évolution des concentrations atmosphériques de GES à l'origine du changement climatique peut être modulée dans le futur en fonction de contextes socio-économiques bien identifiés. Il ressort de ce constat 4 scénarii prédictifs du changement climatique. Pour étudier la sensibilité de l'agriculture normande face au changement climatique, nous nous sommes appuyés sur les projections de 3 scénarii : un scénario correspondant à un contexte socio-économique orienté vers une croissance et une économie équilibrées et basé sur une évolution mondiale cohérente (A1B), un scénario plus « pessimiste » (A2) et un scénario plus optimiste (B1).

Les conclusions du scénario A1B révèlent pour la Normandie une augmentation annuelle des températures de l'ordre de 2,8° C d'ici à 2100 (Cantat, Le Gouée, Bensaïd, 2009), le réchauffement étant plus intense l'été (+ 3,2° C). Concernant les précipitations, les cumuls annuels demeureraient stables masquant toutefois des comportements saisonniers différenciés : +9% l'hiver et -21% l'été (Cantat, Le Gouée, Bensaïd, 2009). D'après les travaux de Cloppet et *al.* (2009), les scénarii A2 et B1 à l'horizon 2070-2099 témoignent pour la Normandie d'un climat qui serait très différent d'aujourd'hui. On passerait ainsi d'un climat régional caractérisé la fraîcheur et une humidité importante à un temps marqué par une évapotranspiration, des températures minimales et maximales ainsi qu'une vitesse du vent et un rayonnement global plus élevés.

1.2. Les systèmes de production agricole normands : l'exemple du Calvados

Les traitements statistiques menés sur les données communales du fichier général du RGA de 2000 (Gain, 2007) permettent de proposer une typologie des systèmes de production agricole en 7 classes (figure 1) regroupées autour de trois grands types de systèmes : les systèmes céréaliers (classes 1 et 2), les systèmes mixtes (classes 3 et 4) et les systèmes d'élevage (classes 5 à 7).

La classe 1 renvoie au système de la plaine céréalière intensive dominé par les cultures d'hiver. 90% de la SAU (surface agricole utile) sont occupés par des terres labourables. La classe 2 s'apparente au système précédent complété par une faible proportion de surfaces en herbe et dominé par les cultures d'hiver. 75 % de la SAU des communes de cette classe sont en terres labourables. Les cultures d'hiver et de printemps représentent respectivement 2/3 et 1/3 des terres cultivées.

La classe 3 traduit une dominance des surfaces labourées (63% de la SAU). Les cultures de printemps ne recouvrent que 20% de la SAU et sont divisées en deux parts égales entre le maïs et les autres cultures de printemps. La classe 4 évoque un système mixte avec une légère

dominance des prairies sur les cultures. Ici, les cultures d'hiver et de printemps occupent à part égale les terres labourables.

La classe 5 correspond à un système herbager intensif avec une forte proportion de labours (39% de la SAU) dominés par les cultures de printemps (60% des terres labourables). La classe 6 exprime un système herbager peu intensif avec une forte dominance des Surfaces Toujours en Herbe (70% de la SAU). Les cultures d'hiver et de printemps occupent à part égale les terres labourables. La classe 7 représente un système herbager extensif (82% de la SAU en STH).

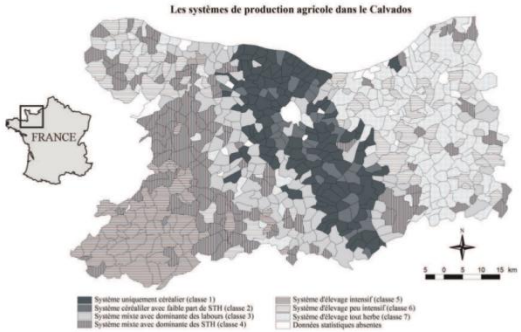


Figure 1 : Les systèmes de production agricole dans le Calvados.

1.3. L'impact du changement climatique sur les productions agricoles : état des connaissances

Le cas du Calvados montre que les systèmes de production agricole normands sont très contrastés, rappelant à la fois les systèmes de grandes cultures et les systèmes d'élevage, dans un contexte géographique où le passage d'un système à un autre peut se faire de manière très rapide dans l'espace. Quelles peuvent être les conséquences du changement climatique sur les productions agricoles de ces différents systèmes ?

Concernant les grandes cultures de printemps (maïs grain et maïs fourrage en sec), en considérant des itinéraires adaptés, des réserves utiles importantes (200 mm) et une augmentation de la teneur en CO_2, il apparaitrait, selon les scénarii B1 et A2, que les rendements en région augmenteraient dans un futur proche (2020-2049) puis diminueraient dans un futur lointain (2070-2099) pour revenir à des niveaux comparables aux rendements actuels (Moreau et Lorgeou, 2007, Lacroix *et al*., 2009).

Pour les grandes cultures d'hiver de type blé, il ressort de travaux récents (Gate, 2007 et 2009) que, quel que soient les scénarii (A2 et B2) et pour des réserves utiles moyennes (70 mm) et fortes (150 mm), la perte de PMG (poids de 1000 grains) pour le Nord-Ouest de la France serait peu préjudiciable dans un futur proche (2020-2049) par rapport aux productions actuelles et très significative dans un futur lointain (2070-2099).

Enfin, à propos des prairies, les travaux de Ruget et Brisson (2007) montrent que, dans le Grand-Ouest de la France, la production annuelle de prairies de graminées augmenterait en

A2 proche (2020-2049) et A2 et B1 lointain (2070-2099) sur sol à forte réserve utile. Sur sol à faible réserve utile, on noterait une diminution des productions en A2 et B1 lointain avec des résultats de production moindre qu'aujourd'hui.

2. Méthode d'évaluation et de cartographie de la sécheresse des sols agricoles pour la période actuelle et pour 2100

Le changement climatique régional, envisagé selon les différents scénarii, se traduira par un renforcement du déficit hydrique dont on sait qu'il intervient sur la production de biomasse. Le diagnostic d'échelle fine de la sécheresse des sols agricoles à l'horizon 2100 est donc très important pour appréhender la sensibilité des différents systèmes de production agricole normands. Cette démarche est ici rapidement présentée puisqu'elle fait l'objet d'une présentation spécifique dans ce colloque (Cantat *et al.*, 2010). Elle repose notamment sur la présentation de la procédure d'élaboration des données spatialisées relatives aux sols.

