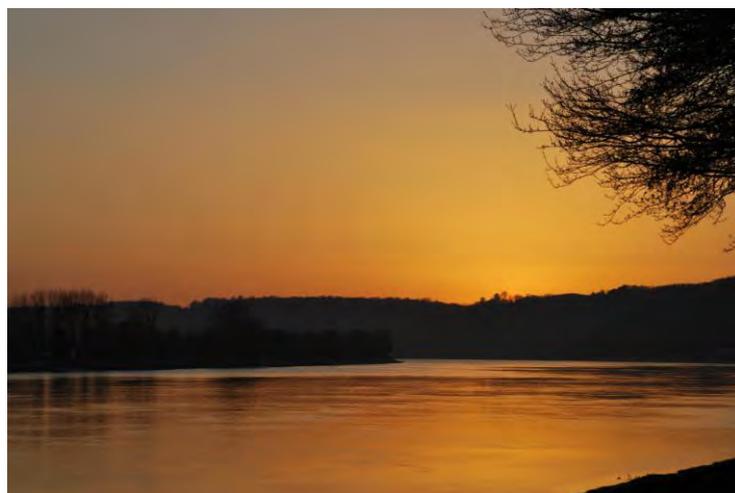


Rapport Seine-Aval 4



HYDROCLIMAT

Réponse hydrologique du bassin versant
de la Seine aux changements climatiques.
Etat des lieux et perspectives.



Massei N., Laignel B., Fritier N.



Février 2011



GIP Seine-Aval
Pôle Régional des Savoirs
115 Bd de l'Europe
76 100 - Rouen

tel : 02 35 08 37 64
<http://www.seine-aval.fr>

INTRODUCTION GENERALE	- 3 -
CHAPITRE I: CONTEXTE ET STRATEGIE D'ETUDE	- 5 -
I.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU BASSIN VERSANT INTRA-ESTUARIEN DE LA SEINE	- 5 -
I.1.1. Contexte géomorphologique.....	- 5 -
I.1.2. Contexte climatique.....	- 7 -
I.1.3. Contexte hydrologique	- 7 -
I.1.4. L'estuaire de la Seine	- 9 -
I.2. STRATEGIE D'ETUDE.....	- 10 -
I.2.1. L'Indice NAO, indicateur des fluctuations du régime climatique dans l'Atlantique Nord et en Europe	- 10 -
I.2.2. Précipitations	- 11 -
I.2.3. Débits	- 12 -
I.2.4. Hauteur d'eau.....	- 13 -
I.2.5. Piézométrie.....	- 13 -
I.2.6. Methodologies	<i>Erreur ! Signet non défini.</i>
CHAPITRE II: LES MODALITES DES VARIATIONS DU DEBIT DE LA SEINE A POSES (FORÇAGE HYDROLOGIQUE AMONT) DE 1950 A 2005.....	- 17 -
II.1. CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES GENERALES.....	- 17 -
II.2. LIEN AVEC LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES	- 20 -
II.2.1. Relation NAO/précipitations.....	- 21 -
II.2.2. Relation NAO/débit.....	- 23 -
II.3. INFLUENCE ANTHROPIQUE	- 26 -
II.4. CONCLUSIONS	- 28 -
CHAPITRE III: VARIABILITE HYDROLOGIQUE AU SEIN DU BASSIN VERSANT INTRA-ESTUARIEN	- 29 -
III.1. HAUTEUR D'EAU EN SEINE (DONNEES MAREGRAPHIQUES).....	- 29 -
III.2. LES GRANDS TRAITES DE LA VARIABILITE ET DE LA REPOSE HYDROLOGIQUE DES RIVIERES AFFLUENTES A LA SEINE	- 31 -
III.3. VARIABILITE DE LA RESERVE DE L'AQUIFERE REGIONAL DE LA CRAIE.....	- 33 -
III.4. CONCLUSIONS	- 38 -
CHAPITRE IV: ORIGINE GLOBALE DES MODES DOMINANTS DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DE LA SEINE ET DE SON ESTUAIRE.....	- 38 -
IV.1. LES GRANDS MODES DE VARIABILITE ET LA STRUCTURE SPECTRALE DES PRECIPITATIONS A L'ECHELLE DE L'EUROPE	- 38 -
IV.2. CONCLUSIONS	- 42 -
DISCUSSIONS ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE.....	- 43 -
BIBLIOGRAPHIE.....	- 46 -

INTRODUCTION GENERALE

Les estuaires, du fait de leur position à l'interface continent-mer, sont des environnements particulièrement sensibles aux changements climatiques et notamment aux variations du niveau marin. Depuis le XIX^{ème} siècle, l'estuaire de Seine a subi une forte anthropisation (aménagements portuaires, endiguements, dragages...). En revanche, la manière dont le climat et ses variations impactent la variabilité hydrologique de la Seine et de son bassin intra-estuarien reste mal connue. Or dans le contexte actuel, la connaissance de l'évolution future du système estuarien rend indispensable la prise en compte des liens potentiels entre les oscillations climatiques et l'hydrologie de la Seine. Le quatrième Rapport d'Evaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) considère ainsi comme probable à très probable une tendance à l'augmentation de certains indicateurs climatiques tels que les précipitations continentales, les fortes précipitations et la fréquence et l'intensité des sécheresses notamment dans l'hémisphère nord aux latitudes supérieures et moyennes. Ce rapport souligne également une augmentation du niveau marin moyen mondial à un taux annuel moyen de 1 à 2 mm au cours du XXI^e siècle. Enfin, il confirme que des changements climatiques régionaux récents, en particulier des augmentations de température, ont déjà eu des effets sur les systèmes hydrologiques et les écosystèmes terrestres et marins dans nombre de régions à travers le monde. Dans ce contexte, l'étude des liens possibles entre fluctuations des variables climatiques et hydrologiques apparaît capitale.

Le projet Hydroclimat a eu pour but d'explorer les relations possibles entre les fluctuations du régime climatique dominant dans l'Atlantique Nord et impactant le continent européen et la variabilité hydrologique dans le bassin de la Seine aval. Plus particulièrement, l'étude a porté sur:

- 1- la caractérisation de la variabilité du débit de la Seine à Poses (un forçage amont par rapport à l'estuaire) et des précipitations sur le bassin de la Seine
- 2- la variabilité hydrologique au sein du bassin intra-estuarien, au travers des différents compartiments hydrologiques concernés (bassins versants affluents et aquifère de la Craie)

3- la caractérisation, à l'échelle du continent européen, des grands traits de la variabilité des précipitations journalières, de manière à replacer ces résultats dans un contexte plus global de fluctuations climatiques.

Les résultats fournis ici s'inscrivent dans les trois axes du programme Seine-Aval (reconquête de l'estuaire, contaminants, observatoire). Ils complètent l'approche du projet RHAPSODIS qui s'attache à comprendre les forçages du remplissage sédimentaire de l'estuaire amont et se positionne en amont des projets "Apports latéraux" et PERHICLES.

Les résultats de ce rapport ont été présentés dans deux posters (Massei et al., 2008; Fritier et al., 2009), ont donné lieu à deux publications (Massei et al., 2009, Fritier et al., accepté) et deux autres sont en cours de rédaction.

CHAPITRE I: CONTEXTE ET STRATEGIE D'ETUDE

I.1. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU BASSIN VERSANT INTRA-ESTUARIEN DE LA SEINE

I.1.1. Contexte géomorphologique

La partie aval du bassin versant de la Seine (Ouest du bassin Parisien) est composée de six départements (Calvados, Eure, Eure et loir, Orne, Seine-Maritime et Yvelines). La grande majorité de sa superficie est composée de la Seine Maritime et de l'Eure (Figure 1).

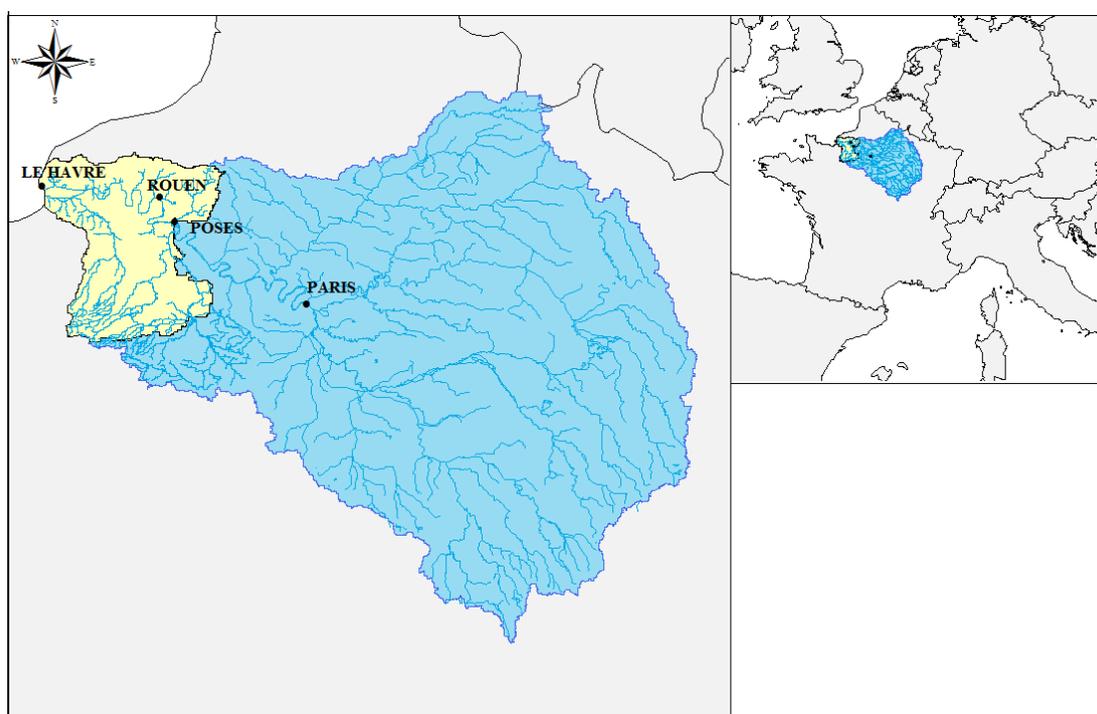


Figure 1: Localisation de la partie aval du bassin versant de la Seine (Système de projection: Lambert II étendu).

Le bassin Parisien correspond à un vaste plateau crayeux, formé à l'ère secondaire, lors des montées des eaux marines, au Crétacé, en partie recouvert par deux types de formations superficielles: l'argile à silex, provenant de l'altération chimique de la craie, et le loess, dépôts périglaciaires du Quaternaire. Le plateau est largement entaillé par les vallées des cours d'eau, en particulier celle de la Seine qui serpente et trace des méandres d'est en ouest et par des vallons secs. Creusées lors des glaciations, ces vallées encaissées ont de larges fonds alluviaux.

L'analyse globale du relief à l'échelle de la région a été effectuée grâce au modèle numérique de terrain (MNT) régional au pas de 50 mètres fourni par l'Institut Géographique National (IGN, Figure 2). La région est caractérisée par de vastes plateaux d'altitudes modérées (inférieur à 300 mètres), par un modelé lié à son sous-sol sédimentaire et par son évolution récente (Quesnel, 1997).

Figure 2: Modèle numérique de terrain (MNT) de la Région Haute-Normandie. a) MNT ; b) Répartition des altitudes par tranches de 50 mètres. (Système de projection : Lambert II étendu, données fournies par l'IGN).

Les traits géomorphologiques majeurs sont contrastés de part et d'autre de la Seine (Laignel, 2003). Au nord, le plateau du Pays de Caux est fortement disséqué par des vallées actives et de nombreux vallons secs. Il est bordé au nord-ouest par d'imposantes falaises littorales donnant sur la Manche et entaillé par des vallées. Au sud de la Seine, les plateaux sont plus monotones et peu disséqués.

Le relief est régionalement hétérogène. On distinguera les plateaux élevés, d'altitude supérieure à 150 mètres (le Pays de Bray, le Pays d'Ouche et le Nord du Vexin Normand et le sud-est du Pays de Caux), les plateaux moyennement élevés, d'altitudes comprises entre 125 et 150 mètres (le Pays de Caux central, le Roumois, la plaine du Neubourg, la Plaine de Saint André) et les zones basses, d'altitudes inférieures à 125 mètres (le littoral de la Manche, l'extrémité occidentale du Pays de Caux, le Lieuvin, le Sud du Vexin Normand et les vallées qui entaillent les plateaux, dont la vallée de la Seine).

I.1.2. Contexte climatique

Le climat de la partie aval du bassin versant de la Seine est de type tempéré océanique, et à ce titre, comme la majeure partie des régions de l'Europe de l'Ouest, se trouve sous influence de l'oscillation Nord-Atlantique, ou NAO (NAO, Andreo et al., 2006; Dupuis et al., 2006; Hurrell, 1995; Hurrell and Van Loon, 1997; Klein Tank and Coauthors, 2002; Labat, 2008; Mares et al., 2002; Massei et al., 2007; Rimbu et al., 2002; Rodrigo et al., 2000; Rodwell et al., 1999; Rogers, 1997; Stanev and Peneva, 2001; Trigo et al., 2004; Ulbrich and Christoph, 1999; Ulbrich et al., 1999). La température moyenne annuelle proche de 13°C. Les moyennes calculées sur trente ans indiquent une pluviométrie annuelle comprise entre 550 et 1100 mm avec une variabilité interannuelle d'environ 25% (Hauchard, 2001). La partie nord et sud de la Seine présentent une pluviométrie contrastée de 800 à 1100 mm pour le nord et de 550 à 800 mm pour le Sud.

La période de fortes précipitations s'étend essentiellement de début septembre à fin décembre. Ces pluies d'automne représentent environ 50% des précipitations annuelles de la région. Les quantités des précipitations d'automne varient de un à trois d'une année sur l'autre (Hauchard, 2002). Une seconde période humide s'étend des mois de mai à juin, pendant laquelle les quantités de précipitations, sous forme d'orages peuvent varier de un à six d'une année sur l'autre (Hauchard, 2002).

I.1.3. Contexte hydrologique

Le découpage hydrographique de la région aval de la Seine peut se décomposer en deux entités distinctes: la rive droite, constituée par huit rivières affluents de la Seine (d'ouest en est : Lézarde, Commerce, Sainte Gertrude, Rançon, Austreberthe, Cailly, Robec, Andelle) et la rive gauche, avec deux rivières principales, la Risle et l'Eure. La répartition des cours d'eau, de même que les surfaces drainées sont très inégales entre le nord et le sud (Figure 3).

Dans la partie aval de la Seine, le substrat crayeux joue un rôle fondamental dans le transfert de l'eau depuis la surface jusqu'aux exutoires. La nappe de la craie, dans la région étudiée, constitue l'alimentation quasi-exclusive des cours d'eau, affluents des grandes rivières qui traversent la région. D'un point de vue hydrologique, le réseau hydrographique de surface perd son rôle d'organisation de

l'écoulement au profit d'une circulation souterraine. Il est donc important dans ce contexte de prendre en compte les écoulements souterrains afin de comprendre la dynamique de surface.

L'aquifère de la craie est une nappe à surface libre. La surface piézométrique de la nappe épouse relativement bien la forme du relief, elle forme des dômes sous les plateaux et des dépressions dans les vallées. Il y a deux axes principaux de drainage de l'aquifère de la craie : vers la Seine et vers la Manche. Cependant, la nappe est drainée par les autres cours d'eau, permettant la division de l'aquifère en différents bassins versants souterrains. En empruntant les vallées sèches (dépourvues d'écoulement superficiel) les eaux se propagent vers les vallées humides qui sont karstifiées et fissurées. Ce sont la fracturation et la karstification, dont l'existence dans la craie est démontrée par de nombreux auteurs (Bakalowicz, 1973; Calba, 1980; Calba et al., 1979; Lepiller, 1980; Maqsoud, 1996; Massei, 2001; Rico, 1990; Rodet, 1991) qui confèrent à la Craie ses propriétés aquifères.

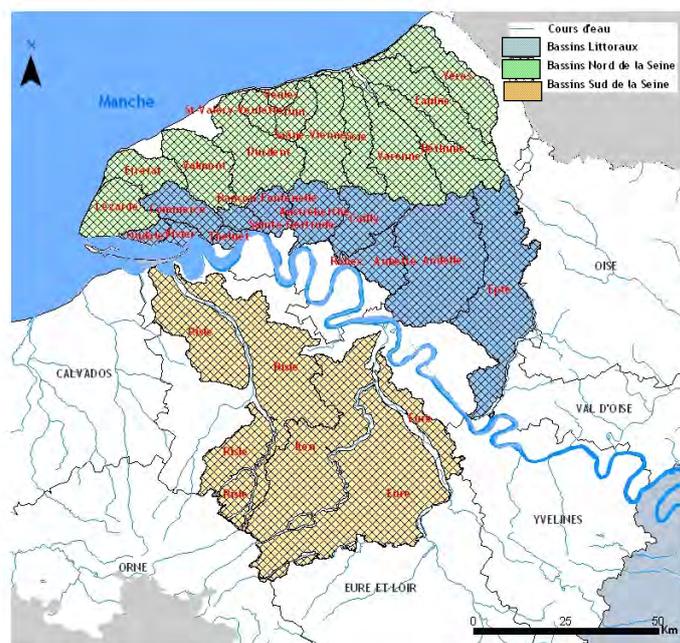


Figure 3: Localisation des bassins versants de la région Haute-Normandie (Système de projection Lambert II étendu) (Mesquita, 2009).