2.1. La cartographie des sols et des réserves utiles

La cartographie d'échelle fine des sols du Calvados (Le Gouée et Delahaye, 2008) a été obtenue à partir de la réalisation de près de 8000 sondages de terrain qui ont permis d'identifier et de localiser tous les types de sol rencontrés dans ce département. Le passage de données ponctuelles à la cartographie des couvertures pédologiques repose sur la mobilisation des concepts de lithoséquences, de toposéquences, de chronoséquences, de bioséquences et de climatoséquences. La carte des sols s'accompagne d'une base de données numériques à partir de laquelle nous avons pu dresser la carte des réserves utiles.

2.2. La spatialisation du déficit hydrique

La modélisation et la cartographie des conditions évapotranspiratoires locales ainsi que la cartographie départementale des précipitations et des réserves utiles maximales ont alimenté un algorithme de calcul du bilan hydrique à fine résolution spatiale (Cantat *et al.*, 2010). L'estimation et la représentation cartographique de la sécheresse des sols (déficit hydrique) pour la période actuelle et pour 2100 selon le scénario A1B ont été obtenues alors par requêtes de la base de données pédo-climatique.

3. Résultats

La robustesse des procédures d'élaboration des bases de données numériques à fine résolution spatiale, concernant les sols et les déficits hydriques pour la période actuelle et pour 2100, permet de proposer des cartes très précises à l'échelle du Calvados dont la superficie s'étend sur 5500 km². Ces informations nous conduiront à discuter de la sensibilité des systèmes de production agricole normands face au changement climatique.

3.1. Une forte hétérogénéité des types de sol et des réserves utiles maximales

La forte hétérogénéité des sols (Le Gouée et Delahaye, 2008) résulte de l'influence plus ou moins combinée de la lithologie, de la topographie (conditions de site, pente, expressions morphologiques et expositions des versants) et des actions humaines (occupation et usages du sol) sur la pédogenèse. Cette hétérogénéité se traduit par de fortes variabilités spatiales des réserves utiles (Fig.2).

Les réserves utiles les plus importantes (supérieures à 200 mm), concernent les sols limoneux de la Plaine de Caen, du Bessin et des interfluves du Nord Pays d'Auge. On retrouve également les sols de fond de vallée. Si la réserve utile moyenne est de l'ordre de 80 mm, elle masque en réalité une opposition entre les sols évoqués précédemment et les sols

peu épais de la partie centrale et méridionale du Calvados. Les réserves sont alors comprises entre 10 et 65 mm mais oscillent surtout autour de 50 mm.

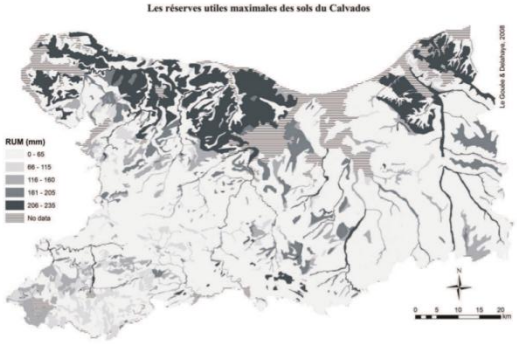


Figure 2 : Carte des réserves utiles maximales dans le Calvados.

3.2. La sécheresse des sols agricoles : situation actuelle et projection pour 2100

Pour la période actuelle (Fig.3, à gauche), les résultats montrent que, dans le Calvados, la sécheresse des sols agricoles de faible intensité (déficits entre 0-50 mm) concerne un peu plus de 1100 km², soit le tiers de la superficie des surfaces agricoles déclarées (3500 km²). La sécheresse édaphique de forte intensité (déficits ≥ 150 mm) apparaît très circonscrite puisqu'elle ne s'étend que sur 182 km² (environ 5% de la SAU déclarée). Les résultats obtenus pour 2100 sont particulièrement alarmants (Fig.3, à droite). Ils témoignent d'un accroissement spectaculaire des surfaces agricoles touchées par une sécheresse des sols de forte intensité. Celles-ci représenteraient près de 2500 km², soit 70% de la SAU déclarée.

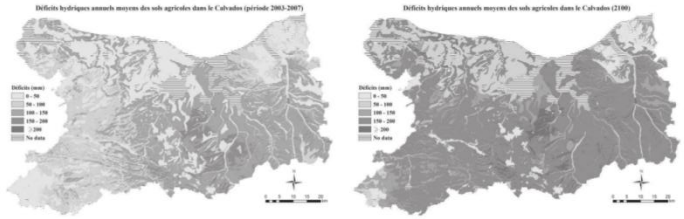


Figure 3 : Déficits hydriques dans le Calvados pour la période actuelle (2003-2007) et pour 2100.

Conclusion : quelle sensibilité des systèmes de production agricole face au changement climatique ?

En croisant la carte des déficits hydriques pour 2100 avec celle des systèmes de production agricole, il est possible d'avancer quelques éléments de réponse concernant la sensibilité de ces systèmes sur la base des itinéraires techniques actuels. On notera ainsi que :

- les systèmes agricoles (classes 1,3, 4 et 6) situés dans la partie septentrionale du Calvados devraient être relativement épargnés par l'accentuation attendue de la sécheresse des sols. Cependant, il faut nuancer ce propos en précisant, qu'à l'intérieur de ce secteur, on pourrait observer des situations très différentes à l'échelle de l'exploitation agricole, certaines étant directement concernées par des niveaux de sécheresse élevés.

- en systèmes céréaliers (classes 1 et 2), il apparaitrait une nette opposition entre les exploitations septentrionales et méridionales, ces dernières pouvant être confrontées à des déficits hydriques importants susceptibles d'impacter les rendements.

- globalement, les pertes de production pour les systèmes mixtes et d'élevage (classes 4 à 7) pourraient être les plus significatives compte tenu des fortes intensités de déficit hydrique et de la nature des couverts végétaux (maïs fourrage en sec et prairie à graminées). L'économie agricole départementale devrait être d'autant plus affectée que ces systèmes couvrent aujourd'hui près de 80% de la SAU du Calvados. Pour les systèmes renvoyant aux classes 4 et 5, la question de la pratique d'une culture irriguée pour le maïs fourrage pourrait se poser.

En complémentarité des travaux actuels menés par les agronomes sur les stratégies agricoles pour limiter l'impact négatif du changement climatique sur les productions, cette étude a pour vocation de soulever la question de l'adaptabilité socio-économique des exploitations agricoles normandes face au changement climatique dans un futur lointain.

Bibliographie

Cantat O., Le Gouée P., Bensaïd A., Savouret E., 2009 : Communication orale « Le rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques. *Journées de Climatologie*, CNFG.