Les contextes géomorphologique, géologique et structural jouent également un rôle sur le fonctionnement hydrogéologique de la région. Ainsi, la présence d'une importante couche d'argile à silex en rive gauche de la Seine contribue à rendre la surface moins perméable, ce qui accroît les effets de concentration des eaux - et donc d'organisation des réseaux karstiques souterrain, au contraire de la rive droite.

Le réseau hydrogéologique de la rive gauche est donc mieux développé et plus mature que celui existant en rive droite. Cela a des conséquences sur les écoulements généraux des bassins hydrogéologiques.

I.1.4. L'estuaire de la Seine

De nombreuses études ont été menées sur l'estuaire et la baie de Seine, sur l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire, du bassin versant jusqu'à la baie de Seine. Depuis 1995, les travaux sur l'estuaire de Seine se sont intensifiés, en raison de la mise en place du programme pluridisciplinaire Seine-aval. La limite géographique amont de l'estuaire de Seine se situe au niveau du barrage de Poses, limite artificielle de la propagation de la marée dynamique (Figure 4). La limite aval de l'estuaire de Seine varie selon les auteurs, la limite à 32 de salinité (limite d'un estuaire selon la classification de Pritchard, 1967) est cohérente selon les données acquises. Cette limite est variable au cours du temps. Avoine, 1981) et Lafite, 1990) ont montré que la variabilité d'expansion du panache d'eau douce est importante au cours de l'année, associée notamment en crue à l'expulsion du bouchon vaseux. Cette limite semble également cohérente avec les données du modèle numérique concernant l'évolution du bouchon vaseux de Seine (Le Hir et al., 2001). Dans cette configuration, la longueur de l'estuaire est de 165 km.

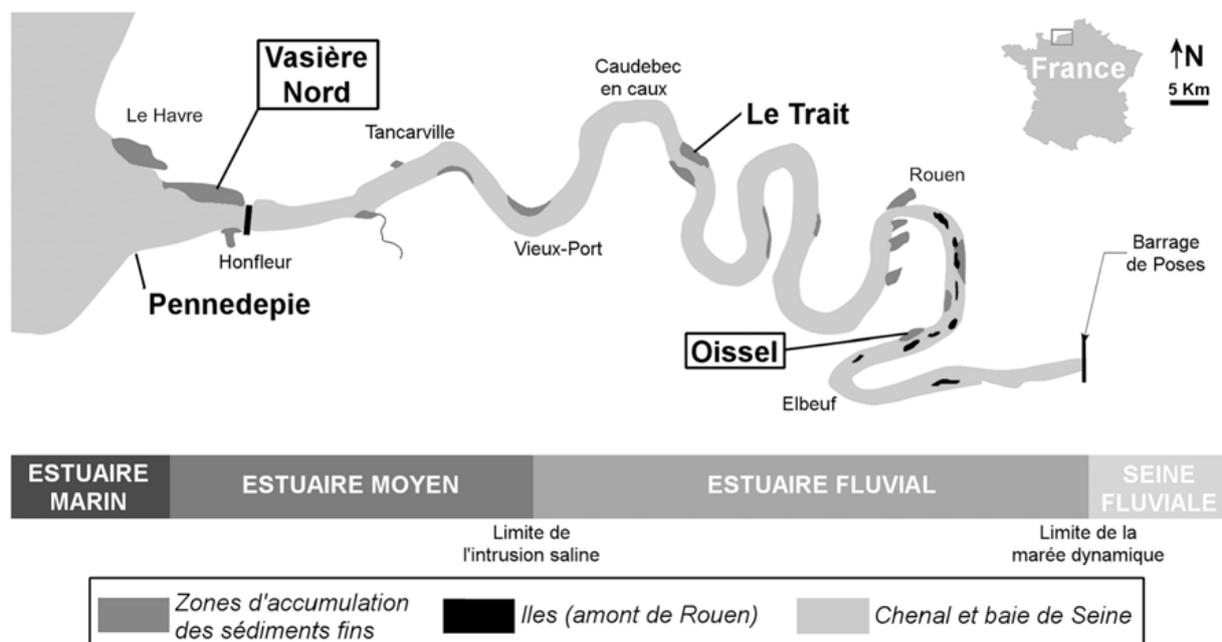


Figure 4: Localisation des sites d'études dans l'estuaire de Seine (d'après Guézennec, 1999).

L'une des caractéristiques de l'estuaire de Seine est une pression anthropique forte, notamment depuis le milieu du XIXe siècle. Plusieurs études ont montré l'impact des travaux d'aménagements et de leurs conséquences (Avoine, 1981; Guézennec, 1999; Lesourd, 2000; Delsinne, 2005). Le but principal de ces aménagements est l'amélioration des conditions de navigation maritime et fluviale, notamment pour permettre aux bateaux commerciaux de rejoindre le port de Rouen.

I.2. STRATEGIE D'ETUDE

Les résultats de cette étude sont fortement liés à la qualité, à la quantité et à la longueur des chroniques disponibles. Ce point a donc pour but de mettre en évidence les possibilités et les limitations d'étude imposée par les seules données disponibles.

I.2.1. L'Indice NAO, indicateur des fluctuations du régime climatique dans l'Atlantique Nord et en Europe

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) correspond à la redistribution de masses atmosphériques entre les régions arctiques ou subarctiques et les régions subtropicales de l'Atlantique. La NAO lie l'intensité de la dépression d'Islande à la force et l'extension de l'anticyclone des Açores et mesure la différence de pression entre ces deux centres d'action. De par sa localisation géographique, la NAO joue un rôle majeur sur le fonctionnement climatique de la zone Européenne (Hurrell, 1995; Hurrell and Van Loon, 1997), en particulier sur les précipitations et tempêtes associées (Keim et al., 2004; Mares et al., 2002; Rogers, 1997; Ulbrich and Christoph, 1999; Ulbrich et al., 1999; Keim et al., 2004; Mares et al., 2002; Rogers, 1997; Ulbrich and Christoph, 1999; Ulbrich et al., 1999; Keim et al., 2004; Mares et al., 2002; Rogers, 1997; Ulbrich and Christoph, 1999; Ulbrich et al., 1999). Sommairement, une forte différence entre ces deux centres d'action se traduit par des hautes pressions plus élevées que la normale au Sud et des basses pressions plus faibles que la normale au Nord, phénomène qui implique un déplacement du courant jet atmosphérique et du rail de dépression associé vers le Nord (Figure 5), et inversement. Cette différence de pression est mesurée par un indice tantôt positif (hautes pressions plus élevées et basses pressions plus faibles que la normale), tantôt négatif (opposé du cas précédent). Plus rigoureusement, l'indice NAO utilisé ici (Figure 6) correspond à la différence entre la valeur standardisée de la pression au

niveau de la mer (SLP) des stations de Lisbonne (Portugal) et Stykkisholmur/Reykjavik en Islande (Hurrell, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>).



Figure 5: L'oscillation Nord-Atlantique et son incidence sur les conditions hydrologiques en Europe (source: <http://www.ideo.columbia.edu/NAO> by Martin Visbeck).

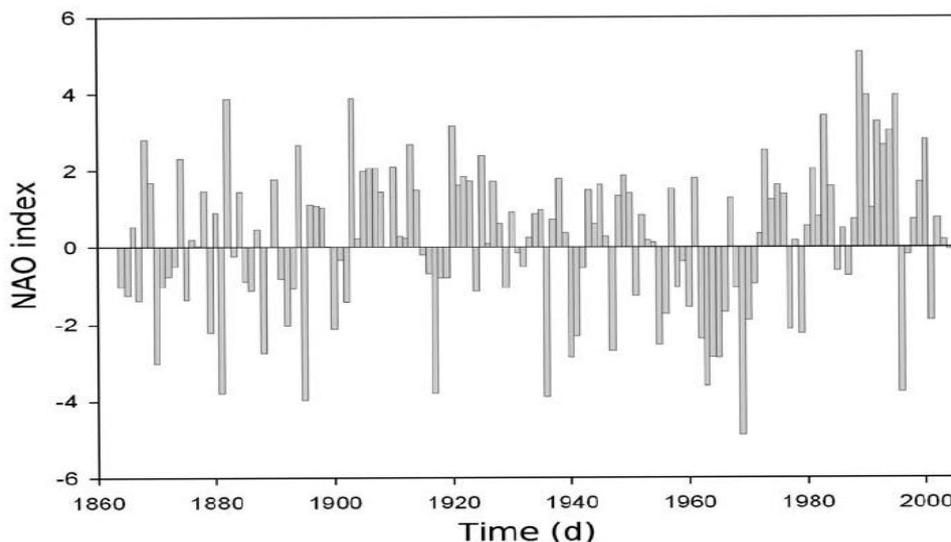


Figure 6: Variations de l'indice NAO annuel calculé sur les mois d'hiver (DJFM: décembre, janvier, février, mars), d'après Massei et al. (2007b).

1.2.2. Précipitations

Les données de précipitations utilisées dans le cadre de cette étude proviennent de la base de données de Tank (Tank et al., 2002). Les neuf stations pluviométriques disponibles, complètes sur la plus longue période possible et situées sur l'ensemble du bassin versant de la Seine ont été retenues (Figure 7).



Figure 7: Identification du bassin versant de la Seine et emplacement des stations de précipitations utilisés (a : Beauvais-Tille; b: Bretigny-sur-Orge; c: Chartres; d: Chatillon-Coligny; e: Chatillon-sur-Seine; f: Paris; g: Reims; h: Trappes; i: Vouziers)

Les précipitations ont été étudiées à la fois sous forme de cumul et de nombre de jours de précipitations durant les mois d'hiver (Décembre à Mars) pour la période comprise entre 1951 et 2004. L'utilisation des données des mois d'hiver a quant à elle été décidée car il s'agit de la période où la NAO est à son état d'amplitude maximale annuelle (Hurrell et al., 2003).

1.2.3. Débits

Le débit de la Seine à l'échelle journalière à Poses a été obtenu auprès du GIP Seine-Aval. Les enregistrements de référence du débit de la Seine sont effectués au niveau du barrage de Poses. Il est effectivement très difficile d'obtenir

une valeur de débit fiable du débit de la Seine en aval du barrage, du fait de l'influence de la marée.

Les données de débit des rivières affluentes de la Seine en Haute-Normandie proviennent des services de la DREAL (direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement).

Le débit de la Seine a été étudié au travers l'extraction des valeurs de débits minimales, maximales et moyennes annuelles pour la période comprise entre 1950 et 2008. Ce choix a été effectué par Massei et al. (2009) afin d'analyser à la fois le comportement moyen du débit de la Seine et le comportement de ses valeurs extrêmes annuelles (minimales et maximales). Les débits des rivières affluents à la Seine en Haute-Normandie ont été utilisés à l'échelle journalière pour la période comprise entre 1965 et 2005. Ce choix a été effectué par Mesquita (2009) afin de pouvoir analyser les temps de réponse des rivières aux événements pluvieux.

I.2.4. Hauteur d'eau

Les hauteurs d'eau en Seine utilisées dans l'étude proviennent des stations marégraphiques; elles conjuguent l'influence du débit de la Seine et de la marée.

Les données des marégraphes ont été fournies par le Grand Port Maritime de Rouen. Cinq stations marégraphiques situées sur la Seine ont été sélectionnées (Honfleur, Tancarville, Caudebec-en-Caux, Duclair et Rouen) afin d'obtenir une bonne représentativité des variations le long de l'estuaire. La station marégraphique de Brest a également été utilisée comme référence pour identifier les fluctuations du niveau marin.

Les séries chronologiques de hauteur d'eau correspondent aux valeurs journalières de pleine mer et de basse mer pour la période comprise entre 1989 et 2008; nous disposons donc de deux chroniques par station pour la période d'étude. Ce choix a été effectué afin de prendre en compte les périodes d'influence maximale et minimale de la marée sur les hauteurs d'eau.

I.2.5. Piézométrie

L'aquifère de la Craie est un compartiment hydrologique important de la région intra-estuarienne. Les fluctuations de ses réserves, indiquées par la piézométrie de la nappe, constituent donc un paramètre forçant non négligeable de l'hydrologie *sensu lato* de l'estuaire (cf. projet « apports latéraux »). Les fluctuations du niveau

piézométrique de la nappe de la Craie ont été étudiées à partir de la Banque des données du Sous-Sol (BSS) du BRGM

292 piézomètres sont recensés dans le bassin Seine-Normandie, dont 51 situés dans la région Haute-Normandie et 28 dans la partie aval du bassin versant de la Seine. Les séries piézométriques au pas de temps journaliers ont donc fait l'objet de plusieurs études (Slimani, 2009, projet "apports latéraux" »), dont le projet Hydroclimat présente les aspects liés à la caractérisation du déterminisme climatique dans l'évolution du niveau de la nappe de la Craie.

1.2.6. Méthodologies

Les outils analytiques utilisés pour ce projet ont été basés sur les techniques d'analyse et de traitement du signal.

a. Régression polynomiale localement pondérée (LOESS)

L'étude des tendances et le lissage des données a été essentiellement effectué par régression polynomiale localement pondérée, ou encore appelée régression locale non paramétrique (LOESS), proposée par Cleveland, 1979) et développée par Cleveland and Devlin, 1988). La méthode est basée sur l'estimation d'une régression de surface $\hat{g}(x)$ pour chaque valeur de x dans un espace de dimension p de variables indépendantes tel que:

$$\hat{g}(x) = \sum_{i=1}^n l_i(x) y_i \quad (1)$$

Le poids relatif de chaque point dépend de sa distance de x : plus le point est proche de x , plus son influence sur la forme de la régression polynomiale est importante. A l'inverse, plus le point est éloigné de x , plus son influence est faible. La fonction poids $w(x)$ est une fonction cubique définie telle que:

$$w(x) \begin{cases} W(u) = (1 - |u|^3)^3 \text{ pour } |u| < 1 \\ 0 \text{ pour } |u| \geq 1 \end{cases} \quad (2)$$

Elle présente un double intérêt. D'une part, il s'agit d'une régression polynomiale, ce qui permet d'étudier des processus complexes comme ceux qui font l'objet de cette étude. D'autre part, il s'agit d'une méthode dont l'utilisation est simple, dans la mesure où l'utilisateur n'a besoin de régler que le paramètre de lissage et le

degré du polynôme local. Le but de l'utilisation de cette méthode dans cette étude étant de mettre en évidence la tendance des signaux analysés, le degré de lissage utilisé est fixé à 100% de la taille totale de chaque série. Cette approche permet de distinguer clairement les points de ruptures et d'inflexions potentiellement présents au sein des chroniques observées.

b. Analyses en ondelettes continues

Les analyses en ondelettes continues permettent d'étudier la composition spectrale de signaux non-stationnaires (Kaiser, 1994; Torrence and Compo, 1998). Elles sont très utilisées de nos jours, en premier lieu dans les conceptualisations mathématiques, physiques et géophysiques (Maraun and Kurths, 2004; Hassan and Peirce, 2008; Huang and Milkereit, 2009; Li et al., 2009), avant d'avoir été adaptées aux différents domaines des sciences naturelles (Anctil and Coulibaly, 2004; Andreo et al., 2006; Breaker et al., 2001; Chambers et al., 2002; Gaucherel, 2002; Higuchi et al., 1999; Kumar, 1996; Kumar and Fofouageorgiou, 1993; Labat et al., 2000; Labat et al., 2001; Loboda et al., 2006; Massei et al., 2006; Massei et al., 2007; Massei et al., 2009; Meyers et al., 1993; Meyers and O'Brien, 1994; Smith et al., 1998; Szilagyi et al., 1999; Torrence and Compo, 1998; Wilson et al., 2009; Yin et al., 2009)

La transformée en ondelettes continues correspond à la convolution du signal à analyser par une famille d'ondelettes (signaux finis dans le temps, contrairement à une sinusoïde) issues de la déformation (changement d'échelle) d'une ondelette de référence appelée ondelette-mère. Chaque ondelette comporte un paramètre de translation b et un paramètre d'échelle (contraction/dilatation de l'ondelette-mère) a que l'on fait varier afin d'obtenir une analyse fréquentielle au cours du temps des signaux:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3)$$

Il existe de nombreux types d'ondelettes, qui sont utilisés préférentiellement en fonction de ce que l'on cherche à mettre en évidence (ondelettes de Paul pour favoriser la résolution temporelle, de Morlet pour une meilleure résolution fréquentielle, etc.). Une ondelette communément utilisée est l'ondelette de Morlet, qui

est un bon compromis pour obtenir une résolution période/fréquence correcte (Torrence and Compo, 1998) ; elle sera utilisée comme référence dans cette étude.

Les analyses de cohérence par ondelettes sont l'application bi-variées de la transformée en ondelettes continues:

$$WCO(a, b) = \frac{|SW_{XY}(a, b)|}{\sqrt{|SW_{XX}(a, b)| |SW_{YY}(a, b)|}} \quad (4)$$

Au cours de l'étude réalisée dans le projet Hydroclimat, nous avons utilisé cette approche en vue de la caractérisation du déterminisme climatique dans l'analyse des signaux hydrométéorologiques. Les spectres de cohérence par ondelettes ont été calculés dans l'environnement R (R_Development_Core_Team, 2009), en utilisant les paquets développés par (Maraun and Kurths, 2004). Elles permettent d'étudier à la fois la corrélation existant entre deux signaux pour toutes les fréquences qui composent les chroniques tout en permettant de mettre en évidence l'évolution de cette corrélation au cours du temps. Ce type d'analyse permet également de calculer la valeur de déphasage existant entre les deux signaux lorsque leur valeur de corrélation est significative, et de voir, le cas échéant, s'il existe une évolution de ce déphasage en fonction du temps. Le seuil de significativité du signal a été fixé à 95%.