Cantat O., Le Gouée P., Bensaïd A., Savouret E., 2010 : Une méthode originale de spatialisation d'échelle fine des bilans hydriques, *Actes du Colloque international de l'AIC, « Risques et changement climatique »*, Rennes.

Cloppet E., Gate P., Lacroix B., Lorgeou J., Moreau J.C., Poisson S., Ruget F., Souverain F., 2009 : Programme ACTA changements climatiques : synthèse, compte-rendu d'étude.

Gain N. 2007. *Les rotations culturales et la gestion des intercultures dans le département du Calvados : de la production de données à leur intégration dans le modèle environnemental SCALES*. Mémoire de Master 1. UFR de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie. 193 p.

Gate P., 2007 : Dossier « le blé face au changement climatique », *Perspectives Agricoles*, **336**, 20-56.

Gate P., 2009 : Les raisons du plafonnement des rendements, *Perspectives Agricoles*, **365**, 6-12.

GIEC, 2007 : *Climate change 2007: the physical science basis*. Summary for policymakers. Contribution of WG I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate change, website: ipcc.ch.

Lacroix B., Ruget F., Lorgeou J., Souverain F., 2009 : Impact du changement climatique sur maïs grain et maïs fourrage. Questions posées et pistes d'adaptation. *Colloque Changement climatique : Conséquences et enseignements pour les grandes cultures et l'élevage herbivore. Recueil de communications*, 73-84.

Le Gouée P., Delahaye D., 2008 : *Modélisation et cartographie de l'aléa érosion des sols et des espaces de ruissellement dans le Calvados.* Rapport d'étude, Conseil général du Calvados, Chambre d'agriculture du Calvados, DIREN de Basse-Normandie et AUP, 240p.

Moreau J.C., Lorgeou J., 2007 : Premiers éléments de prospectives sur les conséquences des changements climatiques, *Fourrages*, **191**, 285-296.

Ruget F., Brisson N., 2007 : Modéliser l'impact de la sécheresse sur la production fourragère par le modèle STICS, in : Journée AFPF – Productions fourragères et adaptations à la sécheresse, 2007, 47-56.

PUBLICATION N°21

LE GOUEE P., LEMERCIER B., CANTAT O., DELAHAYE D., WALTER C., GOULET A, JAMBOU N., VIEL V., REULIIER R, BENSAID A., 2012 : ***Modélisation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique.***

Partie 3, chapitre 12 de l'ouvrage « *Changement climatique dans l'Ouest. Evaluation, impacts, perceptions* », pp 251-263.

Modélisation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique

Patrick Le Gouée, Blandine Lemercier, Olivier Cantat, Daniel Delahaye, Christian Walter, Alexis Goulet, Nicolas Jambou, Vincent Viel, Romain Reullier, Abdelkrim Bensaid

© Presses Universitaires de Rennes

Points marquants

Deux modèles de sensibilité des sols agricoles à l'aléa érosion ont été adaptés pour qu'ils puissent être utilisés dans le cadre de projections liées au changement climatique : SCALES et MESALES. Leur adaptation a porté sur la prise en compte d'échelles spatiale et temporelle plus fines, prenant notamment mieux en compte la parcelle agricole et sa gestion, la variabilité climatique et agricole intra-annuelle. Cette adaptation permet de mieux estimer les zones et les périodes à risques, ce qui est important sur des territoires comme ceux testés où les risques restent modérés et liés à certaines situations spatiales et temporelles. L'analyse de la variabilité intra-annuelle montre que la période d'automne et d'hiver est particulièrement sensible. La projection climatique sur 2100, faite à partir de SCALES sur un territoire normand, montre une aggravation de la sensibilité des sols à l'érosion, et un décalage temporel de cette sensibilité de l'automne vers l'hiver. Cette projection n'a intégré que des scénarios climatiques. Elle devra donc encore intégrer des scénarios agricoles futurs dont l'interaction avec le climat pourrait modifier ces premières projections.

Introduction

En Europe, l'érosion hydrique des sols est considérée comme l'une des principales formes de dégradation des terres arables. On évalue à environ 12 % la surface du territoire européen affectée par l'érosion hydrique, ce qui représente 115 millions d'hectares. Outre la perte de terre qu'elle occasionne, l'érosion hydrique entraîne une dégradation de la qualité des eaux, liée au transfert vers les cours d'eau, de particules de terre sur lesquelles des substances potentiellement polluantes (notamment phosphore et pesticides) sont adsorbées. Dans un contexte de changement climatique, l'anticipation des évolutions à venir et des conséquences en termes de gestion des sols est importante. Elle s'inscrit dans les orientations de l'Agence européenne de l'environnement qui rappelle la nécessité

de développer des outils d'évaluation de l'impact du changement climatique sur les sols (EEA, 2008).

L'évaluation du risque érosif* doit pouvoir être menée au niveau des régions, mais aussi localement pour élaborer, mettre en œuvre et évaluer les actions de lutte contre l'érosion. Cette évaluation passe par l'élaboration ou l'adaptation de modèles d'estimation de l'érosion hydrique des sols, ou aléa érosion*, permettant :

- de faire varier les données d'entrées pour intégrer des scénarios d'évolution climatiques ;
- de produire de l'information aux échelles fines (parcelle agricole ou îlots PAC) pour fournir des réponses aux changements climatiques à des échelles de gestion des sols ;
- de décliner la modélisation aux échelles intra-annuelles (mois, saison) pour tenir compte non seulement des tendances du changement climatique mais également des distributions saisonnières des pluies que privilégient certains scénarios climatiques.

Afin de répondre à ce cahier des charges, un travail important d'adaptation des modèles a été mené sur deux modèles d'estimation de l'aléa érosion déjà éprouvés : SCALES – Spatialisation d'éChelle fine de l'ALéa Érosion des Sols – (Le Gouée *et al.*, 2010) et Mesales – Modèle d'évaluation spatiale de l'Aléa érosion des sols – (Le Bissonnais *et al.*, 1998 ; 2002). Ces deux modèles sont des modèles cartographiques d'estimation de l'aléa érosion hydrique des sols, de type expert. L'adaptation de plusieurs modèles permet une comparaison des résultats, fondée sur l'analyse de la variabilité des résultats et de la sensibilité aux variables d'entrées.

La première partie présente l'adaptation des modèles aux échelles fines, pour permettre l'étude de l'impact du changement climatique sur l'aléa érosion des sols, et leur application respective sur un territoire. La seconde partie présente des projections de l'aléa érosion des sols, à l'aide du modèle SCALES, en comparant les niveaux actuels de l'aléa érosion avec ceux projetés pour 2100, à l'échelle mensuelle, sur une zone d'étude située en Basse-Normandie (Goulet, 2010).