CHAPITRE II: LES MODALITES DES VARIATIONS DU DEBIT DE LA SEINE A POSES (FORÇAGE HYDROLOGIQUE AMONT) DE 1950 A 2005

II.1. CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES GENERALES

Dans le but d'étudier le fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Seine, l'étude des variations existant dans les précipitations est la première étape. Pour cela, nous avons standardisé les chroniques de précipitations de nos neuf stations afin de les rendre comparables, avant de les analyser au travers l'utilisation d'une régression non-paramétrique de type LOESS (Figure 8).

Les résultats de ce travail mettent en évidence l'existence de deux périodes, séparées par un point d'inflexion pendant les années 1970, indiquant la transition progressive de valeurs généralement inférieures à la moyenne à des valeurs généralement supérieures à la moyenne sur la durée d'observation. On constate également, pour certaines chroniques, un nouveau point d'inflexion sur la période 1980-1990.

Bien que cette dernière n'apparaît pas sur toutes les chroniques (cas de Châtillon-Coligny par exemple), elle reste néanmoins valable globalement, que ce soit sur l'étude des cumuls de précipitations ou sur le nombre de jours de précipitations. Il est donc intéressant de se demander pourquoi celle-ci n'apparaît pas à l'identique sur l'ensemble des chroniques des précipitations.

L'analyse du débit annuel minimal, maximal et moyen de la Seine (Massei et al., 2009) met en évidence l'existence de discontinuités se manifestant dans les années 1980 pour le débit annuel maximal, dans les années 1970 pour le débit annuel minimal et dans les années 1970 et 1990 pour le débit moyen.

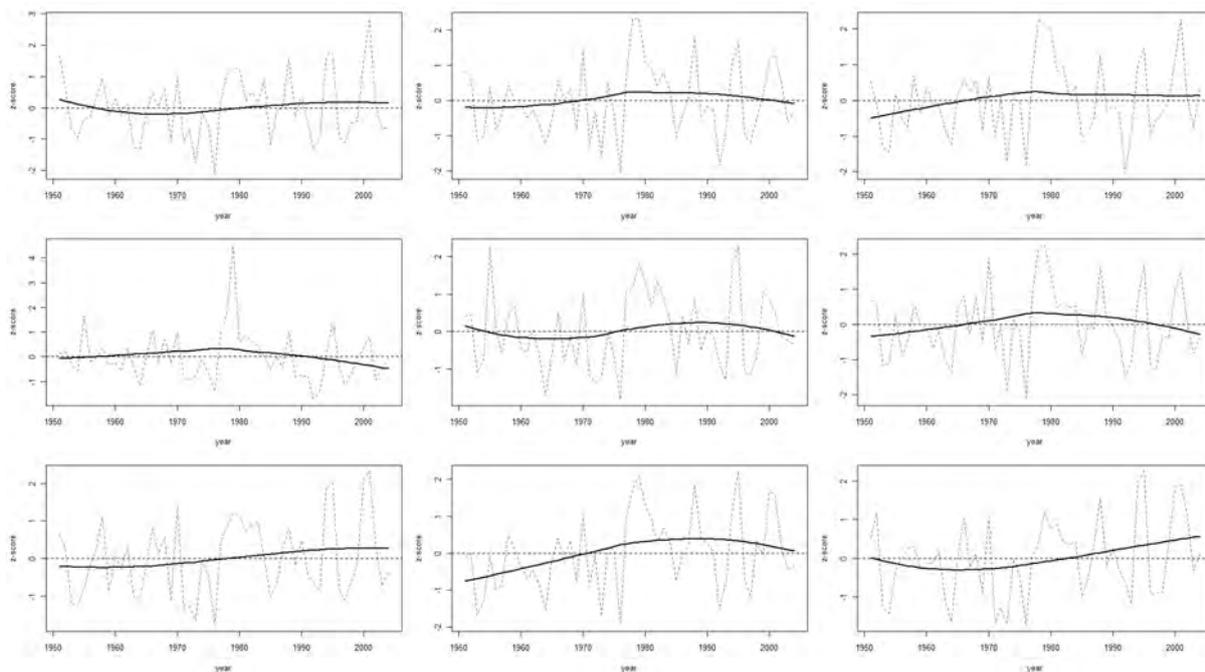


Figure 8: Chroniques de précipitations annuelles des mois d'hiver (décembre à mars) des stations étudiées (en gris pointillé) (a : Beauvais-Tille; b: Bretigny-sur-Orge; c: Chartres; d: Chatillon-Coligny; e: Chatillon-sur-Seine; f: Paris; g: Reims; h: Trappes; i: Vouziers) et LOESS (ligne continue noire) pour la période 1951-2004.

On retrouve donc les mêmes points d'inflexion dans les séries de précipitations que dans la série de débit de la Seine (Figure 9 A), points d'inflexion également retrouvés dans d'autres études (Mc Cabe and Wolock, 2002; Massei et al., 2007; Massei et al., 2009).

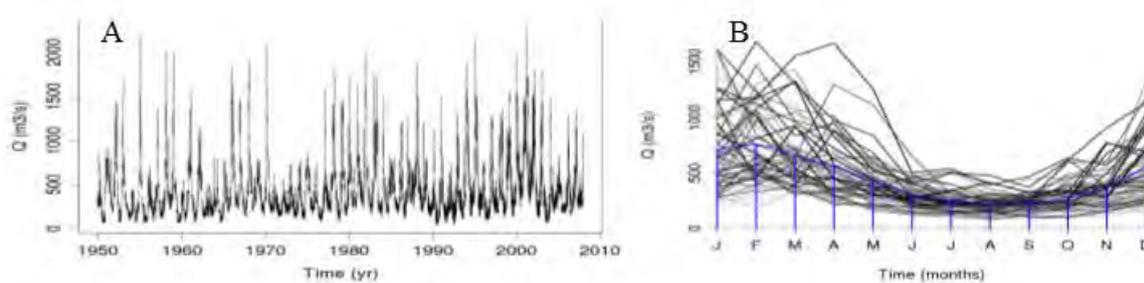


Figure 9: Séries de débits journaliers de la Seine (A); régime hydrologique: hydrogrammes annuels sur l'ensemble de la période d'étude et modules mensuels interannuel (B), d'après Massei et al., 2009)

Le régime hydrologique de la Seine, calculées ici comme un régime moyen interannuel sur la période 1950-2008 (Figure 9 B), affiche un net contraste entre l'hiver et l'été, ce qui est typique du climat pluvio-océanique. Dans la Figure 9 B, une

échelle de couleurs en niveaux de gris est utilisée pour aider à visualiser l'évolution dans le temps sous la forme de régimes: gris clair pour les plus anciens hydrogrammes annuel au noir pour le plus récent hydrogramme annuel, tandis que la ligne bleue sous forme d'histogramme représente la moyenne interannuelle du régime. Il est intéressant de noter que le régime n'est pas souvent - pour ne pas dire jamais - réellement observé. Cela démontre tout à fait un haut degré de variabilité, affectant principalement l'hiver mais aussi les mois de printemps. En fait, seuls les mois d'été (Juillet, Août et Septembre) sont caractérisés par un flux relativement constant au fil des ans au cours de la période 1950-2008. Ces différences portent sur l'amplitude maximale atteinte par le flux pendant les hautes eaux d'une part, mais aussi la position dans le temps du débit mensuel maximal, lesquels peuvent varier considérablement dans le temps en fonction de l'écoulement maximal obtenu pour le régime moyen interannuel de Février. Les changements observés dans l'amplitude et la fréquence du temps de l'écoulement mensuel maximal pendant les mois d'hiver, souligne une forte variabilité dans la période ainsi qu'un comportement non stationnaire du débit de la Seine.

L'évolution temporelle des valeurs annuelles extrêmes et moyennes, à savoir le minimum, le maximum et le débit moyen annuel, est analysée comme caractéristiques-clés pour décrire les changements dans le comportement global hydrologique de la Seine (Figure 10). Ici, les variables sont représentées comme des variations autour de la moyenne de chaque série annuelle de maximum, minimum et de débit moyen et ne sont pas normalisées, afin de préserver l'information sur les débits. Il semble difficile de détecter toute variation interannuelle bien structurée dans ces séries. Toutefois, un passage de valeurs inférieures à des valeurs supérieures aux valeurs moyennes peut être observé pour les séries maximales et moyennes annuelles dans le milieu des années 1970. Cela peut être confirmé par l'application d'un ajustement LOESS, qui met en évidence ce changement global, comme un comportement de tendance. Une telle tendance est également visible dans la série minimale annuelle, bien que de façon beaucoup moins nette que pour les séries maximale et moyenne.

En bref, les extrema annuels et les valeurs moyennes de flux semblent tous être affectés par une augmentation de l'amplitude de mouvement, d'en dessous à au-dessus de la moyenne à partir des années 1970. McCabe et Wolock (2002) a atteint le même type de conclusion dans l'analyse des débits dans des bassins versants

relativement libre de l'influence anthropique, et interprété leurs résultats comme une étape - plutôt qu'une progression - d'une augmentation annuelle minimale, maximale et médiane caractéristique de l'écoulement annuel à partir de 1970 aux États-Unis. Dans ce cas, il n'est pas simple de conclure qu'il s'agit soit d'une étape ou d'un changement progressif. Toutefois, une analyse plus précise des modes dominants de la variabilité expliquant l'évolution temporelle du flux donnerait une meilleure idée de la nature des changements observés.

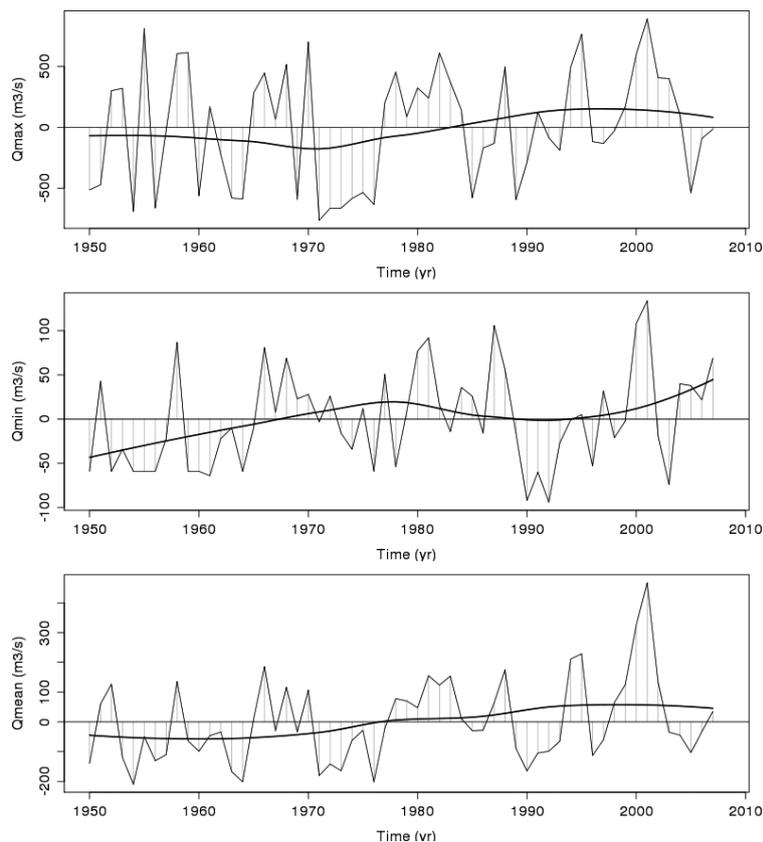


Figure 10: Chroniques annuelles de la Seine (de haut en bas: débit maximum, minimum et moyen annuel). Pour chaque chronique, une analyse de LOESS montrent un changement de tendance d'anomalie négative à positive aux alentours de 1970. (Massei et al., 2009)

II.2. LIEN AVEC LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES

Les discontinuités mentionnées précédemment sont généralement associées à l'impact des fluctuations climatiques (Serreze et al., 2000; Schwing et al., 2002; Daskalov, 2003; Alheit and Niquen, 2004; Dickson and Osterhus, 2007; Alexander et al., 2008). En Europe, ces variations climatiques sont associées dans la littérature à la NAO (Kingston et al., 2007; Hurrell and Van Loon, 1997; Ulbrich et al.,

1999;Massei et al., 2007; Massei et al., 2009). L'étude de la NAO sur la même période d'étude que les précipitations et le débit de la Seine (Figure 11 , Massei et al., 2009) montre effectivement l'existence de points d'inflexion similaires à celles observées dans les précipitations et le débit de la Seine.

II.2.1. Relation NAO/précipitations

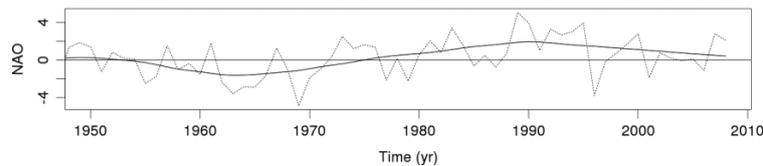


Figure 11: Lissage par régression locale LOESS montrant une tendance du passage d'anomalies négatives à des anomalies positives aux alentours de 1970 (Massei et al., 2009)

Afin d'étudier la relation potentielle de la NAO aux précipitations, nous calculons la cohérence par ondelettes est utilisée sur les différentes chroniques (Figure 12). Celles-ci nous permettent de distinguer trois périodes distinctes: avant 1970, entre 1970 et 1990 et après 1990. Ces périodes se distinguent par l'existence ou la non-existence de corrélations significatives de deux bandes de périodes spécifiques, à 5-9 et 16-20 ans. Ainsi, la période avant 1970 se caractérise, pour la majorité des stations étudiées, par une absence de cohérence significative NAO/précipitations pour la bande à 5-9 ans, ainsi que pour la bande à 16-20 ans, bien qu'il existe des spots de corrélation forte pour ces deux signaux (et donc l'existence d'une influence de la NAO sur les précipitations, bien que non-significative). La période 1970-1990 se caractérise, au contraire, par une absence de corrélation significative pour la bande à 5-9 ans et par l'existence d'une corrélation significative pour la bande à 16-20 ans. Enfin, la période après 1990 se caractérise par l'existence de corrélations significatives pour les bandes à 5-9 ans et 16-20 ans.

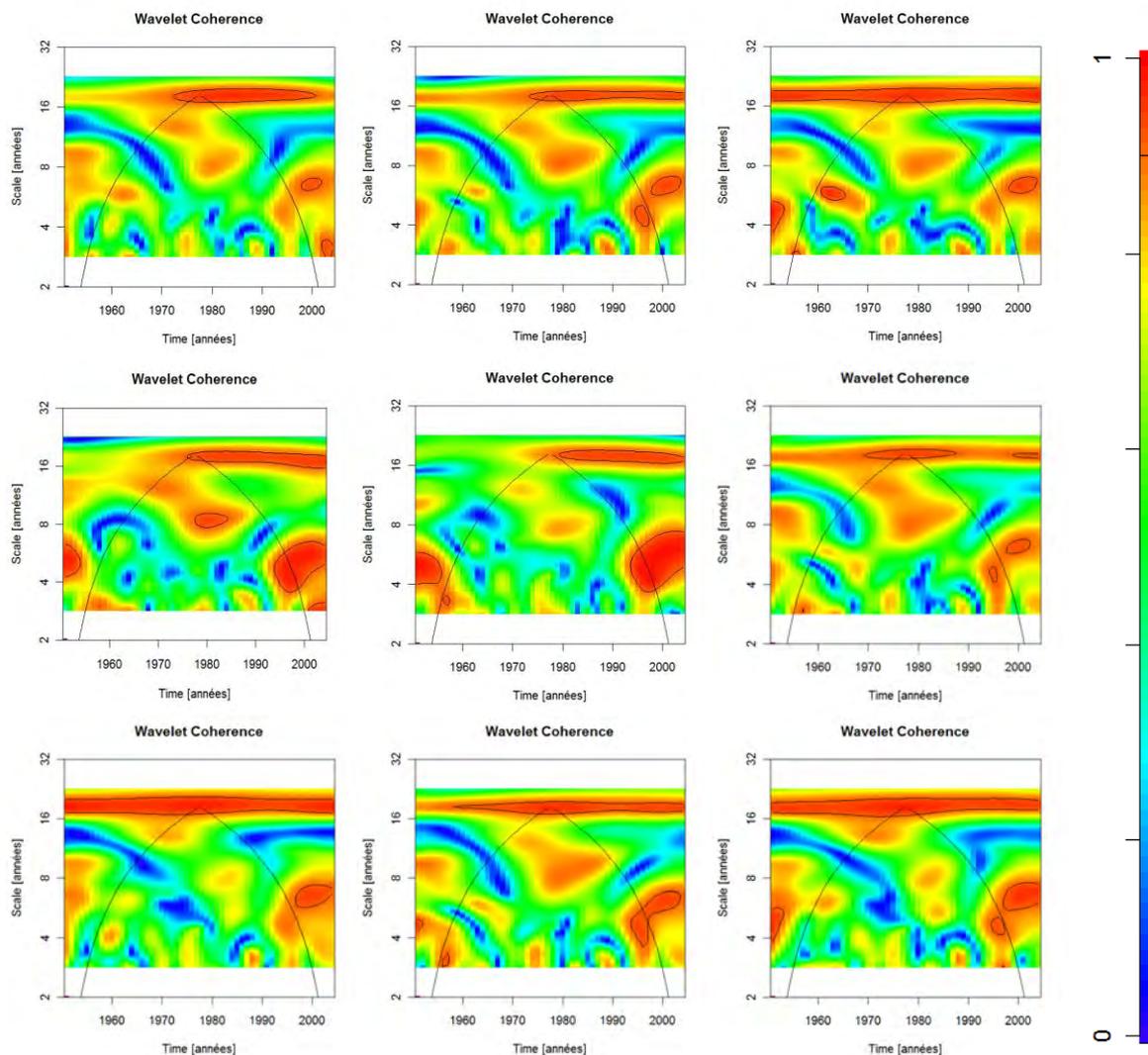


Figure 12 : Analyse de cohérence par ondelettes entre la NAO d'hiver (décembre à mars) et les précipitations annuelles d'hiver des stations étudiées (a : Beauvais-Tille; b : Bretigny-sur-Orge; c : Chartres; d : Chatillon-Coligny; e : Chatillon-sur-Seine; f : Paris; g : Reims; h : Trappes; i : Vouziers) entre 1951 et 2004.