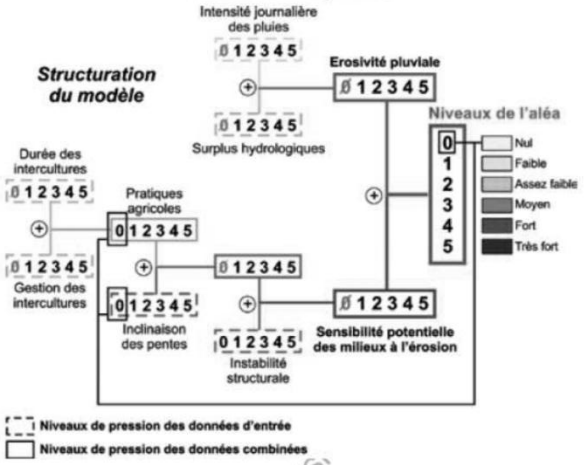
© Presses Universitaires de Rennes

L'adaptation des modèles d'aléa érosion des sols aux échelles fines

Le modèle SCALES

SCALES (Figure 1) est un modèle qui permet une cartographie de l'aléa érosion au niveau régional, tout en ayant un degré de précision élevé à l'échelle locale puisque les unités spatiales élémentaires sont les parcelles agricoles (Le Gouée et Delahaye, 2008). Il permet donc aux acteurs du territoire de disposer d'informations spatialisées sur une large gamme d'échelles.

Figure 1 : Le modèle SCALES d'estimation de l'aléa érosion des sols (Le Gouée et Delahaye, 2008)



L'activité agricole prise en compte dans l'évaluation de l'aléa repose sur le concept d'utilisation du sol, et non d'occupation du sol, comme cela est le cas pour tous les modèles d'érosion à l'échelle régionale. L'idée est d'estimer l'aléa à partir des pratiques agricoles intra-annuelles (durée et gestion des intercultures) et pluri-annuelles (les rotations culturales).

Les données initiales, intermédiaires et finales du modèle doivent être accessibles sous la forme d'informations numériques géoréférencées, exploitables par des logiciels SIG et présentées à différentes résolutions spatiales, reprenant les principales divisions agricoles, administrative et hydrologique de l'espace.

Dans la mesure où l'estimation de l'aléa repose sur des données qui peuvent évoluer sur du court ou moyen terme, le modèle doit être conçu pour permettre une mise à jour facile des bases de données et des niveaux d'aléa (niveau 0 : aléa nul; niveau 1 : aléa faible; niveau 2 : aléa assez faible; niveau 3 : aléa moyen; niveau 4 : aléa fort; niveau 5 : aléa très fort). Cette fonctionnalité est nécessaire pour développer des approches exploratoires visant à estimer par exemple les effets de changements climatiques.

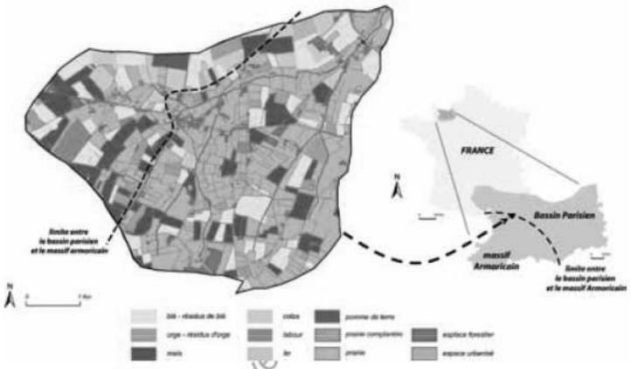
La zone d'étude : le Lingèvres

La zone d'étude est localisée dans le nord-ouest du Calvados (Figure 2). Il s'agit d'un sous bassin versant de 15 km², appelé le Lingèvres, lui-même rattaché

© Presses universitaires de Rennes, tous droits réservés.

au bassin versant de la Seulles de 450 km². Le Lingèvres est situé sur une zone de transition entre le Massif armoricain, en amont, et le Bassin parisien, en aval. En périphérie du bassin versant, notamment à l'amont, des placages épais de limons éoliens (loess) recouvrent les formations argileuses et calcaires datées du secondaire et du tertiaire.

Figure 2 : Le bassin versant du Lingèvres



Les pentes sont globalement faibles, surtout sur les parties hautes qui culminent à plus de 130 mètres d'altitude. Le dénivelé est d'environ 80 mètres jusqu'à l'exutoire, au nord du bassin. Les pentes augmentent à mesure que l'on se rapproche de la partie aval du Lingèvres.

Les sols sont majoritairement hydromorphes. En périphérie du bassin versant, sur les parties hautes, on note la présence de néoluvisols limoneux moyennement ou fortement rédoxiques dont l'épaisseur dépasse 1 mètre. 70 % des versants du Lingèvres sont constitués de sols argileux rédoxiques de faibles épaisseurs (40 cm).

Le climat local est caractérisé par des précipitations annuelles abondantes, comprises entre 900 et 1 000 mm. Les précipitations sont assez régulières toute l'année, avec toutefois une pluviosité plus forte en automne et en hiver.

L'agriculture combine culture céréalière, culture fourragère et élevage bovin dans le cadre de grandes exploitations en système intensif. Les prairies occupent la moitié de la surface agricole du bassin versant. Il s'agit presque toujours de prairies permanentes. Les cultures couvrent l'autre moitié de la surface agricole. Les terres labourables se partagent équitablement entre cultures de printemps (maïs fourrager) et cultures d'hiver (blé).

Les données d'entrées du modèle SCALES

Le modèle numérique de terrain (MNT) du Calvados au pas de 20 m a été utilisé pour estimer les pentes du Lingèvres. Les données climatiques locales sont issues d'une station météorologique située à 5 km du bassin. La reconnaissance du maillage parcellaire agricole et des pratiques culturales a été menée par un travail d'investigation de terrain. Les données recueillies couvrent la période septembre 2009-août 2010. Les données sol utilisées pour le calcul de la réserve utile et des bilans hydriques ont été extraites de la base de données relative à la carte des sols du Calvados au 1/50 000e (Le Gouée, 2008). Des sondages complémentaires ont permis d'affiner les caractéristiques des sols du Lingèvres. Ainsi, la stabilité structurale des sols du bassin versant a été déterminée à partir des données de la base départementale et de 18 analyses complémentaires sur des échantillons représentatifs de la diversité des sols et des pratiques agricoles. Les données d'entrée du modèle et leur traitement aux échelles mensuelles et saisonnières, pour une année climatique moyenne, ont été intégrées dans des unités spatiales élémentaires représentées par les parcelles agricoles (Tableau 1).