De plus, on constate une augmentation nette de la valeur de corrélation entre les précipitations et la NAO après les années 1970, rappelant le point d'inflexion précédemment observé dans les précipitations et la NAO par l'intermédiaire de la régression de LOESS.

Les modes de variabilité interannuelle 5-9 et 16-20 ans expliquent respectivement 20% et 5% de la variance totale des précipitations sur la période 1951-2004.

II.2.2. Relation NAO/débit

Une analyse par ondelettes continue des débits journaliers montre des structures très nettes aux échelles interannuelles avec des composantes spectrales de l'ordre de 17 ans, 5-9 ans, en plus de la cyclicité annuelle très marquée (Figure 14). Ces structures interannuelles existent aussi dans les précipitations (Figure 13), ainsi que dans les chroniques de la NAO annuelle (Figure 15).

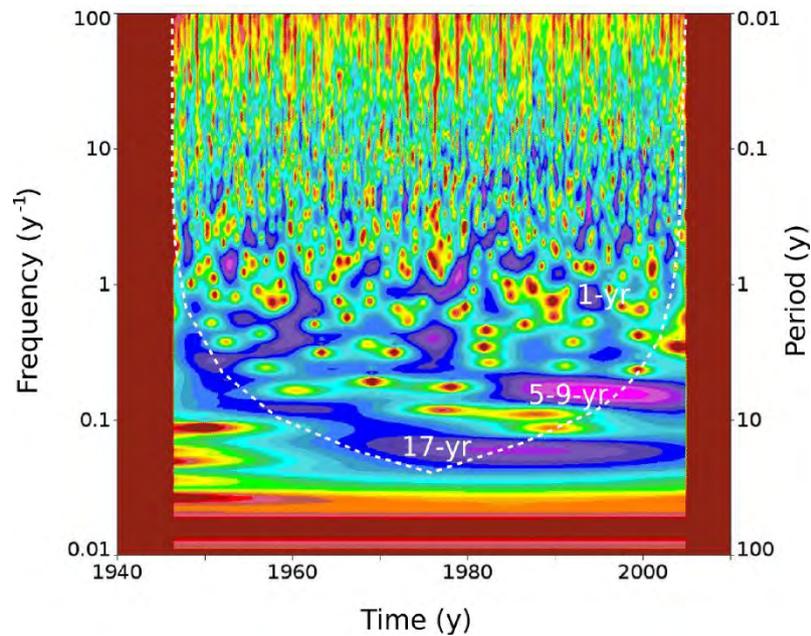


Figure 13: Spectre en ondelettes des précipitations journalières moyennes sur le bassin de la Seine (Massei et al., 2009).

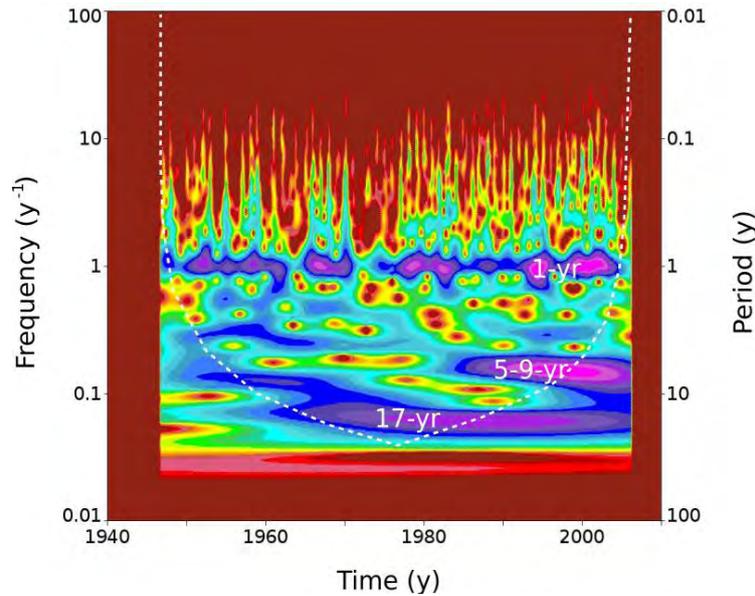


Figure 14: Spectres en ondelettes des débits journaliers de la Seine à Poses (Massei et al., 2009).

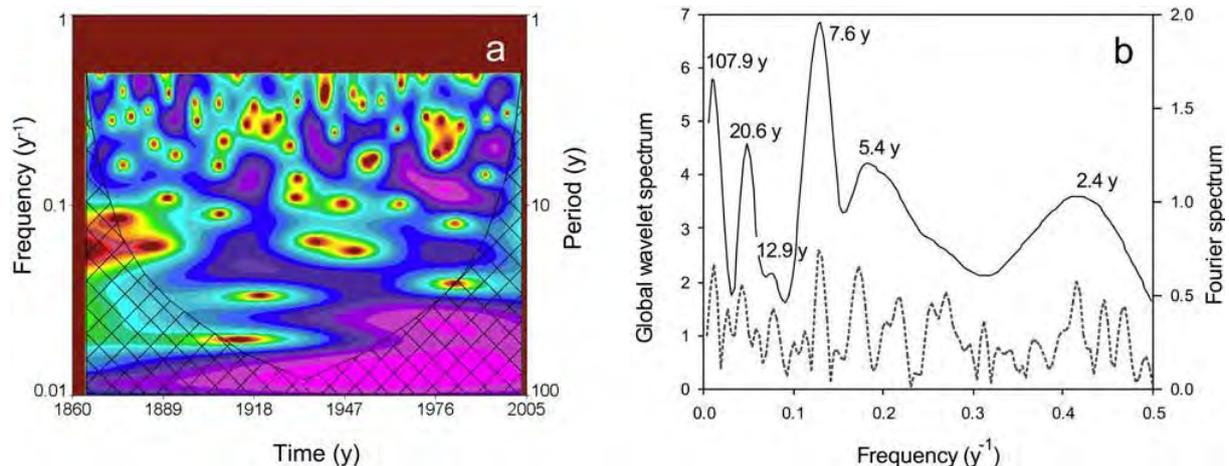


Figure 15: Spectre en ondelettes de l'indice NAO annuel (diagramme temps-fréquence); (b) spectre en ondelettes global (noir) et spectre de Fourier (gris pointillé) de l'indice NAO annuel (Massei et al., 2007)

Les relations entre la NAO et les paramètres du cycle hydrologique sont peu évidentes a priori, en raison du nombre et de la complexité des mécanismes physiques en jeu (Kingston et al., 2006; Kingston et al., 2007), susceptibles d'induire un degré élevé de non-linéarité et de non-stationnarité dans les relations étudiées (Gamiz-Fortis et al., 2008; Massei et al., 2007).

La reconstruction des composantes interannuelles et tendanciennes du débit journalier de la Seine et de la NAO montre une bonne adéquation dans les fluctuations des deux signaux, à l'exception de la période entre 1970 et 1990 (Figure 16). En effet, l'intensité et la significativité de la relation NAO/pluie varient dans le

temps, traduisant la complexité des liens entre le régime climatique dominant en hiver et les précipitations par une relation non-stationnaire, induisant par moments une absence de corrélation linéaire. La période entre 1970 et 1990 est reconnue comme une période majeure de changements dans la dynamique du système climatique, observable dans tous les indicateurs de la variabilité du climat, se retrouvant également à l'échelle mondiale, comme en témoignent de nombreuses études récentes (Serreze et al., 2000; Schwing et al., 2002; Daskalov, 2003; Alheit and Niquen, 2004; Dickson and Osterhus, 2007; Alexander et al., 2008). Sur une plus grande durée d'observation, comme dans le cas du débit de la Seine (figure 16), la période 1970-1980, particulièrement, est d'ailleurs caractérisée par un découplage très marqué entre les oscillations interannuelles du débit de la Seine et de la NAO. Si l'on excepte le cycle annuel (qui représente environ 30% de la variance totale du débit journalier), les modes de variabilité interannuels 5-9 et 17 ans permettent alors d'exprimer plus de 35% du débit journalier. En d'autres termes, un tiers de la variance de la série de débit journalier désaisonnalisé de la Seine de 1950 à 2008 serait ainsi lié à la NAO.

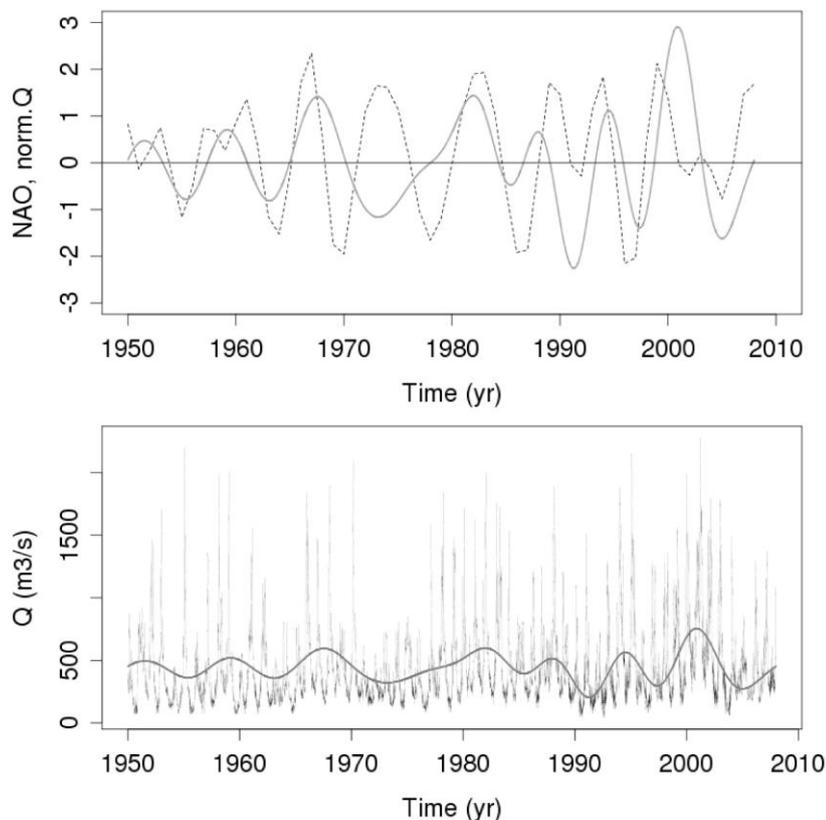


Figure 16: Panneau supérieur: reconstruction et superposition des bandes 5-9 ans et 17 ans caractéristiques du débit de la Seine (gris) et de la NAO annuelle (noir). Panneau inférieur: superposition des composantes 5-9 ans, 17 ans et de la tendance obtenue par filtrage LOESS au débit journalier de la Seine (Massei et al., 2009).

L'identification d'une structuration de la variabilité hydrologique dans le débit de la Seine est un point primordial dans la compréhension de la dynamique hydrologique de la Seine. Dans le cas du Nord de la France, en effet, Renard (2006) montre une similitude flagrante entre niveau de la nappe, minima et maxima annuels du débit de la Lys (Figure 17), et conclut à un probable effet de l'inertie de l'aquifère tout en soulignant la nécessité d'une analyse plus approfondie de ces contributions. L'examen comparatif de l'hydrologie dans la zone de la Lys et de la variabilité du débit de la Seine et de la NAO (Figure 16) démontre des fluctuations équivalentes qui trouvent donc manifestement leur origine directement dans les oscillations du régime climatique de l'Atlantique Nord, et ne résultent pas de contraintes internes inhérentes au système souterrain.

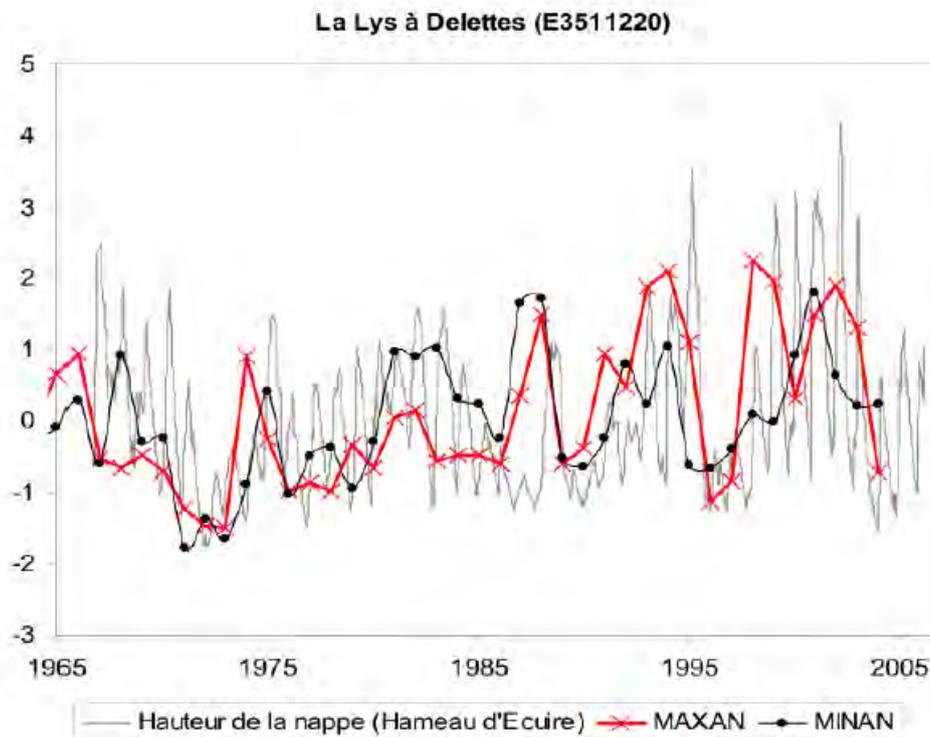


Figure 17: Valeurs centrées-réduites des hauteurs mensuelles de nappe, des minima annuels journaliers et des maxima annuels journaliers. (d'après Renard, 2006).

II.3. INFLUENCE ANTHROPIQUE

Les grands aménagements de la Seine ayant pour but de la rendre plus navigable et plus sûre ont commencé depuis le XIXe siècle suivant différentes phases (Lesourd, 2000). Ces modifications, parfois importantes, ont eu et ont encore

un impact significatif sur le fonctionnement de la Seine, d'un point de vue de l'écoulement des eaux et d'un point de vue de la sédimentation (regroupement de chenaux, tirage d'eau plus important,...). Le but est donc de chercher à en identifier et à en quantifier l'impact.

Cependant, il nous est impossible, dans l'état actuel des connaissances, d'identifier l'impact des aménagements sur les hauteurs d'eau dans la partie Aval de la Seine, les chroniques de marégraphes n'étant pour le moment disponibles qu'à partir de 1989, soit bien après l'ensemble des grands aménagements qui a probablement modifié de façon importante le fonctionnement de la Seine actuelle.

L'usage du barrage de Poses est d'assurer la navigabilité de la partie amont de la Seine, en y maintenant un niveau d'eau de huit mètres à l'écluse, tout en laissant le régime naturel du fleuve s'écouler. Aucun contrôle n'est effectué pour connaître ou chercher à mesurer l'impact de ce barrage sur le fonctionnement hydrologique de la Seine, en amont comme en aval de Poses. Le seul impact probable de ce contrôle concerne les mesures des étiages les plus faibles, les retenues d'eau ne s'effectuant qu'en cas de faible niveau d'eau à l'écluse, impactant, de fait, sur le niveau d'eau en aval de Poses. Les données existantes avant 2004 n'étant cependant pas fiable au niveau des valeurs de débits les plus faibles, il est à l'heure actuelle difficile de quantifier l'impact réel du barrage de Poses sur le fonctionnement hydrologique de la Seine.

La première fonction des « Grands lacs de Seine » est l'écrêtement des crues afin de protéger la région parisienne et réduire les coûts engendrés par de fortes inondations. La seconde fonction des grands lacs de Seine est le soutien du débit à l'étiage. Ainsi, les réservoirs se remplissent de Novembre à Juin et sont vidés de Juillet à Octobre, afin d'assurer, en période d'étiage, un débit moyen à Paris de $70\text{m}^3/\text{s}$. Aucune mesure de l'impact de ce fonctionnement n'est cependant effectuée en aval de Paris, bien que ce contrôle ait, très probablement, une influence sur les valeurs d'étiage de la Seine à Poses et sur sa partie estuarienne.