Tableau 1 : Données d'entrées du modèle Scales pour l'estimation de l'aléa érosif à l'échelle mensuelle

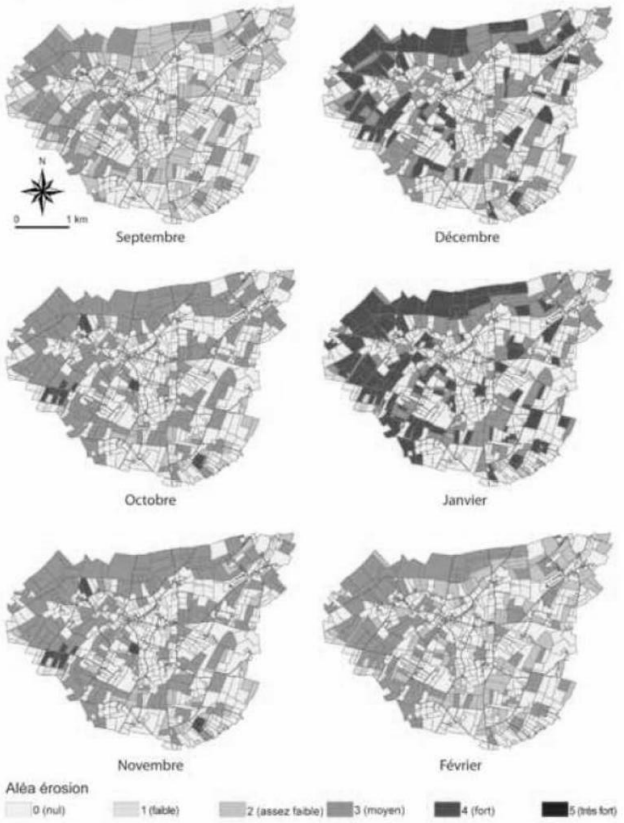
Facteurs de l'évaluation de l'aléa Erosion	Données d'entrée Version originale	Données d'entrée Version BV du Lingèvres	Sources Version BV du Lingèvres	Résolution
Pratiques agricoles	Durée des intercultures Gestion des intercultures	Taux de recouvrement végétal	Relevés de terrain Période septembre 2009-août 2010	Parcelle
Topographie	Pentes	Pentes	Carte des pentes (MNT IGN)	Pas de 20 m
Erodibilité des sols	Stabilité structurale	Stabilité structurale	Carte des sols et de la stabilité structurale des sols de la zone d'étude à partir de données analytiques	Parcelle
Erosivité pluviale	Intensité des pluies Surplus hydrologiques	Intensité des pluies Surplus hydrologiques	Météo France (période 1991-2004) Carte des sols de la zone d'étude et Météo France (période 1991-2004)	Zone d'étude Parcelle

© Presses de Rennes

L'application du modèle Scales à l'échelle intra-annuelle

Le modèle Scales permet de produire une cartographie de l'estimation annuelle de l'aléa érosion, avec une résolution à la parcelle. Il permet aussi de décliner l'aléa érosion mois par mois, pour suivre son évolution au cours de l'année. La cartographie mensuelle de l'aléa érosion, avec les données climatiques actuelles, montre que les parcelles cultivées sont caractérisées par une sensibilité à l'érosion hydrique moyenne à forte (Figure 3). Les résultats les plus intéressants portent sur la période qui s'étend de septembre à février pendant laquelle la variabilité temporelle de l'aléa est la plus forte.

Figure 3 : Cartographies mensuelles de l'aléa érosion selon les données climatiques actuelles



En septembre, les niveaux d'aléa sont assez faibles à moyens. À cette période, les réserves en eau des sols ne sont pas reconstituées, ce qui retarde l'arrivée de surplus hydrologique. Par ailleurs, le recouvrement végétal des sols est assuré par la présence du maïs et des chaumes de blé. En octobre et novembre, le niveau moyen de l'aléa érosion concerne près de 90 % des parcelles cultivées. L'augmentation de la sensibilité des sols à l'érosion résulte de la mise en sol nu

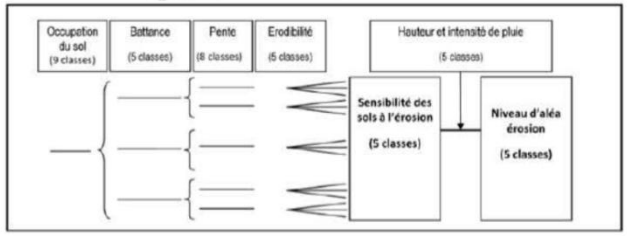
des surfaces ensilées et semées en blé. Cela s'explique également par l'apparition de premiers surplus hydrologiques de faible importance. L'aléa érosion atteint les niveaux les plus élevés en décembre et janvier, où il devient fort pour la moitié des parcelles cultivées. Si le taux de recouvrement végétal est peu différent de la période précédente, la sensibilité des sols à l'érosion s'est accentuée en raison de surplus hydrologiques importants et de l'augmentation des jours où les précipitations dépassent 10 mm. En février, la sensibilité des sols à l'érosion redevient moyenne en bordure amont du bassin versant et assez faible ailleurs, du fait du meilleur recouvrement du sol par les cultures en place et d'une réduction significative des jours de pluies supérieures à 10 mm.

L'adaptation du modèle MESALES aux échelles spatiales fines

MESALES est un modèle cartographique d'estimation de l'érosion hydrique des sols, de type expert. Comme le montre la figure 4, ce modèle pondère et hiérarchise les facteurs de l'érosion (occupation du sol, battance, pente, érodibilité et climat) selon un arbre logique pour aboutir à une évaluation du niveau de l'aléa érosion en 5 classes, de 1 (très faible) à 5 (très fort). L'estimation se fait en deux grandes étapes : la première définit une sensibilité potentielle du milieu à l'érosion sur la base des facteurs physiques, et la seconde croise cette sensibilité avec le facteur climatique qui combine la hauteur et l'intensité des pluies.

Dans sa version initiale, le modèle MESALES est conçu pour être appliqué à des échelles larges : régionale (Colmar *et al.*, 2010), nationale (Le Bissonnais *et al.*, 2002) voire européenne (Van Rompaey *et al.*, 2003). L'unité de calcul de l'aléa érosion est le pixel de 250 m dans la version initiale de MESALES. Le résultat peut ensuite être agrégé par entité spatiale comme le bassin versant, ou la commune.