Les résultats obtenus par la comparaison des années hydrologiques (figure 9), associés aux résultats de l'analyse spectrale des chroniques, montrent que l'essentiel des changements dans le fonctionnement du régime hydrologique de la Seine entre 1950 et 2005 peut être expliqué par les fluctuations climatiques.

II.4. CONCLUSIONS

Les résultats présentés ici montrent que les valeurs de précipitations et de débit de la Seine sont contrôlées par différents facteurs, certains d'origine climatique (telle la NAO) et d'autres très probablement d'origine anthropique.

La NAO seule explique un quart des fluctuations pluriannuelles des précipitations et un tiers de la variabilité du débit journalier de la Seine si l'on excepte la variabilité annuelle. Plus précisément, les deux seuls modes 5-9 ans et 17 ans représentent plus de 40% de toute la variabilité basse-fréquence – i.e. correspondant aux longueurs d'onde supérieures ou égales à 1.2 ans – du débit journalier de la Seine. Ceci se traduit par une augmentation des valeurs du débit (i.e., existence d'une tendance croissante sur la période d'étude) et de sa variance globale. En revanche, l'absence de changement(s) significatif(s) dans le régime hydrologique avant et après les phases de constructions des barrages, ainsi que la concordance temporelle de ses constructions avec les ruptures climatiques ne permettent pas d'identifier l'existence d'un impact anthropique sur le fonctionnement hydrologique de la Seine. Cet impact est toutefois probablement réel, celui-ci étant repérable sur le fonctionnement de la sédimentation de l'estuaire de la Seine (projet RHAPSODIS).

La tendance croissante observée pour le débit de la Seine, attribuée à la NAO, semble en contradiction avec les travaux récents réalisés dans le cadre du projet RexHySS, qui prévoient une diminution moyenne du débit de la Seine en conséquence du changement climatique quelque soit le scénario envisagé. Ceci étant, une analyse de la composition spectrale de la NAO annuelle de 1865 à 2009 montre que la tendance observée entre 1950 et 2005 n'est en fait qu'une composante spectrale de plus long terme ayant atteint un maximum à la fin des années 1980 (Figure 18).

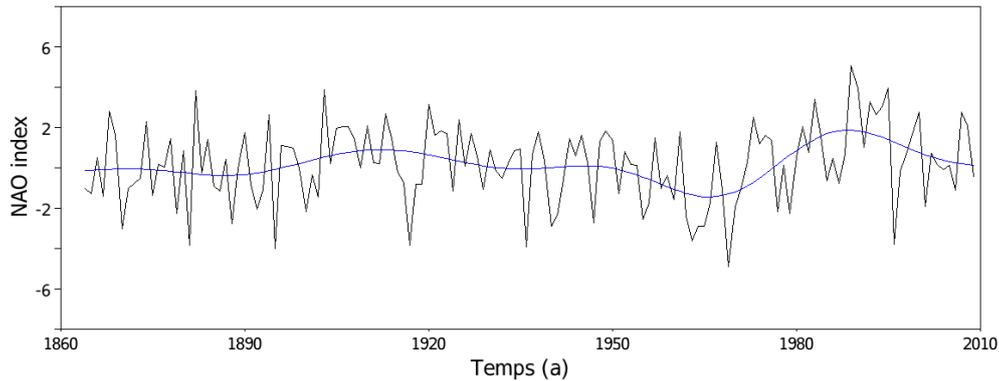


Figure 18: Analyse de la composition spectrale de la NAO annuelle de 1865 à 2009.

CHAPITRE III: VARIABILITE HYDROLOGIQUE AU SEIN DU BASSIN VERSANT INTRA-ESTUARIEN

La partie aval de la Seine, qui s'étend du barrage de Poses à son embouchure, possède la particularité d'être soumis aux fluctuations de la marée, ce qui ne permet pas l'étude direct de son débit. C'est pourquoi nous découperons l'étude des impacts des fluctuations climatiques sur son fonctionnement selon deux approches: la confrontation débit/marée et les apports latéraux de son bassin-versant aval.

III.1. HAUTEUR D'EAU EN SEINE (DONNEES MAREGRAPHIQUES)

L'objectif de ce travail est de mettre en évidence et de quantifier le rôle respectif de la marée, du débit hydrologique et des fluctuations climatiques sur les hauteurs d'eau en différents points de l'estuaire (de Rouen à Honfleur¹). A l'aval du barrage de Poses, la hauteur d'eau est principalement contrôlée par le débit hydrologique (voir chapitre II et Figure 13) et la marée, processus s'exprimant suivant les cycles semi-diurne (12h25 minutes), semi-lunaire (14 jours), lunaire (28 jours) et le cycle équinoxe/solstice (6 mois). Un site de référence, le marégraphe de Brest, est utilisé dans ce rapport afin de présenter un signal peu influencé par les débits (Figure

¹ Les données marégraphiques (données GPMR) sont toutes localisées dans le chenal de navigation, 4 données de hauteur d'eau par jour (2 HM et 2 BM).

16). Afin de quantifier finement ces cyclicités, des analyses sont effectuées en conditions de haute-mer (Figure 19A) et de basse-mer (Figure 19B)

Dans la partie estuarienne de la Seine, on considère en première approche que la marée s'exprime suivant des fréquences inférieures ou égales à 6 mois, les fréquences >6 mois sont associées soit au cycle hydrologique soit aux fluctuations climatiques (cf. Chapitre II). En fonction des bandes de fréquence de chaque processus, leur pourcentage de variance respectif sur les hauteurs d'eau ont été extraits à Honfleur, Tancarville, Caudebec-en-Caux, Duclair et Rouen sur la période Mars 1989 - Décembre 2008 (Figure 20).

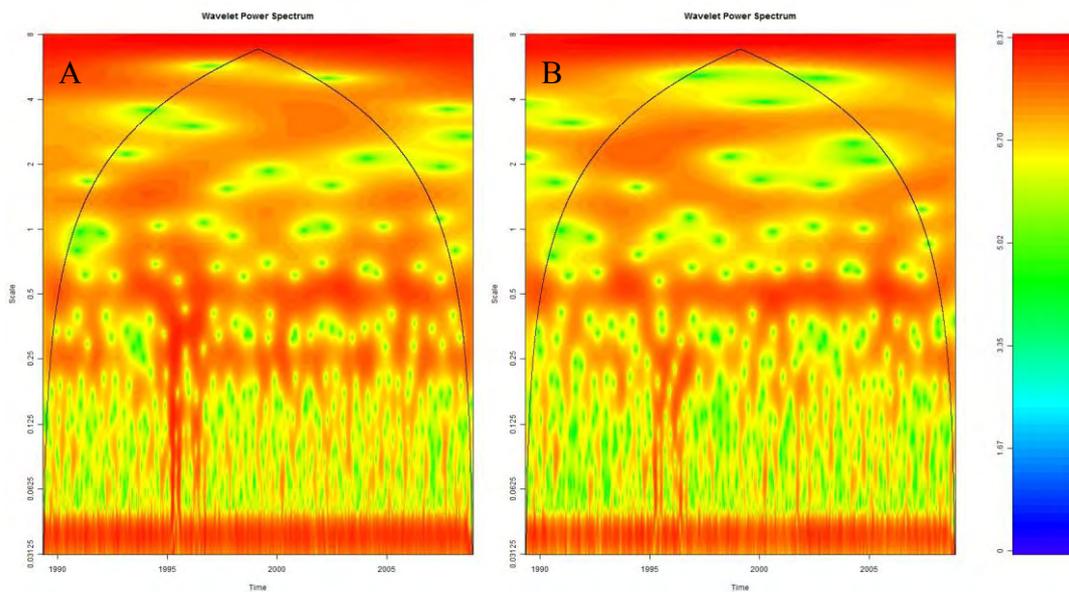


Figure 19: Spectres en ondelettes de la marée mesurée à Brest en condition de basse-mer (A) et de pleine mer (B).

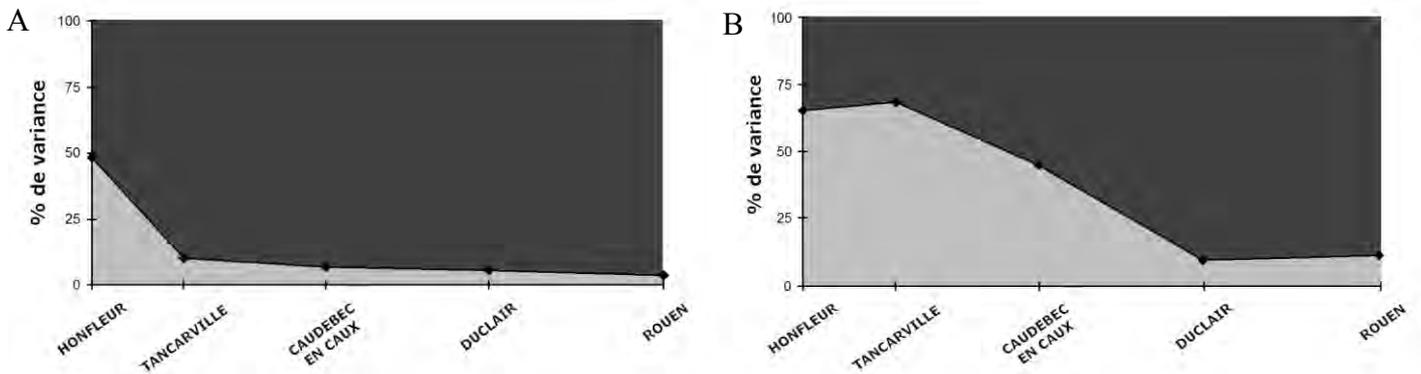


Figure 20: Pourcentage de variance moyenne de la marée (■) et du cycle hydrologique et des fluctuations climatiques (■) en condition de basse-mer (A) et de pleine-mer (B) en fonction de leur localisation géographique.

En condition de basse-mer (Figure 20A), l'influence moyenne est importante au niveau de l'embouchure (48% à Honfleur), puis diminue rapidement vers l'amont (moins de 10% à Tancarville et 4% à Rouen). En condition de haute-mer (Figure 20B), l'influence moyenne de la marée en condition de pleine-mer diminue également vers l'amont entre Honfleur (65% à Honfleur et 11% à Rouen). Toutefois, on note une légère augmentation de l'influence de la marée entre Honfleur (65%) et Tancarville (70%), pouvant être interprété comme l'influence de la morphologie de l'estuaire, qui s'exprime préférentiellement à pleine-mer. Les résultats présentés ici permettent de quantifier à l'aide des % de variance l'influence de la marée d'une part et du cycle hydrologique et des fluctuations climatiques d'autre part. Ce type de distribution d'énergie est de type « Tide-dominated estuary » (Heap et al., 2001). Toutefois, ces résultats nécessitent d'être affinées en (i) prenant en compte le rôle des vagues, (ii) d'affiner la quantification du % de variance du cycle hydrologique et celui des fluctuations climatiques, et (iii) une meilleure prise en compte de l'asymétrie de l'onde de marée en amont de l'estuaire. Ce travail sera affiné dans le cadre du programme PERHICLES, à l'aide des données horaires fournies par le GPMR.

III.2. LES GRANDS TRAITES DE LA VARIABILITE ET DE LA REPONSE HYDROLOGIQUE DES RIVIERES AFFLUENTES A LA SEINE

Dans le bassin intra-estuarien de la Seine, la part des travaux de Mesquita (2009) réalisés dans le cadre du projet Hydroclimat a montré l'existence d'une structuration des débits des petits bassins en Haute-Normandie, affluents à la Seine ou à la Manche. Deux types de comportement sont observés, comme le montrent les fonctions d'autocorrélation calculées à partir des chroniques de débits (Figure 21 b et c): pour certains bassins, la cyclicité annuelle est fortement exprimée et se superpose assez nettement à une fluctuation de plus long terme. Pour d'autres pour certains bassins, la cyclicité annuelle est fortement exprimée et se superpose assez nettement à une fluctuation de plus long terme. Pour d'autres bassins, la cyclicité annuelle est complètement occultée, et seule une oscillation basse-fréquence semble prédominer. Mesquita (2009) a ainsi mis en évidence l'expression de ces

différents modes de variabilité dans ces petits bassins versants et montre, par une analyse en ondelettes continue des chroniques de débit (par exemple pour le bassin versant de l'Austreberthe, Figure 22) que les oscillations dominant les fluctuations de long terme sont héritées des précipitations (Figure 23). D'après la décomposition temps-fréquence, ces fluctuations sont caractérisées par la prééminence d'une bande d'énergie de période centrée sur 6.6 ans depuis la fin des années 1980, avec en outre l'apparition d'un pic de période 2-4 ans et un renforcement du cycle annuel (Figure 23). Ce mode de variabilité 6.6 ans, en particulier, est à rapprocher de la bande 5-9 ans détectée dans les variations du débit de la Seine, qui avait pu être précédemment attribuée à des fluctuations du régime climatique typique de l'Atlantique Nord tel que le décrit la NAO.

Ainsi, les fluctuations interannuelles qui trouvent leur origine dans les oscillations du climat à l'échelle de l'Atlantique Nord et du continent Européen, sont aussi bien observables dans la variabilité du débit des petits bassins versants du domaine intra-estuarien que dans le débit de la Seine à Poses.

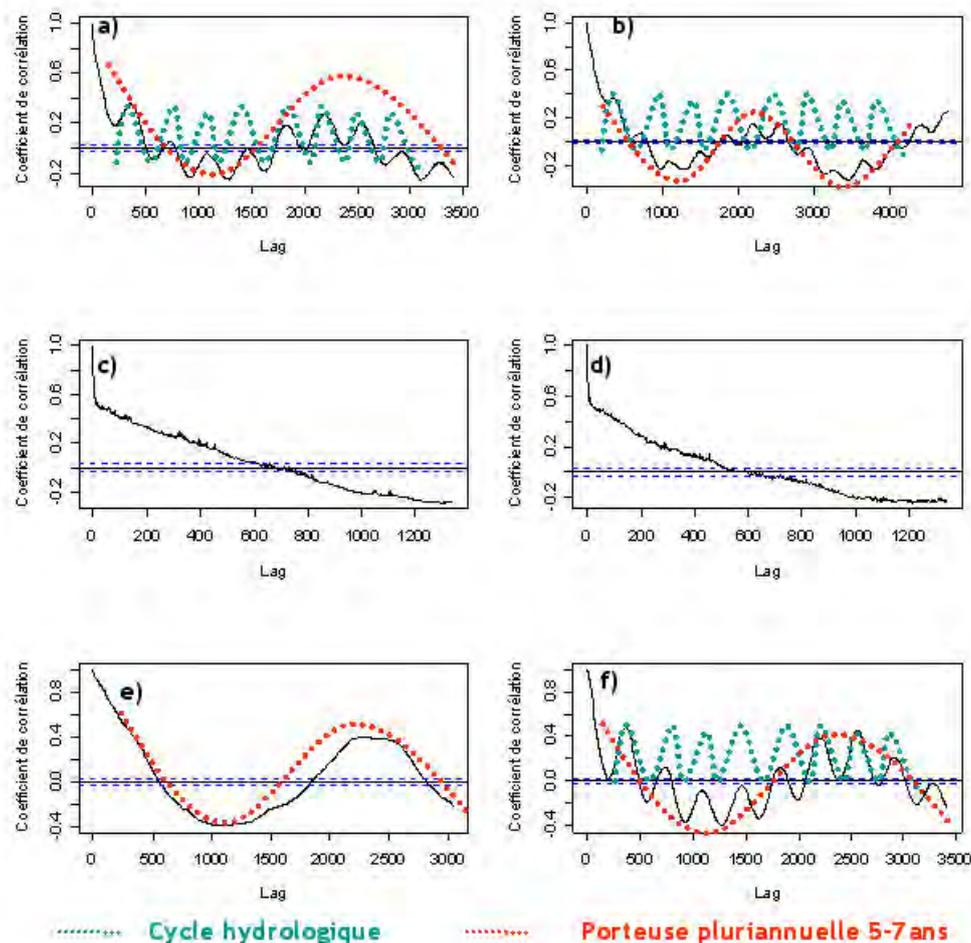


Figure 21: Séries chronologiques, fonctions d'autocorrélation calculées sur les débits des bassins versants de l'Andelle (a), de l'Austreberthe (b), du Commerce (c), du Dun (d), de la Ganzeville (e) et de l'Yères (f)

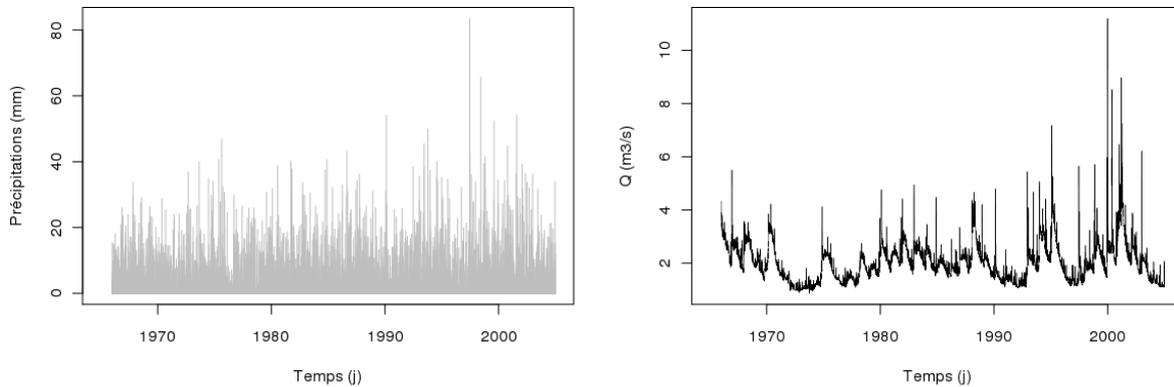


Figure 22: Précipitations et débits journaliers pour le bassin versant de l'Austreberthe (Mesquita, 2009).

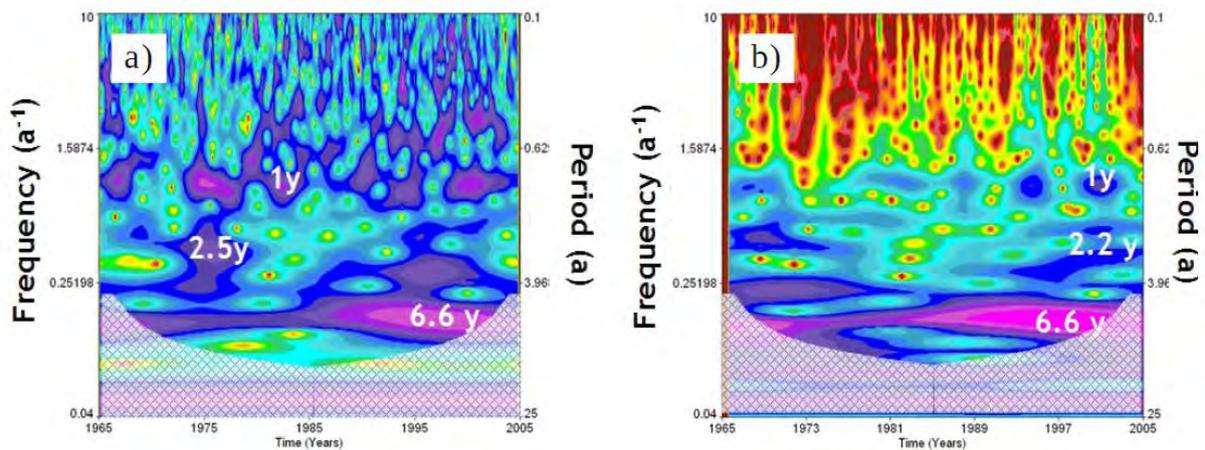


Figure 23: Spectres en ondelettes des précipitations (a) et des débits (b) journaliers pour l'Austreberthe (Mesquita, 2009).

III.3. VARIABILITE DE LA RESERVE DE L'AQUIFERE REGIONAL DE LA CRAIE

Les fluctuations interannuelles affectant les débits des rivières affluentes de la Seine sont donc contrôlées par la dynamique de l'aquifère de la Craie à la faveur d'un contexte géomorphologique spécifique accentuant les interactions surface/souterrain. Slimani, 2009) et Slimani et al., 2009) montrent que la piézométrie de la nappe de la Craie évolue régionalement de manière hétérogène, à

la fois au niveau des plateaux, et entre plateaux et vallées. Dans les deux cas, les causes de cette variabilité différentielle sont différentes.

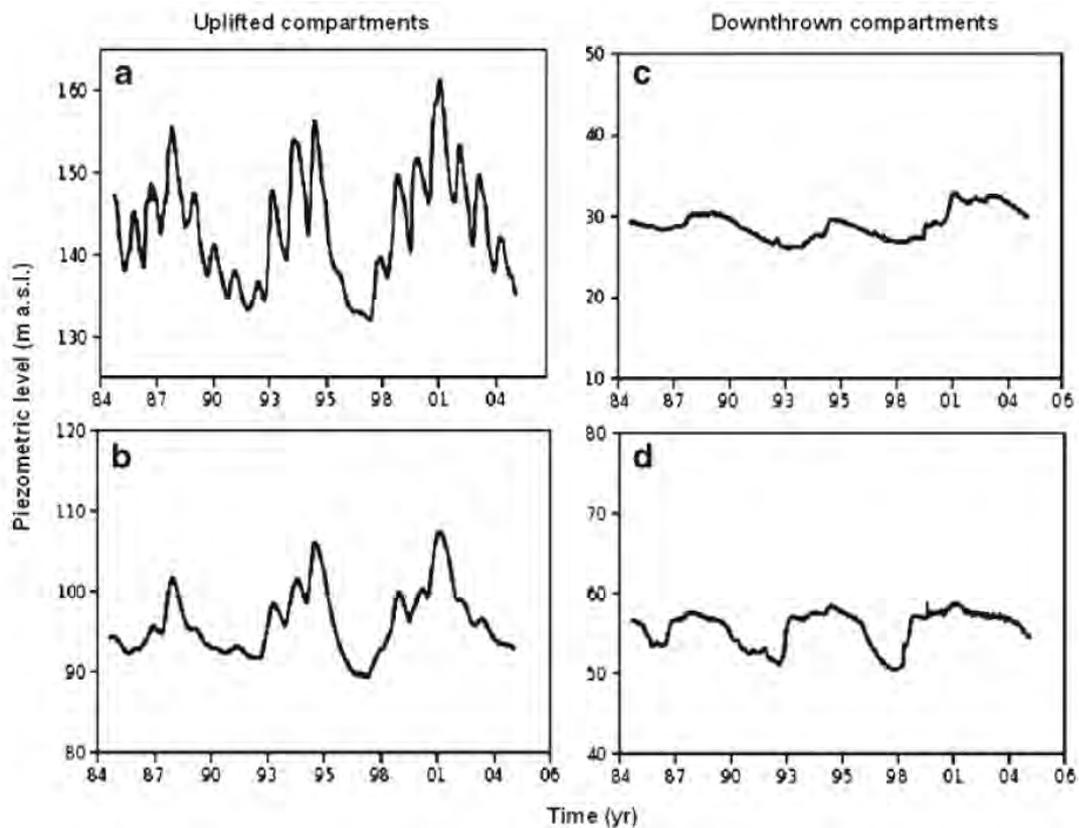


Figure 24: Différents types de réactivité piézométrique dans l'aquifère crayeux karstifié de Haute-Normandie (Slimani et al., 2009).

Au niveau des plateaux crayeux, certains piézomètres filtrent les variations annuelles au profit des fluctuations basse-fréquence interannuelles (Figure 25). Cette variabilité spatiale apparaît comme une fonction des caractéristiques physiques du milieu, hétérogènes à l'échelle régionale et de fait opérant un filtrage différentiel des fluctuations d'origine climatique. Slimani (2009) démontre le rôle prépondérant de l'épaisseur de l'aquifère de la Craie dans le filtrage des composantes climatiques: au niveau des compartiments tectoniques surélevés, l'épaisseur de l'aquifère est faible et l'effet-tampon correspondant est suffisamment faible pour permettre l'expression de la variabilité annuelle.

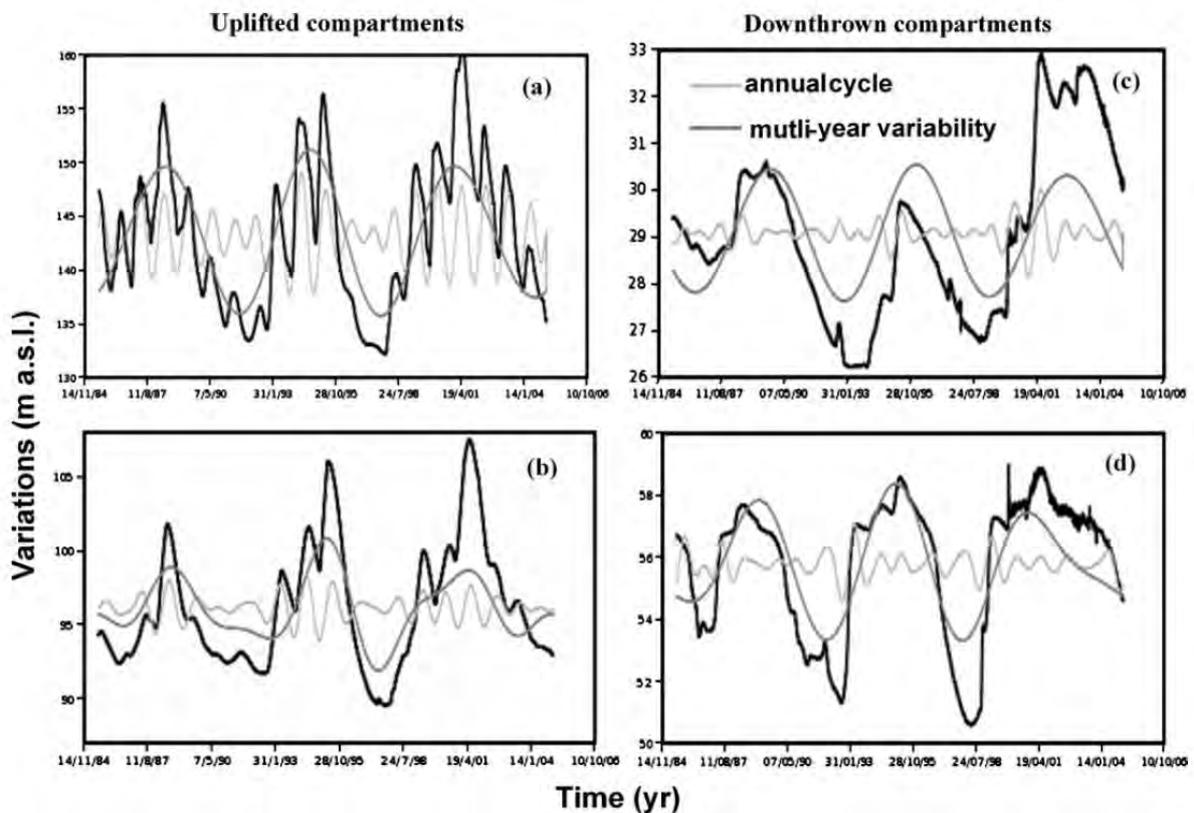


Figure 25: Filtrage et reconstruction par ondelettes des composantes majeurs de la variabilité piézométrique (Slimani et al., 2009).

Au contraire, aux compartiments affaissés correspondent des épaisseurs d'aquifère plus importantes, provoquant un filtrage de type passe-bas nivelant les plus hautes fréquences et donc l'expression du cycle annuel. On retrouve bien ce comportement lorsque l'on s'intéresse aux variations piézométriques de part et d'autre des failles majeures séparant les compartiments tectoniques, même lorsque les piézomètres sont peu éloignés (Figure 26). Le filtrage et la reconstruction

par ondelettes de ces différentes composantes illustre parfaitement cet effet (Figure 25).

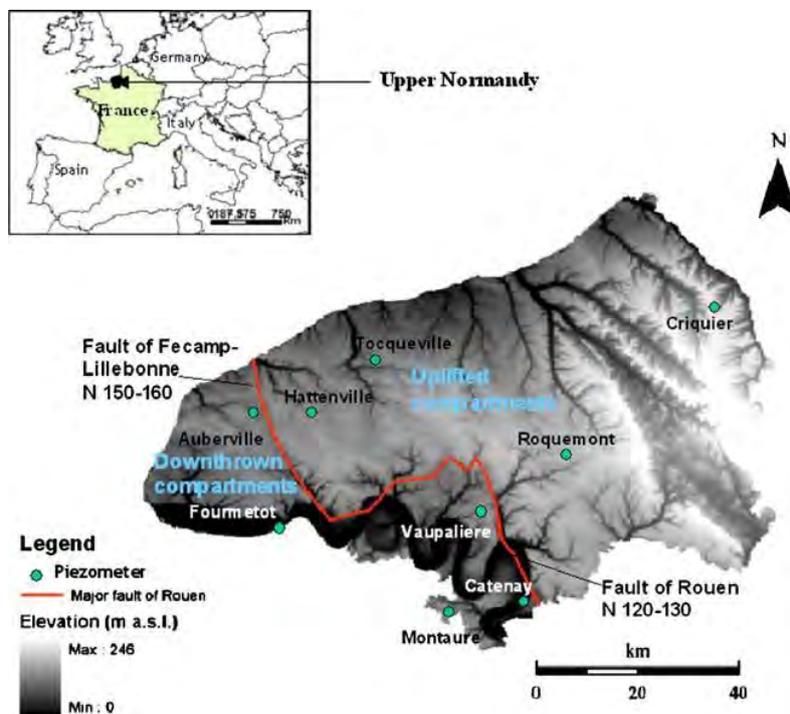


Figure 26: .Positionnement des piézomètres de la Figure 21 selon les compartiments tectoniques dans la région d'étude (Slimani et al., 2009)

Au niveau des avals hydrauliques, Slimani (2009) montre que la piézométrie est généralement affectée par des variations très rapides typiques des zones karstifiées de l'aquifère de la Craie (Figure 27), le karst se développant de façon logique plus fortement au niveau des zones de restitution. Dans l'exemple du piézomètre de Fontaine-le-bourg, localisé en vallée, il est en effet aisé de constater un « bruitage » important de la piézométrie liée à un comportement karstique, ainsi

que des variations de charge relativement faibles (entre 71 et 74 m contre 120 à 160 m pour le piézomètre amont de Roquemont); ces faibles variations d'amplitude de la charge hydraulique sont compatibles avec une très forte transmissivité du milieu en ce point, confirmant ainsi un aval hydraulique très karstifié. Ces fluctuations rapides karstiques se surimposent, sans pour autant les occulter, aux fluctuations basse-fréquence caractéristiques du piézomètre amont (Figure 27).

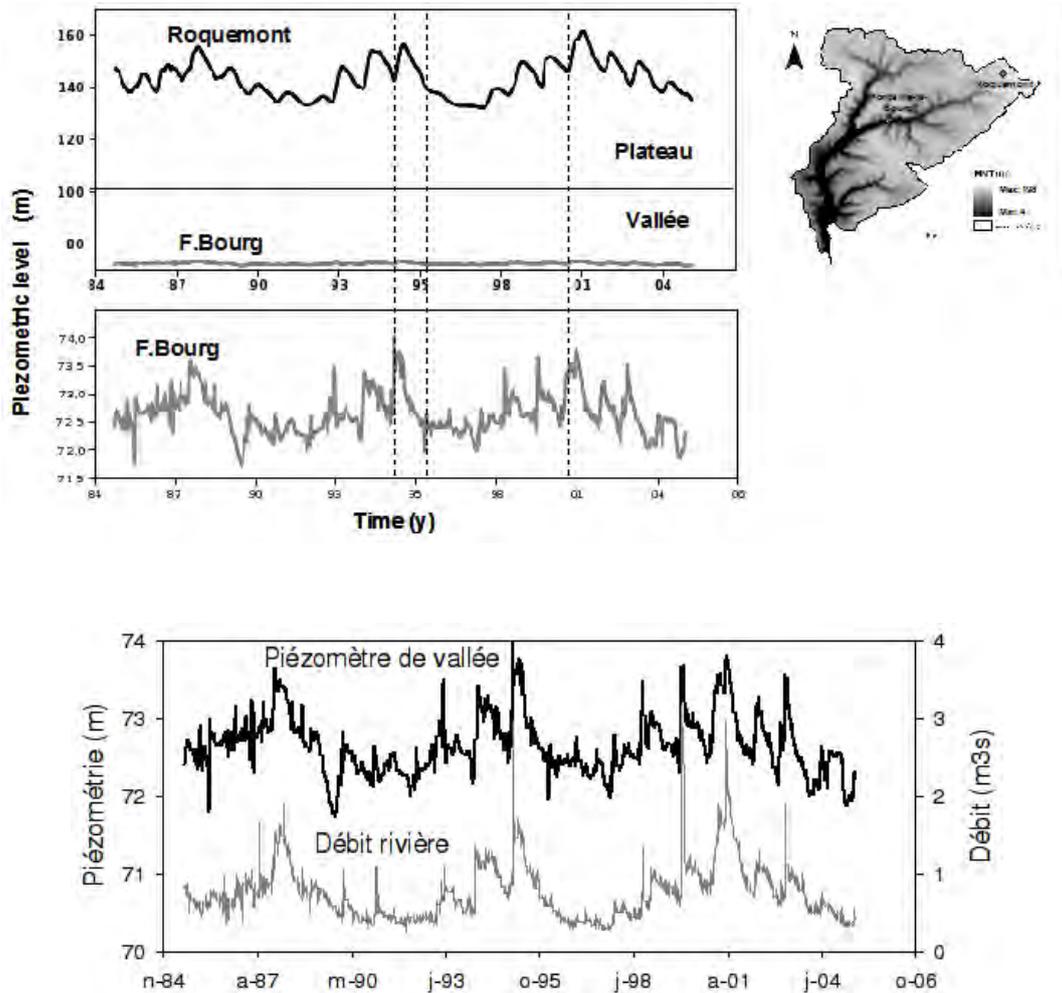


Figure 27: Variabilité piézométrique différentielle entre piézomètres amont et aval (cas du bassin versant du Cailly), d'après Slimani (2009)

Slimani (2009) constate en outre une très bonne adéquation entre la variabilité piézométrique de l'aval hydraulique souterrain et celle du débit de la rivière du bassin correspondant (le Cailly), confirmant donc les résultats de Mesquita (2009) concernant le fort degré d'interaction surface/souterrain et le rôle de l'aquifère dans la génération des débits.