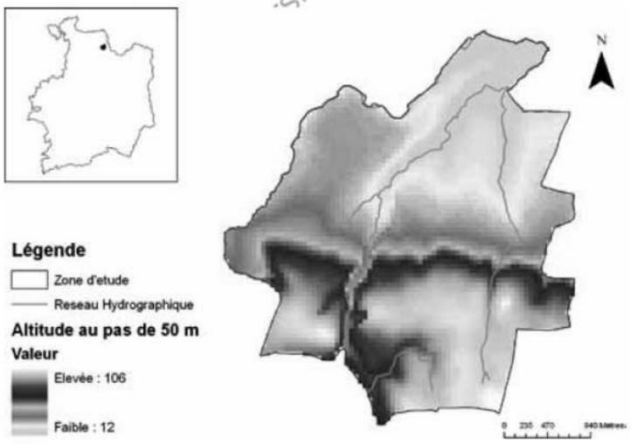
Figure 4 : Le modèle MESALES d'estimation de l'aléa érosion des sols (Colmar et al.*, 2010)*



La zone d'étude : la zone atelier Armorique

La zone d'étude est située au nord de l'Ille-et-Vilaine, à quelques kilomètres de la Manche (Basse-Normandie). D'une superficie de 900 ha, elle fait partie de la zone atelier Armorique qui fédère des travaux pluridisciplinaires sur les agro écosystèmes (cf. chapitre introductif). La lithologie est caractérisée par deux grands types de substrats : du schiste briovérien tendre au nord et du granite au sud. Une auréole de métamorphisme sépare ces deux formations. Des placages de limons éoliens pouvant atteindre plusieurs mètres ont été fréquemment mis en évidence sur la zone d'étude, surtout dans la partie sud. Les sols les plus fréquemment rencontrées sont des Néoluvisols et des Brunisols parfois hydromorphes, des Fluviosols-Rédoxisols et des Rankosols issus de matériaux métamorphisés. L'altitude varie de 10 à 100 m (Figure 5) et les pentes fortes (de 5 à 40 %) se concentrent dans la zone de contact entre le schiste et le granite et certaines vallées alluviales. Le climat est de type océanique, caractérisé par une pluviométrie annuelle de 860 mm et une température moyenne annuelle de 11,7 °C. L'activité agricole est tournée vers la polyculture-élevage laitier. Les prairies permanentes occupent 20 % du territoire et les rotations culturales sont principalement constituées de maïs, blé et prairie temporaire. Les pentes les plus formes sont généralement boisées.

Figure 5 : Localisation et topographie de la zone d'étude



L'adaptation des données d'entrée du modèle MESALES

Pour produire une estimation de l'aléa érosion pertinente à l'échelle de la zone d'étude, l'arbre de décision du modèle n'a pas été modifié, mais les données d'entrée ont été adaptées, en termes de résolution, et en termes d'informations des bases utilisées.

Tableau 2 : Adaptation des données d'entrée du modèle Mesales aux échelles spatiales fines

	Version initiale		Version adaptée	
	Source	Résolution	Source	Résolution
Occupation du sol	CORINE land Cover	1/100 000	Nombre de jours de sol nu (recouvrement inférieur à 30 %)	Parcellaire
Battance	Base de données géographique des sols de France	1/1 000 000	Carte des sols et stabilité structurale des sols de la zone d'étude	1/25 000
Pente	MNT* (IGN)	250 m	MNT* (IGN), aire drainée prise en compte	50 m
Erodibilité	Base de données géographique des sols de France	1/1 000 000	Carte des sols de la zone d'étude	1/25 000
Hauteur et intensité des pluies	Spatialisation de données sur 30 ans (méthode AURELHY, Météo France)	5 km	*Idem* pour la hauteur des pluies ; station météorologique de Pontorson (1997-2009) pour l'intensité des pluies	5 km

* Modèle numérique de terrain.

Des études précédentes ou en cours sur le site d'étude ont permis d'acquérir une connaissance précise de la nature et de la distribution spatiale des sols et des successions culturales entre 1997 et 2010. Le tableau 2 montre, pour chaque facteur de l'érosion considéré dans MESALES, les données utilisées dans la version initiale et dans la version adaptée du modèle. Les manifestations d'érosion étant plus fréquentes et intenses pour les sols nus, dans la version adaptée du modèle, le facteur occupation du sol a été renseigné par le nombre de jours de sols nus, établi de façon experte à partir des successions culturales de 1997 à 2010. Cet indicateur est parcellaire et permet de prendre en compte les variations saisonnières de couverture du sol. Au final, l'aléa érosion a été estimé au pas de 50 m.

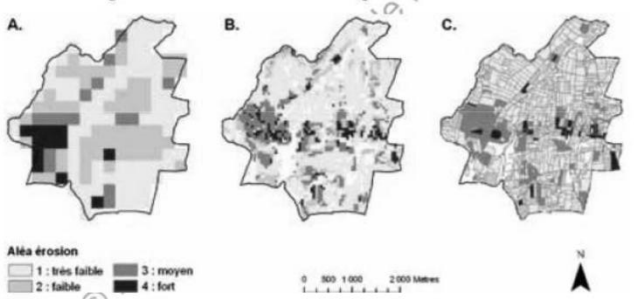
L'application du modèle Mesales aux échelles spatiales fines

Les figures 6A et 6B présentent les résultats de modélisation de l'aléa érosion annuel par le modèle Mesales, en fonction des données d'entrée. Dans la version initiale du modèle, la variabilité de l'aléa érosion était liée à l'occupation du sol et aux pentes, les autres paramètres ne montrant pas ou très peu de variabilité. Dans les deux cas, 4 classes d'aléa sont prédites (de très faible à fort), et la classe

« très faible » est la plus fréquente. Les classes d'aléa « moyen » et « fort » représentent 16 et 24 % des pixels modélisés avec, respectivement, la version initiale et la version adaptée. En termes de répartition spatiale, les grandes structures sont identiques, mais des différences sont significatives notamment dans la partie centrale de la zone d'étude. Ce qui est interprété comme un gain de précision du modèle tient surtout à l'amélioration du facteur pente et à la représentation du facteur occupation du sol par le nombre de jours de sol nu.

Les résultats obtenus peuvent être agrégés au niveau d'entités spatiales, comme les parcelles agricoles. La figure 6C représente, pour chaque parcelle, la valeur de la classe majoritaire. Dans une optique de quantification des risques, une autre méthode d'agrégation aurait pu être choisie : classement de la parcelle en risque fort si un certain pourcentage de la superficie présente un aléa érosion des sols fort ou très fort. Cette présentation des résultats permet une approche à l'échelle de la parcelle pour tester des scénarios climatiques et de changement de pratiques agricoles.

Figure 6 : Aléa érosion annuel estimé à partir du modèle Mesales



A. version initiale du modèle au pas de 250 m ; B. version adaptée du modèle au pas de 50 m ; C. version adaptée du modèle et agrégation par parcelle agricole.

Modélisation de l'aléa érosion à l'horizon 2100 avec le modèle SCALES

Les données d'entrée pour une projection de l'aléa érosion en 2100

Les données agricoles et climatiques représentent les deux types de données présentant des variations temporelles. Les travaux relatifs au changement climatique permettent aujourd'hui de disposer d'informations faisant consensus dans la communauté scientifique des climatologues pour un futur lointain. Malheureusement, on ne peut pas en dire autant à propos des pratiques agricoles car l'évolution de l'agriculture dépend tout à la fois de son interaction avec le climat, mais aussi de choix politiques et du contexte socio-économique. Or,

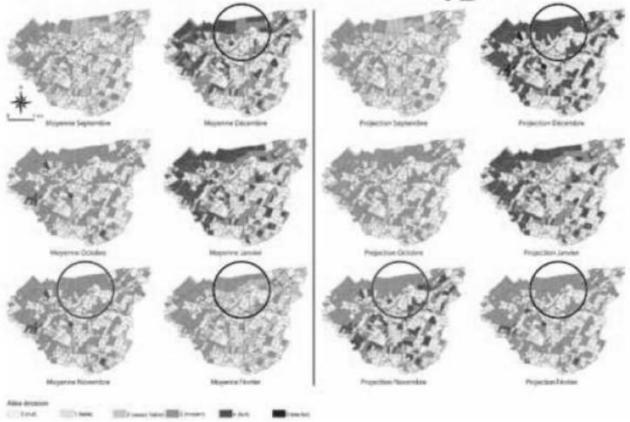
© Presses universitaires de Rennes

rien ne permet de préciser ce que sera la déclinaison locale de l'agriculture dans un futur lointain. Aussi, la projection de l'aléa érosion pour 2100 s'appuie-t-elle sur les données issues du GIEC, en reproduisant, par défaut, le contexte agricole actuel du Lingèvres, zones d'étude reprise ici pour cette projection. Pour caractériser le contexte climatique normand à l'horizon 2100, nous avons repris et adapté les données de simulation du GIEC (GIEC, 2007a) relatives au scénario A1B (Le Gouée *et al.*, 2011).

La projection de l'aléa érosion sur le Lingèvres

La projection de l'aléa érosion pour septembre montre des niveaux identiques à ceux obtenus pour la période actuelle (Figure 7).

Figure 7 : Cartographies mensuelles de l'aléa érosion selon les données climatiques actuelles et celles projetées à l'horizon 2100 (niveau 0 : aléa nul; niveau 1 : aléa faible; niveau 2 : aléa assez faible; niveau 3 : aléa moyen; niveau 4 : aléa fort; niveau 5 : aléa très fort)



En octobre 2100, les parcelles caractérisées par un aléa faible et assez faible augmentent, et les parcelles actuellement caractérisées par un aléa fort ne le sont plus. La diminution de la sensibilité à l'érosion des sols des surfaces agricoles s'expliquerait par la forte diminution des précipitations estivales (-21 %). Cela aurait pour effet de retarder le remplissage en eau de la réserve utile et donc de reporter à novembre l'apparition des premiers surplus hydrologiques.

En novembre, la projection souligne un renforcement des niveaux moyen et surtout fort de l'aléa érosion. La tendance serait encore plus marquée en

décembre. Les parcelles caractérisées par un aléa fort représenteraient 90 % des surfaces cultivées. L'augmentation de la sensibilité à l'érosion du bassin versant serait perceptible jusqu'au mois de février. L'aléa fort serait encore présent et l'aléa moyen concernerait plus de 80 % des surfaces cultivées.

En comparant les données climatiques de 2100 à celle de notre chronique de référence (1991-2004), nous constatons que l'année 1994 est très comparable à la projection climatique pour 2100. Les cartes mensuelles de l'aléa obtenues pour 1994 sont très proches de celles de 2100. Connaissant la fréquence de retour des conditions climatiques de 1994, nous pouvons estimer que le niveau d'aléa érosion d'une année moyenne à l'horizon 2100 pourrait correspondre à celui d'une année dont la période de retour actuelle est de 4 ans.

Discussion

Adaptation des modèles

Les outils de modélisation de l'aléa érosion des sols ont été adaptés pour pouvoir faire des projections et estimer des risques liés au changement climatique. Le modèle SCALES permet de tester des scénarios à hautes résolutions spatiale et temporelle sur la période actuelle comme à l'horizon 2100. Les développements en cours du modèle MESALES vont permettre à court terme de mener le même type d'analyse.

Ces approches croisées sont importantes. En l'absence de données de validation des estimations de l'aléa érosion, la comparaison des résultats des deux modèles permet de discuter des données requises et des seuils choisis par chacun d'eux. Cette comparaison est possible du fait des points communs des deux modèles : l'évaluation de l'aléa érosion est restituée sous forme de score, à l'échelle des parcelles agricoles et par saison. En revanche, ces modèles diffèrent, par exemple sur les seuils d'intensité de pluie. Ces différences permettent de détecter la sensibilité de certaines données d'entrées sur les estimations des modèles.

Les applications ont été pour l'instant développées sur des secteurs relativement restreints mais ils ont vocation à être généralisés à des niveaux plus intégrateurs (grands bassins versants, département, région). En effet la disponibilité des données nécessaires à leur mise en œuvre s'améliore et permettra de répondre au besoin d'évaluation des risques de dégradation des sols dans un contexte de changement climatique et d'adaptation des aménagements et des pratiques agricoles.