III.4. CONCLUSIONS

Les résultats obtenus sur les hauteurs d'eau indiquent que la part de l'influence climatique sur le fonctionnement hydrologique de la partie aval est tout aussi prépondérante que pour la Seine mesuré à Poses. Ils montrent également que la marée a essentiellement un impact au niveau de l'embouchure, bien que son influence existe jusqu'au barrage de Poses.

Les résultats obtenus par Mesquita (2009) et Slimani (2009) sont à mettre en rapport avec ceux obtenus dans le cadre du projet "Apports latéraux". Ceux-ci indiquent en effet que ces apports augmentent la valeur du débit de la Seine mesuré à Poses de 19 à 144% lors des périodes d'étiage de la Seine les plus sévères, soulignant ainsi le rôle déterminant de l'aquifère de la craie sur le soutien du débit de la Seine et plus généralement sur le fonctionnement hydrologique de la Seine dans sa partie aval intra-estuarienne.

Ces résultats ouvrent la porte à l'étude de la variabilité à long terme sous l'influence des fluctuations climatiques et du forçage hydrologique général sur l'estuaire par l'intermédiaire d'étude modélisatrice du comportement du milieu (projet PERHICLES)

CHAPITRE IV: ORIGINE GLOBALE DES MODES DOMINANTS DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DE LA SEINE ET DE SON ESTUAIRE

IV.1. LES GRANDS MODES DE VARIABILITE ET LA STRUCTURE SPECTRALE DES PRECIPITATIONS A L'ECHELLE DE L'EUROPE

Nous avons montré dans les chapitres précédents que les principaux modes de variabilité interannuelle du débit de la Seine, de la dynamique hydrologique dans le bassin intra-estuarien et des précipitations dans le bassin de la Seine étaient identiques et trouvaient leur origine dans les fluctuations des régimes climatiques caractéristiques de l'Europe de l'Ouest tel que décrit par la NAO. Fritier (2008) a tenté une généralisation à l'échelle européenne de l'approche comparative NAO/précipitations sur la base d'un jeu de données comprenant 62 stations pluviométriques en Europe (Figure 28).

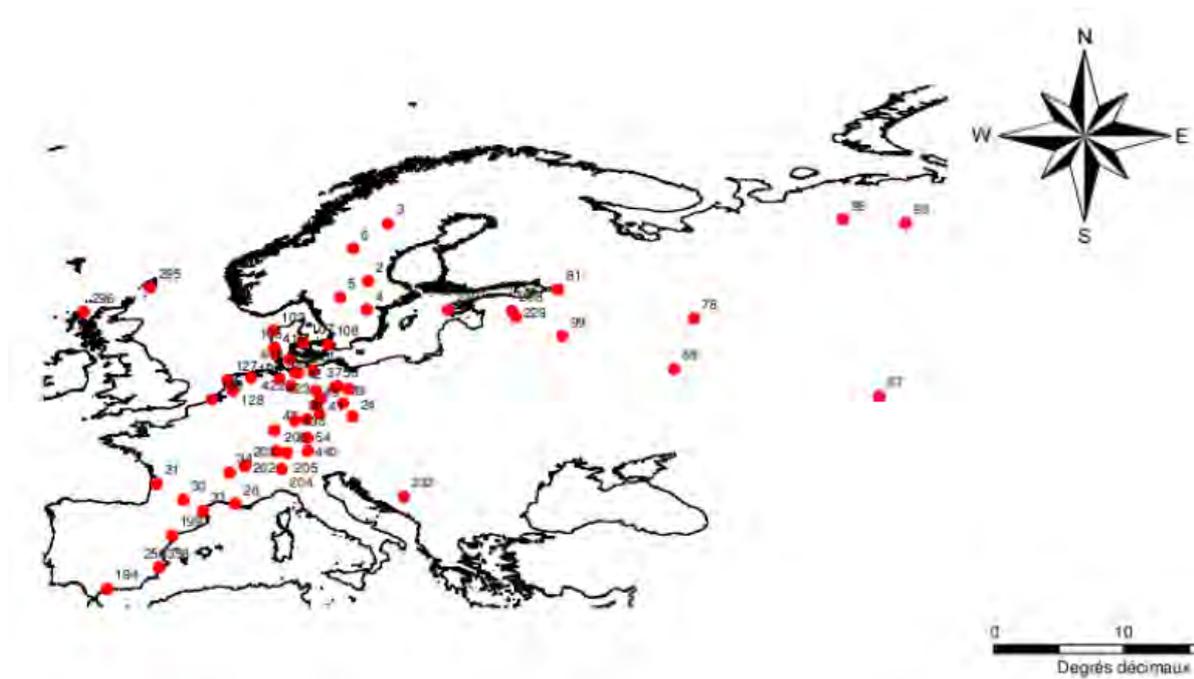


Figure 28: Stations pluviométriques sélectionnées l'analyse de séries chronologiques de précipitations (Fritier, 2008).

L'estimation du degré de corrélation linéaire entre NAO mensuelle et chacune des 62 séries de précipitations journalières mensualisées est réalisée par une analyse de cohérence par ondelettes entre les différentes séries de précipitations et la série de NAO. Les diagrammes temps/échelles obtenus montrent l'évolution des valeurs de cohérence au cours du temps pour différents niveaux d'échelle (Figure 29): dans cette illustration, représentative de la plupart des stations pluviométriques analysées, on retrouve une forte cohérence pour des échelles comprises entre environ 4 et 8 ans à partir des années 1985-90 jusqu'à la fin de la période d'étude, de façon similaire à ce qui a pu être observé au niveau de la Seine et de son estuaire. De l'énergie est également présente pour des niveaux d'échelle inférieure (autour d'1 an).

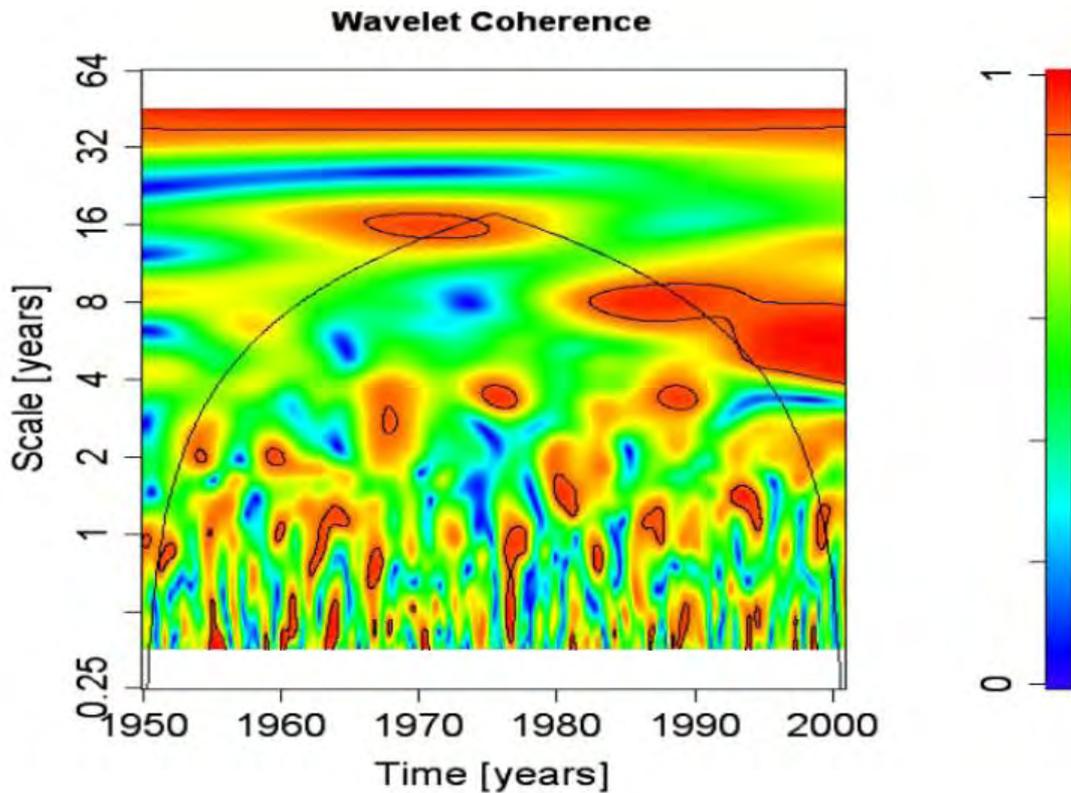


Figure 29: Spectre de cohérence par ondelettes entre précipitations et NAO annuelles (Fritier, 2008).

A partir de ces observations, et à l'instar de la démarche présentée précédemment, des discontinuités majeures peuvent être identifiées, affectant des bandes spectrales spécifiques. Ainsi, deux ruptures vers 1970-75 et 1990 sont là encore détectées. Etendus à l'ensemble des 62 stations pluviométriques, les résultats des calculs de cohérence permettent d'établir que la cohérence moyenne NAO/précipitations pour les bandes spectrales de forte cohérence tend généralement à augmenter en Europe entre 1950 et 2000 (Figure 30). Ce renforcement général de la cohérence entre les fluctuations de l'indice NAO et les précipitations à partir des années 1990 apparaît à une période reconnue de phase NAO fortement positive; il se traduit donc par des oscillations similaires sur des échelles d'environ 1 an, 2-3 ans et 5-7 ans.

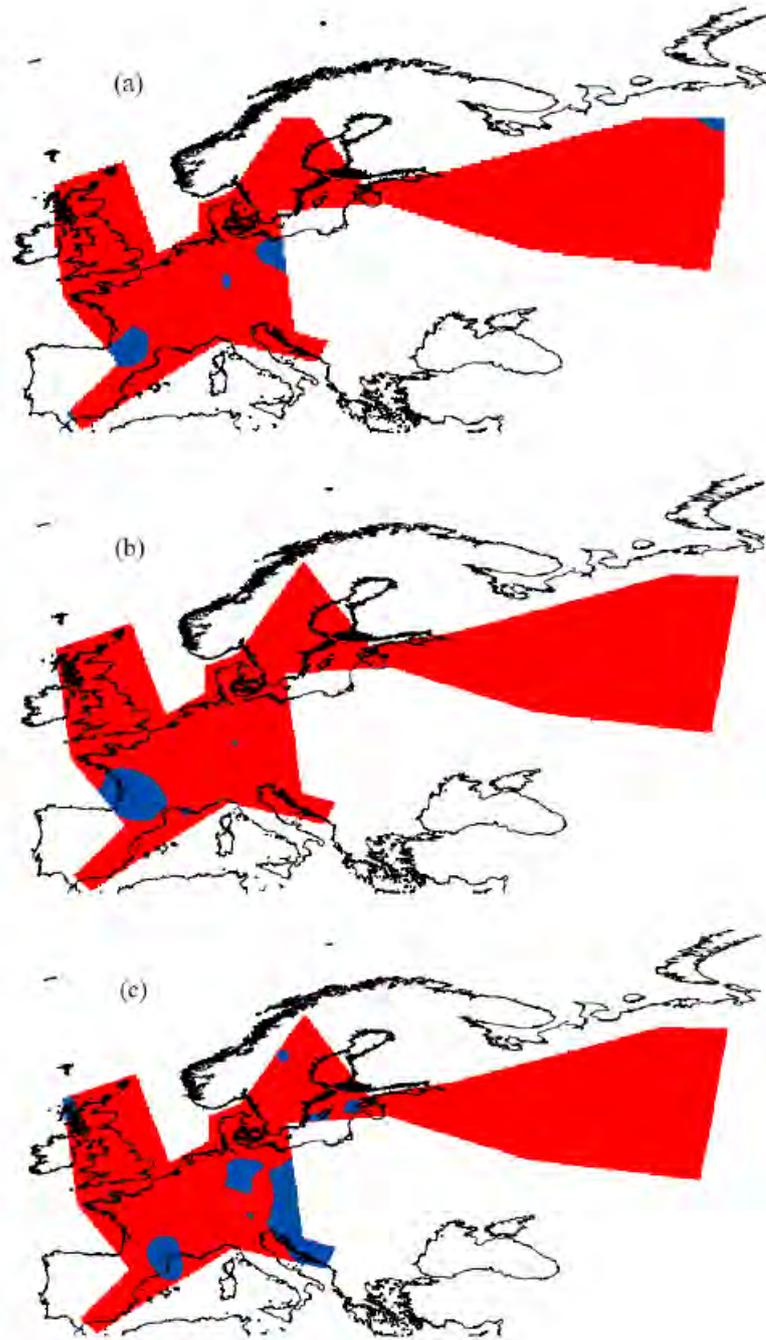


Figure 30: Distribution spatiale de la différence de cohérence sur les bandes 1 an (a), 2-3 ans (b) et 5-7 ans (c), entre les périodes 1950-1970 et 1980-2000 (Fritier, 2008): les zones rouges indiquent un accroissement de la cohérence entre NAO et précipitations pour la période 1980-2000 par rapport à la période 1950-1970. Les zones bleues indiquent au contraire une perte de cohérence.

Ces modes de variabilité correspondent à ceux mis en évidence dans les séries de précipitations du bassin versant de la Seine, ce qui démontre une conservation des caractéristiques interannuelles de la variabilité hydrométéorologique de l'échelle locale (bassin versant intra-estuarien de la Seine) à

l'échelle régionale (bassin versant de la Seine dans son ensemble), voire globale (Europe de l'Ouest).

IV.2. CONCLUSIONS

Les résultats obtenus dans ce chapitre, obtenus à des échelles différentes, indiquent les mêmes constats que ceux obtenus pour le bassin versant de la Seine dans les chapitres précédents. Les fluctuations climatiques reconnues dans le bassin versant de la Seine correspondent donc bien à des fluctuations climatiques globales, retrouvées partout dans le monde, avec des conséquences plus ou moins importantes localement.

DISCUSSIONS ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Dans le projet Hydroclimat, nous nous sommes attachés à la recherche d'un déterminisme climatique dans la caractérisation de la variabilité hydrologique de la Seine et des différents compartiments hydrologiques de son bassin intra-estuarien. Nous avons pu démontrer que des modes de variabilité interannuels expliquaient une part non négligeable de la variabilité hydrologique. Ces modes ont été identifiés sous la forme de composantes spectrales caractéristiques du régime climatique dominant en Atlantique Nord et à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, décrit par la NAO. Les composantes spectrales concernées, sur la période 1950-2005, sont de l'ordre de 5-9 ans et 17 ans. En outre, une tendance présente dans la NAO se traduit par le passage de phases en moyenne négatives avant le milieu des années 70 à des phases en moyenne positives après cette période. Dans le débit de la Seine, des rivières affluentes et du niveau de la nappe de la Craie, cette même tendance caractérise le passage d'anomalies négatives (i.e., déficits hydriques par rapport à la moyenne sur la période d'étude) à des anomalies positives (excédents hydriques). Cette tendance caractérise donc une augmentation du débit de la Seine à Poses et des hydrosystèmes adjacents dans le domaine intra-estuarien. Nos investigations ont également montré que les modes de variabilité détectés dans les débits et niveaux de nappe sont sans réelle surprise retrouvés dans les précipitations journalières sur le bassin versant de la Seine, dans le Nord-Ouest de la France, mais aussi à l'échelle de nombreuses stations pluviométriques en Europe, plus particulièrement au niveau de la façade Ouest (Massei et al., 2007; Massei et al., 2009; Fritier, 2008; Fritier et al., acceptée).

Toutefois, l'examen de la NAO annuelle des mois d'hiver de 1865 à 2009 révèle que la tendance mentionnée ci-dessus s'avère correspondre à une fluctuation non périodique de basse fréquences dont la variance a fortement augmenté en fin de siècle dernier, environ depuis les années 60 (Figure 18). Ce fort accroissement de la variabilité de la NAO est à relier avec l'apparition bien connue de phases anormalement positives de la NAO, phénomène atteignant apparemment son apogée vers la fin des années 90, qui constitue l'un des indicateurs d'un changement climatique. Nous n'entrerons pas ici dans le débat de l'origine du changement climatique et nous contenterons de constater qu'en effet, les différents indicateurs climatiques – telle que la NAO – montrent un changement en termes d'amplitude des

valeurs. Ayant démontré et quantifié le lien, pour la période 1950-2005, entre fluctuations climatiques et régimes hydrométéorologiques dans le bassin de la Seine, nous avons pu construire un modèle d'évolution du débit annuel de la Seine à Poses sur la période considérée. Ce modèle est basé sur une reconstruction paramétrique de la composition spectrale de la série de débit annuel de la Seine. Dans un premier temps, différents algorithmes de reconstruction du contenu spectral du signal sont testés. Le modèle retenu est celui pour lequel l'optimisation donne le meilleur ajustement. Il s'agit d'un modèle autorégressif composé de 16 sinusoïdes ($R^2=0.96$). Le modèle paramétrique est donc basé sur une structuration spectrale post-changement climatique, puisqu'il est construit pour reproduire la structuration observée (i.e., le renforcement de la variance en fin de siècle dernier), telle que décrite durant les phases précédentes du projet. Ainsi construit, il tient compte de ce changement dans le débit de la Seine, qui en comporte donc la signature et les effets décrits plus haut. En propageant la structuration spectrale modélisée jusqu'à un temps donné (ici, 2100), il est possible d'envisager et de discuter un scénario d'évolution éventuelle. Le modèle montre une diminution du débit moyen journalier annuel de la Seine à Poses, de 444 m³/s en moyenne pour la période 1951-2007 à 358 m³/s en moyenne pour la période 2070-2100, ce qui correspond à une diminution du débit annuel de l'ordre de 86 m³/s, soit 19% par rapport au débit de la période 1951-2007 (Figure 31). Les limites de confiance indiquées montrent cependant que l'incertitude devient rapidement très importante.