L'aléa érosion à l'horizon 2100

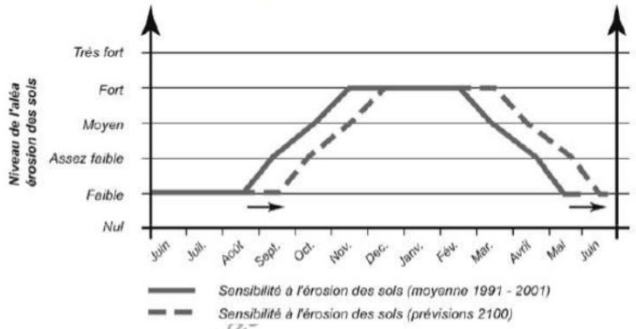
Les premières tentatives de modélisation prospective montrent que l'augmentation de la pression érosive sur les sols cultivés, pour une année moyenne à l'horizon 2100, correspondrait à celle d'une année actuelle dont la fréquence de retour est de 4 ans. La sensibilité des sols cultivés de Normandie, sur la base du bassin versant testé, serait donc vraisemblablement plus importante et plus

Reproduction interdite © Presses universitaires de Rennes

continue dans le temps. Ces résultats en année moyenne ne doivent pas faire oublier l'importance des effets liés à la variabilité climatique interannuelle. Deux années climatiquement semblables en moyenne annuelle peuvent en effet aboutir à des réponses érosives très différentes (Favis-Mortlock and Boardman, 1995).

Outre cette tendance, il semble qu'une saisonnalité différente de la sensibilité à l'érosion apparaisse. Le jeu d'une vidange plus sévère de la réserve utile en été et du renforcement des surplus hydrologiques en hiver entraîne un décalage de la sensibilité à l'aléa érosion, qui diminue à l'automne et augmente en fin d'hiver et début de printemps (Figure 8).

Figure 8 : Variation intra-annuelle de la sensibilité des sols à l'érosion sous l'effet du changement climatique (scénario A1B)



Ces résultats posent la question de la capacité d'adaptation des systèmes agricoles. Au-delà de la pression liée au changement climatique sur les sols, c'est la capacité des systèmes de culture à s'adapter aux décalages saisonniers qui est en jeu.

Les travaux en cours sur l'élaboration de scénarios climatiques mettent en évidence la difficulté à reconstituer ou prévoir les valeurs extrêmes, qui contribuent fortement au phénomène d'érosion des sols. Les progrès escomptés en termes de simulation des changements climatiques devraient permettre de mieux prévoir l'évolution de l'érosion. De plus, l'influence du changement climatique sur l'érosion devrait être en grande partie indirecte, au travers de l'adaptation des pratiques voire des systèmes agricoles aux conditions climatiques qui agissent eux, plus directement sur les processus érosifs. Pour une meilleure prédiction de l'évolution de l'aléa érosion, il sera nécessaire de tester non seulement des scénarios climatiques mais aussi des scénarios relatifs à l'évolution des occupations du sol et des itinéraires culturaux.

© Presses universitaires de Rennes

– Résumé du volume 2 –

La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux

Ce **volume de vingt-et-une publications commentées** s'attache à présenter les principaux enseignements tirés d'une analyse du climat régional bas-normand et de ses répercussions sur l'environnement, l'homme et ses activités durant la période contemporaine (20ème siècle et début 21ème) et pour un futur hypothétique proche et lointain (milieu et fin du 21ème siècle) :

- dans la <u>première partie</u>, l'accent est mis sur la **variabilité et les extrêmes de la machine atmosphérique** car, comme l'affirme Charles-Pierre Péguy dans *Jeux et enjeux du climat* (1989), « *l'étude du climat ne saurait se borner à la détermination des seules valeurs moyennes, ni même les plus fréquentes, mais il convient d'envisager les éventualités de tous ordres de fréquence* ». En Basse-Normandie, comme dans les autres climats des latitudes moyennes de la façade atlantique européenne, le label *tempéré* se réfère aux valeurs moyennes. Ce qualificatif très communément utilisé a pour inconvénient majeur de masquer un grand nombre de configurations synoptiques atypiques engendrant quelquefois des événements exceptionnels par leur intensité et/ou leur durée qui font pourtant pleinement partie de la vie climatique régionale (violentes tempêtes, séquences pluvieuses interminables, canicules, neige abondante…) ;

- dans la <u>deuxième partie</u>, les **conséquences environnementales et sociétales du temps et du climat** sont envisagées à partir de tous les états de l'atmosphère. La variabilité et les extrêmes ne constituent pas en soi des comportements anormaux mais des contraintes récurrentes avec lesquelles la nature et les hommes doivent composer, que ce soit en ville, à la campagne ou en bord de mer. L'ampleur des impacts apparait alors étroitement dépendante de la sensibilité des milieux naturels et de la vulnérabilité des hommes face à des événements atmosphériques qui tranchent avec les conditions habituellement « tempérées ». En fonction des facteurs géographiques locaux (relief, nature des sols, formes d'habitat…) de mêmes conditions synoptiques apparaissent alors plus ou moins préjudiciables aux écosystèmes et pour les populations, notamment en cas de persistance des conditions les plus extrêmes ;

- dans la <u>troisième partie</u>, le **climat n'est plus considéré comme un « potentiel » immuable, fait de « hauts » et de « bas » autour de valeurs centrales, mais comme une composante mouvante du système planétaire**. Certains changements sont même perceptibles dès à présent à l'échelle d'une vie humaine (cf. réchauffement climatique). Concernant **le climat et les risques associés pour le futur**, l'usage du conditionnel est de mise dans cette partie car les analyses reposent sur des projections empruntes d'incertitudes tant le fonctionnement de la machine atmosphérique se révèle complexe et le passage des grandes tendances de l'échelle globale aux subtilités régionales délicat. Toutefois, la principale crainte qui apparait de façon récurrente à la lecture des simulations SRES puis RCP résiderait dans la confirmation d'un réchauffement notable toutes saisons confondues, associé à une diminution des précipitations en été. Partant de cette hypothèse forte, cela conduit notamment à réfléchir dès aujourd'hui à l'adaptation des systèmes de production agricole en Normandie tant ils apparaissent sensibles au changement climatique.

Les synthèses et conclusions de chaque partie (pp.26, 37 et 48) et la conclusion générale (pp. 49-51) permettent de **préciser mon positionnement dans la discipline (**concepts, méthodes et outils du géographe) **et mes apports scientifiques sur cet espace géographique**. Ces travaux sur le territoire régional ne sont pas exclusifs d'autres voies de recherche et d'autres secteurs géographiques, ce dont témoignent notamment le **volume 3 « contribution inédite »** de cette H.D.R. consacré à une « *Proposition méthodologique pour une approche globale et objective des types de temps en France métropolitaine* » et le **volume annexe** présentant une application qui en découle directement sous la forme d'un « *Catalogue des types de temps en France métropolitaine (1991-2010)* ».