Notons ici que le modèle utilisé ici sous-entend une stationnarité du processus de changement engagé à l'échelle de la période 2010-2100: en d'autres termes, le modèle considère que tout le changement est d'ores et déjà acquis dans la période des observations 1951-2007, et étant basé sur des données observées ne prend en compte aucun changement postérieur aux observations. Selon cette hypothèse de travail, suivant laquelle la variabilité hydrologique de la Seine est d'ores et déjà porteuse de l'impact d'un changement climatique, les résultats obtenus rejoignent dans une certaine mesure ceux obtenus dans le cadre du projet RexHySS (Ducharne et al., 2009).

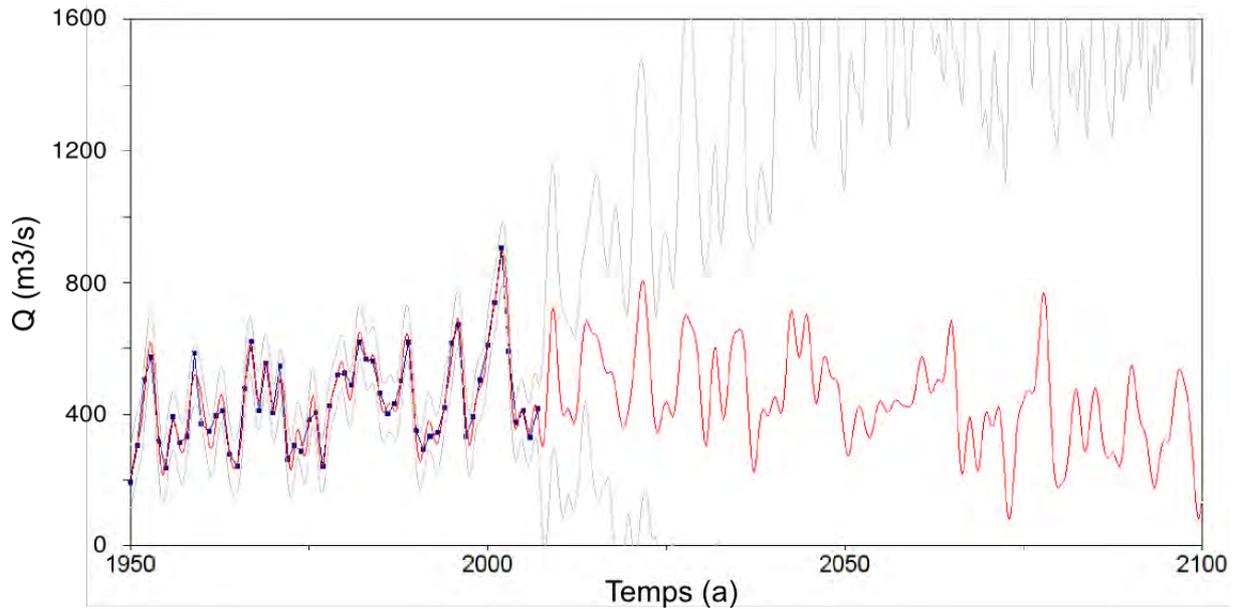


Figure 31: modèle paramétrique sinusoïdal d'évolution du débit moyen journalier annuel de la Seine par reconstruction et optimisation de la structuration spectrale du débit observé. Un bon ajustement ($R^2=0.96$) est obtenu sur la période 1951-2007 entre débit simulé (en rouge) - étendu par la suite à 2100 - et débit observé (en noir). En gris: intervalle de confiance à 95%.

Cette approche n'a été menée qu'à l'échelle annuelle en raison du fait que l'aspect déterministe pris en compte ici ne porte que sur les fluctuations interannuelles. Les échelles infra-annuelles et événementielles (hautes fréquences) ne sont donc pas traitées sous cet angle. De même, les événements extrêmes ne sont pas pris en considération. En effet, ils correspondent d'une part à des événements exceptionnels de courte durée (événements pluvieux forts, tempêtes, etc). D'autre part, dans le cas de la Seine et plus généralement du Nord de la France, ceux-ci sont également produits par des effets d'inertie qui conduisent à des hauts niveaux exceptionnels, essentiellement en raison du fort soutien par les nappes (Renard, 2006; Mesquita 2009; Slimani, 2009), dans le cas de la Seine et plus généralement du Nord de la France. Toutefois, nous envisageons dans le cadre du projet PERHICLES d'approfondir cet aspect, en explorant notamment la possibilité de combiner les approches déterministes pour la structuration basse-fréquence envisagée sous l'angle déterministe et les approches stochastiques appliquées aux précipitations et à la variabilité haute-fréquence du débit.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexander, M. et al., 2008. Decadal variability in the northeast Pacific in a physical ecosystem model: Role of mixed layer depth and trophic interactions. *Journal of Geophysical Research – Oceans*, 113.
- Alheit, J. and Niquen, M., 2004. Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem. *Progress In Oceanography*, 60(2-4): 201-222.
- Anctil, F. and Coulibaly, P., 2004. Wavelet Analysis of the Interannual Variability in Southern Québec Streamflow. *Journal of Climate*, 17: 163–173.
- Andreo, B. et al., 2006. Climatic and hydrological variations during the last 117-166 years in the south of the Iberian Peninsula, from spectral and correlation analyses and continuous wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 324(1-4): 24-39.
- Avoine, J., 1981. L'estuaire de Seine: sédiments et dynamique sédimentaire, Université de Caen, 236 pp.
- Bakalowicz, M., 1973. La rivière souterraine des Fourneaux (Venizy, Yonne): influence d'un pompage sur son écoulement et ses caractères physico-chimiques. *Annales de Spéléologie*, 28(3): 349-360.
- Breaker, L.C., Liu, P.C. and Torrence, C., 2001. Intraseasonal oscillations in sea surface temperature, wind stress, and sea level off the central California coast. *Continental Shelf Research*, 21(6-7): 727-750.
- Calba, F., 1980. Hydrogéologie du karst crayeux du pays de Caux (France). Etude de deux bassins. . Paris, Thèse de doctorat. Université de Paris VI, Paris.
- Calba, F., Charrière, G., Conrad, G., Lefebvre, D. and Rodet, J., 1979. Relations entre le développement du karts de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du pays de Caux. *Bulletin trimestriel de la société de géologie de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 66(4): 45-68.
- Chambers, D.P., Mehlhaff, C.A., Urban, T.J. and Nerem, R.S., 2002. Analysis of interannual and low-frequency variability in global mean sea level from altimetry and tide gauges. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(32-34): 1407-1411.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, 74: 829-836.
- Cleveland, W.S. and Devlin, S.J., 1988. Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting. *Journal of the American Statistical Association*, 83: 596-610.
- Daskalov, G., 2003. Long-term changes in fish abundance and environmental indices in the Black Sea. *Marine Ecology – Progress Series*, 255: 270.
- Delsinne, N., 2005. Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique, Université de Caen, 197 pp.
- Dickson, B. and Osterhus, S., 2007. One hundred years in the Norwegian Sea. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 61: 75.
- Ducharne, A. et al., 2009. Rapport final du Projet REXHySS : Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme. . Sysyphe, Université Jussieu, pp. 62p.
- Dupuis, H., Michel, D. and Sottolichio, A., 2006. Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems*, 63(3-4): 105-114.

- Fritier, N. et al., 2009. Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the seine river watershed, *Climat et Impacts*, Université Paris Sud Orsay, France.
- Fritier, N. et al., accepté. Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the seine river watershed, IAHS conference publication series, UNESCO FRIEND, Fez, Maroc.
- Gamiz-Fortis, S., Pozo-Vazquez, D., Trigo, R.M. and Castro-Diez, Y., 2008. Quantifying the predictability of winter river flow in Iberia. Part I: Interannual predictability. *Journal of Climate*, 21(11): 2484-2502.
- Gauchere, C., 2002. Use of wavelet transform for temporal characterisation of remote watersheds. *Journal of Hydrology*, 209: 101-121.
- Guézennec, L., 1999. Hydrodynamique et transport en suspension du matériel fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France), Université de Rouen, 237 pp.
- Hassan, H.H. and Peirce, J.W., 2008. Empirical Mode Decomposition (EMD) of potential field data: airborne gravity data as an example. *CSEG Recorder*: 25-30.
- Hauchard, E., 2001. De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en geomorphologie: Application aux bassins versants de la marge nord occidentale du Bassin de Paris. Pour l'obtention du titre de docteur de l'université de Rouen Thesis, Université de Rouen, Rouen.
- Hauchard, E., 2002. Plan de prévention des risques d'inondation par débordement et ruissellement. Méthodologie pour la définition de l'aléa ruissellement: Approche hydrogeomorphologique, DDE 76.
- Heap, A. et al., 2001. Australian estuaries and coastal waterways: A geoscience perspective for improved resource management, Australian Geological Survey Organisation, Canberra.
- Higuchi, K., Jianping, H. and Shabbar, A., 1999. A wavelet characterisation of the North Atlantic Oscillation variation and its relationship to the North Atlantic sea surface temperature. *International journal of climatology*, 19(10): 1119-1129.
- Huang, J.-W. and Milkereit, B., 2009. Empirical Mode Decomposition Based Instantaneous Spectral Analysis and its Applications to Heterogeneous Petrophysical Model Construction. *Frontiers + Innovation*: 205-210.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North-Atlantic Oscillation - Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224): 676-679.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M., 2003. An Overview of the North Atlantic Oscillation, in *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph, 134: 135pp.
- Hurrell, J.W. and Van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic change*, 36: 301-326.
- Kaiser, G., 1994. *A friendly Guide to Wavelets*, Birkhäuser.
- Keim, B.D., Muller, R.A. and Stone, G.W., 2004. Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*, 210(1-4): 7-15.
- Kingston, D.G., McGregor, G.R., Hannah, D.M. and Lawler, D.M., 2006. River flow teleconnections across the northern North Atlantic region. *Geophysical Research Letters*, 33: 1-5.
- Kingston, D.G., McGregor, G.R., Hannah, D.M. and Lawler, D.M., 2007. Large-Scale Climatic Controls on New England River Flow. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 367-379.

- Klein Tank, A.M.G. and Coauthors, a., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International journal of climatology*, 22: 1441-1453.
- Kumar, P., 1996. Role of coherent structures in the stochastic-dynamic variability of precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D21): 26393-26404.
- Kumar, P. and Foufoulageorgiou, E., 1993. A Multicomponent Decomposition of Spatial Rainfall Fields .1. Segregation of Large-Scale and Small-Scale Features Using Wavelet Transforms. *Water Resources Research*, 29(8): 2515-2532.
- Labat, D., 2008. Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, 31(1): 109-117.
- Labat, D., Ababou, R. and Mangin, A., 2000. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution. *Journal of Hydrology*, 238(3-4): 149-178.
- Labat, D., Ababou, R. and Mangin, A., 2001. Introduction of wavelet analyses to rainfall/runoffs relationship for a karstic basin: The case of Licq-Atherey karstic system (France). *Ground Water*, 39(4): 605-615.
- Lafite, R., 1990. Caractérisation et dynamique des particules en suspension dans un domaine macrotidal influencé par un estuaire : exemple de la baie de Seine orientale (France), Université de Rouen, Rouen, 293 pp.
- Laignel, B., 2003. Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen. Rouen, Mémoire HDR. Université de Rouen, Mont Saint-Aignan.
- Le Hir, P. et al., 2001. Fine sedimentation transport and accumulations at the mouth of the Seine Estuary (France). *Estuaries*, 24: 950-963.
- Lepiller, M., 1980. Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France), Thèse de Doctorat Université de Grenoble, Grenoble.
- Lesourd, S., 2000. Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal: zoom temporel du siècle à l'heure; application à l'estuaire de la Seine., Université de Caen, 290 pp.
- Li, K.J., Gao, P.X. and Zhan, L.S., 2009. Synchronization of Sunspot Numbers and Sunspot Areas. *Solar Physics*, 255(2): 289-300.
- Loboda, N.S., Glushkov, A.V., Khokhlov, V.N. and Lovett, L., 2006. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*, 322(1-4): 14-24.
- Maqsood, A., 1996. Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la craie du bassin de Paris, Thèse de doctorat. Université de Lille I, Lille, 324 pp.
- Maraun, D. and Kurths, J., 2004. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11: 505-514.
- Mares, I., Mares, C. and Mihalescu, M., 2002. NAO impact on the summer moisture variability across Europe. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(23-24): 1013-1017.
- Massei, N., 2001. Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions, Université de Rouen, Mont Saint-Aignan, 189 pp.
- Massei, N. et al., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329(1-2): 244-257.

- Massei, N. et al., 2007. Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Massei, N. et al., 2009. Long-term hydrological changes of the Seine River flow(France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008. *International journal of climatology*, 29.
- Massei, N. et al., 2008. Long-term hydrological changes of the Seine river discharge, France, AGU fall meeting 2008, San Francisco, USA.
- Mc Cabe, G. and Wolock, D., 2002. A Step Increase in Streamflow in the Conterminous United States *Geophysical Research Letters*, 29: 2185.
- Mesquita, J., 2009. Facteurs de contrôle des modalités de la réponse hydrologique des bassins versant en substrat carbonaté : comparaisons entre la Haute Normandie et la région d’Austin au Texas, Thèse de doctorat. Université de Caen, Caen, 179 pp.
- Meyers, S.D., Kelly, B.G. and Obrien, J.J., 1993. An Introduction to Wavelet Analysis in Oceanography and Meteorology - with Application to the Dispersion of Yanai Waves. *Monthly Weather Review*, 121(10): 2858-2866.
- Meyers, S.D. and Obrien, J.J., 1994. Spatial and Temporal 26-Day Sst Variations in the Equatorial Indian-Ocean Using Wavelet Analysis. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 777-780.
- Pritchard, D., 1967. What is an estuary : physical point of view. *Estuaries*, 83. Ed. H Lauff, AAAS Washington.
- Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. Rouen, Thèse de doctorat. Université de Rouen, Mont Saint-Aignan, 256 pp.
- R_Development_Core_Team, 2009. R: A language and environment for statistical computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Renard, B., 2006. Détection et prise en compte d’éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France, Institut National Polytechnique de Grenoble, 365 pp.
- Rico, G., 1990. Hydrogéologie de la craie: le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine-Maritime). Rouen, Thèse de doctorat. Université de Rouen, Mont Saint-Aignan, 271 pp.
- Rimbu, N., Boroneant, C., Buta, C. and Dima, M., 2002. Decadal variability of the Danube river flow in the lower basin and its relation with the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 22(10): 1169-1179.
- Rodet, J., 1991. Les karsts de la craie: étude comparative, Université Paris IV - La Sorbonne, Paris, 562 pp.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vazquez, D. and Castro-Diez, Y., 2000. Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology*, 20(7): 721-732.
- Rodwell, M.J., Rowell, D.P. and Folland, C.K., 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398(6725): 320-323.
- Rogers, J.C., 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the north Atlantic oscillation and climate variability of northern Europe. *Journal of Climate*, 10(7): 1635-1647.
- Schwing, F.B., Murphree, T. and Green, P.M., 2002. The Northern Oscillation index (NOI): a new climate index for the northeast Pacific. *Progress in Oceanography*, 53: 139.
- Serreze, M. et al., 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46: 207.

- Slimani, S., 2009. Les fonctionnements hydrologiques de l'aquifère karstifié de la Craie de Haute-Normandie: conséquences des contextes morphologiques et structuraux, Thèse de doctorat. Université de Rouen, Mont Saint-Aignan, 261 pp.
- Slimani, S. et al., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeology Journal*.
- Smith, L.C., Turcotte, D.L. and Isacks, B.L., 1998. Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrological Processes*, 12(2): 233-249.
- Stanev, E.V. and Peneva, E.L., 2001. Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples. *Global and Planetary Change*, 32(1): 33-47.
- Szilagyi, J., Parlange, M.B., Katul, G.G. and Albertson, J.D., 1999. An objective method for determining principal time scales of coherent eddy structures using orthonormal wavelets. *Advances in Water Resources*, 22(6): 561-566.
- Tank, A.M.G. et al., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International journal of climatology*, 22: 1441-1453.
- Torrence, C. and Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1): 61-78.
- Trigo, R.M. et al., 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8): 925-944.
- Ulbrich, U. and Christoph, M., 1999. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 15(7): 551-559.
- Ulbrich, U., Christoph, M., Pinto, J.G. and Corte-Real, J., 1999. Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *International Journal of Climatology*, 19(4): 379-390.
- Wilson, D.K., Ott, S., Goedecke, G.H. and Ostashev, V.E., 2009. Quasi-wavelet formulations of turbulence and wave scattering. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(3): 237-252.
- Yin, Y.X., Xu, Y.P. and Chen, Y., 2009. Relationship between flood/drought disasters and ENSO from 1857 to 2003 in the Taihu Lake basin, China. *Quaternary International*, 208: 93-101.

Crédit photo couverture : GIP Seine-Aval, C. Dégremont
Pour tout renseignement, veuillez contacter la coordination scientifique : cdegremont@seine-aval.fr

Le GIP Seine-Aval ne saurait être tenu responsable d'évènements pouvant résulter de l'utilisation et de l'interprétation des informations mises à disposition.

Le GIP Seine-Aval est financé par :

